Pétrologie, géochimie et genèse des gisements de tsavorite associés aux gneiss et roches calco-silicatées graphiteux de Lemshuku et Namalulu, Tanzanie

Julien Feneyrol

▶ **To cite this version:**

Julien Feneyrol. Pétrologie, géochimie et genèse des gisements de tsavorite associés aux gneiss et roches calco-silicatées graphiteux de Lemshuku et Namalulu, Tanzanie. Sciences de la Terre. Université de Lorraine, 2012. Français. NNT : 2012LORR0348 . tel-01750042

HAL Id: tel-01750042
https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01750042

Submitted on 29 Mar 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Ecole doctorale RP2E

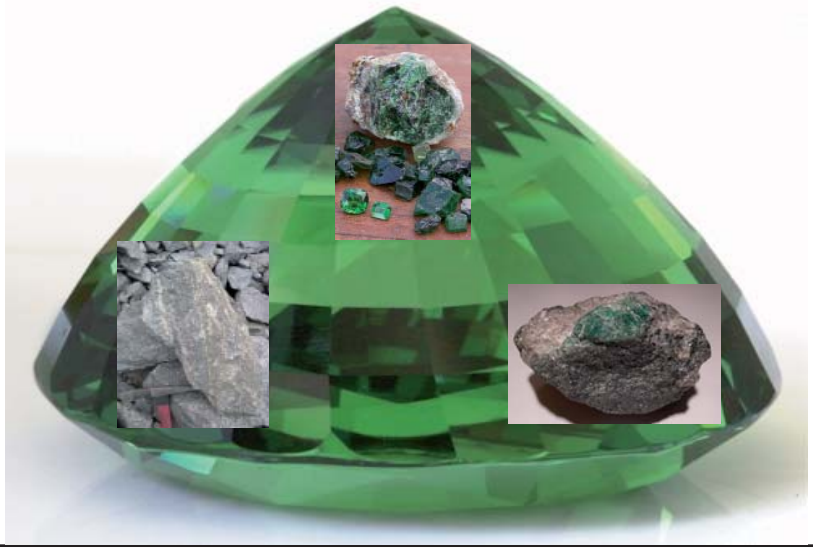
THÈSE

pour l'obtention du grade de
Docteur de l'Institut National Polytechnique de Lorraine
spécialité Géosciences
présentée et soutenue publiquement par

Julien FENEYROL

le 16 février 2012
au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG)

Pétrologie, géochimie et genèse des gisements de tsavorite associés aux gneiss et roches calco-silicatées graphiteux de Lemshuku et Namalulu (Tanzanie)



Composition du jury

Rapporteurs :	**G. Beaudoin**, Université de Laval, Québec, Canada **D. Demaiffe**, Université Libre de Bruxelles, Belgique
Examinateurs :	**P. Barbey**, CRPG/CNRS Nancy, France **P. Monié**, Géosciences Montpellier, France
Directeurs de thèse :	**G. Giuliani**, IRD/GET et CRPG/CNRS Nancy, France **D. Ohnenstetter**, CRPG/CNRS Nancy, France
Invité :	**A.E. Fallick**, SUERC Glasgow, Ecosse

REMERCIEMENTS

Par où commencer...? Il y a tellement de personnes à remercier...

En premier lieu, je tiens à remercier Gaston Giuliani et Daniel Ohnenstetter de m'avoir proposé ce sujet de thèse fort passionnant et de m'avoir encadré pendant ces trois années (et quelques...). Ils ont toujours été présents pour me conseiller et me remotiver, voire pour détendre l'atmosphère (mention spéciale à Gaston pour le tournoi de pétanque, et à Daniel pour ses blagues), même après de nombreuses réécritures d'article ou de chapitre de ce manuscrit. Je remercie également par leur intermédiaire l'IRD et le CRPG dont le soutien financier a permis le bon déroulement de cette thèse, et notamment les travaux de terrains en Tanzanie.

Mes remerciements vont aussi à Georges Beaudoin et Daniel Demaiffe qui ont accepté d'être rapporteurs de cette thèse, ainsi qu'à Pierre Barbey et Patrick Monié qui ont accepté d'être examinateurs. Je remercie aussi Anthony Fallick de venir participer aux débats et de s'intéresser au sujet.

Un très grand merci à la famille Saul (Mark, Eric et John) et à leur société Swala Gem Traders sans qui les travaux de terrain n'auraient pas eu lieu. Je remercie chaleureusement l'ensemble des personnes que j'ai côtoyé à Lemshuku, notamment Jonathan et Kevin, pour leur accueil et leur aide. J'ai également une pensée pour les treize chiens et chiots qui m'ont souvent tenu compagnie dans la chaleur tanzanienne, sans jamais rien demander. Je tiens aussi à remercier Vincent Pardieu pour les nombreux échantillons de tsavorite qu'il a procuré.

Les nombreux domaines qu'aborde cette thèse m'a permis de renconter et de travailler avec de nombreuses personnes que je veux remercier (dans le désordre) : Elisabeth Le Goff pour la structurale; Laurent Tissandier pour le sciage à fil (désolé pour les nombreux fils cassés); Claire Rollion, Denis Mangin et Michel Champenois à la sonde ionique; Caroline Guilmette au laboratoire d'isotopes stables; Anthony Fallick pour les isotopes de l'oxygène et du soufre; Daniel Demaiffe et Patrick Monié pour les datations; Benjamin Rondeau et Emmanuel Fritsch pour les manips d'absorption sur les tsavorites; Olivier Beyssac et Marie-Camille Caumon pour l'obtention de spectres Raman. Merci aussi à Cédric Demeurie et son équipe, ainsi qu'à Christophe Constantin pour l'élaboration des lames minces. Merci à Karim Benzerara et à l'équipe du SCMEM pour les observations au MEB et les analyses à la MSE : Alain Kholer, Johann Ravaux, Sandrine Mathieu, Olivier Rouer, Ludovic Mouton et Sullivan. Merci à l'équipe du SARM pour les analyses de roches.

Je remercie l'ensemble du personnel du CRPG pour leur accueil et la bonne ambiance qui y règne. Je ne citerai pas tout le monde de peur d'en oublier, mais je remercie plus particulièrement Maarten, Julien C. et PH pour les sorties bi-hebdomadaires défoulatoires et pour m'avoir motivé pour faire un marathon, et l'ensemble de l'équipe de futsal pour avoir réinventé le football (dans le bon sens?), ainsi que François et Yves pour leur bonne humeur de si bon matin au café, et Céline et Sarah pour m'avoir (ou les avoir?) supporté pendant ces années de cohabitation dans l'aquarium du 4ème. Merci aussi à Magali, ma 'marraine' officielle, à Romain pour se remémorer notre Auvergne natale, et à l'ensemble des thésards anciens (Jojo, Johanna, Aurélia) ou récents (il y en a trop à citer, pardon). Je remercie aussi l'ensemble du personnel administratif et technique du labo, et surtout Cati qui a su se dépêtrer de nombreuses démarches administratives.

Enfin, je remercie ma famille, mes amis et mes collocs Nico, Flo et Polin pour m'avoir soutenu tout au long de ces trois années de recherche.

Je tiens à dédier ce manuscrit à Campbell Bridges, l'homme qui a découvert la tsavorite et qui y resta attaché jusqu'à la fin de sa vie, et sans qui ce travail n'aurait eu lieu d'être.

RESUME

La tsavorite est un grossulaire vert à vanadium, chrome et manganèse, et dont l'exploitation récente en tant que gemme colorée à haute valeur économique est un véritable enjeu pour les pays miniers concernés, c'est-à-dire le Kenya, la Tanzanie et Madagascar. Les gisements de tsavorite sont toujours contenus dans des gneiss graphiteux et des roches calco-silicatées graphiteuses enrichis en vanadium et en chrome, et souvent associés à des marbres dolomitiques. Les formations minéralisées appartiennent à la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine. Cette ceinture issue de l'orogenèse est-africaine résulte de la fermeture de l'océan mozambicain et de la collision des blocs crustaux formant le Gondwana de l'Est.

La tsavorite est exploitée dans des gisements primaires soit sous la forme de nodules, soit au sein de veines de quartz, ou dans des gisements secondaires de type placer issus du démantèlement des formations minéralisées. L'étude minéralogique de la tsavorite a permis de proposer un protocole pour certifier l'origine géographique des tsavorites, à partir des rapports V/Cr, de la teneur en manganèse et de la composition isotopique en oxygène.

L'étude pétrographique des gisements de tsavorite de Lemshuku et de Namalulu dans le nord-est de la Tanzanie a montré que les gneiss graphiteux et les roches calco-silicatées graphiteuses à tsavorite sont associés à des intercalations de méta-évaporites, et sont surmontés par des marbres dolomitiques. La colonne lithostratigraphique relevée sur les deux gisements résulte du métamorphisme d'une formation sédimentaire enrichie en matière organique dans le faciès amphibolite supérieur à P = 7,0 ± 0,4 kbar et T = 677 ± 14°C. Cet évènement a été daté à 634 ± 22 Ma par la méthode U-Th-Pb sur monazites. Le bâti métamorphique s'est refroidi entre 512 et 500 Ma d'après les datations ^{40}Ar-^{39}Ar sur muscovites.

Deux stades de métasomatose ont permis la formation de la tsavorite : (i) les nodules de tsavorite se sont formés au cours du métamorphisme prograde à P = 5,0-7,4 kbar et T = 580-691°C suite à une métasomatose de diffusion; (ii) la tsavorite des veines de quartz a précipité au cours du métamorphisme rétrograde, pendant une métasomatose calcique d'infiltration, à P = 3,6-4,9 kbar et T = 505-587°C. Les tsavorites des veines de quartz sont datées in situ par Sm-Nd à 606 ± 36 Ma. L'ensemble des éléments nécessaires à la formation de la tsavorite se trouve dans les roches graphiteuses à évaporites.

L'implication des évaporites, de nature continentale, est importante : elles sont directement transformées en tsavorite en fournissant le calcium dans le cas des nodules, et les sels fondus forment des fluides qui mobilisent l'ensemble des éléments nécessaires à la cristallisation de la tsavorite dans les veines de quartz. Les minéralisations sont également contrôlées par la lithostratigraphie (gneiss graphiteux et roches calco-silicatées graphiteuses à évaporites) et la tectonique (structure de type 'saddle-reef').

En conclusion, les gisements de tsavorite se sont formés au cours du métamorphisme et de la métasomatose de séries sédimentaires silico-calcaires, enrichies en matière organique et à intercalations d'évaporites, et déposées au sein d'une plate-forme carbonatée associée à la formation d'une sabkha de côte marine sur la marge est des cratons du Congo et du Kalahari au Néoprotérozoïque.

Mots-clés : tsavorite - ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine - gneiss graphiteux et roches calco-silicatées graphiteuses - évaporites continentales - marbres dolomitiques - métamorphisme - métasomatose - système à V-Cr-C - isotopes stables - datation U-Th-Pb - datation ^{40}Ar-^{39}Ar - datation Sm-Nd - modèle génétique - origine géographique de la tsavorite.

ABSTRACT

Tsavorite is a (V, Cr, Mn)-bearing green grossular which its recent working as an economical high-value coloured gemstone is a real issue for the concerned mining countries, i.e. Kenya, Tanzania and Madagascar. Tsavorite deposits are always contained in graphitic gneisses or graphitic calc-silicates rocks enriched in vanadium and chromium, and often asssociated with dolomitic marbles. The mineralised formations belong to the Metamorphic Neoproterozoic Mozambique Belt. This belt coming from the East-African orogenesis results from the Mozambique Ocean closure and the collision between the East Gondwana crustal blocks.

Tsavorite is mined within primary deposits either as nodules or in quartz veins, or within placer-type secondary deposits coming from the disassembly of the mineralised formations. The tsavorite mineralogical study has permitted to suggest a protocol to certificate tsavorites geographical origin, based on V/Cr ratios, manganese content and oxygen isotopic composition.

The petrographic study of the Lemshuku and Namalulu tsavorite deposits in north-eastern Tanzania has shown that tsavorite-bearing graphitic gneisses and graphitic calc-silicates rocks are associated with meta-evaporites intercalations, and are overlapped by dolomitic marbles. The noticed lithostratigraphic column of the two deposits results from the metamorphism of an organic matter-rich sedimentary formation in the upper amphibolite facies at P = 7.0 ± 0.4 kbar and T = 677 ± 14°C. This event has been dated at 634 ± 22 Ma by U-Th-Pb dating on monazites. The metamorphic column has cooled between 512 and 500 Ma after ^{40}Ar-^{39}Ar dating on muscovites.

Two metasomatic stages have permitted the formation of tsavorite : (i) tsavorite nodules formed during prograde metamorphism at P = 5.0-7.4 kbar and T = 580-691°C linked to diffusion metasomatism; (ii) tsavorite in quartz veins has precipitated during retrograde metamorphism, throughout calcitic infiltration metasomatism, at P = 3.6-4.9 kbar and T = 505-587°C. Tsavorites in quartz veins have been dated in situ with Sm-Nd at 606 ± 36 Ma. All the elements necessary for tsavorite formation come from the evaporites-bearing graphitic rocks.

Continental evaporites involvement is important : they are directly turned into tsavorite providing calcium in the case of the nodules, and the molten salts form fluids that mobilize all the necessary elements for tsavorite crystallisation in quartz veins. The mineralisations are also controled by the lithostratigraphy (evaporites-bearing graphitic gneisses and graphitic calc-silicates rocks) or the structure (‘saddle-reef’-type structure).

As a conclusion, tsavorite deposits formed during metamorphism and metasomatism of silico-calcareous sedimentary sequences, enriched in organic matter and with evaporites intercalations, and deposited within a carbonate platform associated with coastal-marine sabkha formation on the eastern margin of Congo and Kalahari cratons in the Neoproterozoic.

Key-words : tsavorite - Metamorphic Neoproterozoic Mozambique Belt - graphitic gneisses and graphitic calc-silicates rocks - continental evaporites - dolomitic marbles - metamorphism - metasomatism - V-Cr-C system - stable isotopes - U-Th-Pb dating - ^{40}Ar-^{39}Ar dating - Sm-Nd dating - genetic model - tsavorite geographical origin.

Table des matières

I. INTRODUCTION 27

II. LA CEINTURE METAMORPHIQUE NEOPROTEROZOIQUE MOZAMBICAINE 33

2.1 Introduction 35

2.2 Qu'est-ce que la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine? 35

2.3 Géologie des gemmes néoprotérozoïques associées à la ceinture métamorphique mozambicaine avant la séparation du Gondwana 38

2.3.1 Le bouclier arabo-nubien (BAN) 38

2.3.1.1. Géologie et géodynamique 38

2.3.1.2. Géologie des gemmes 39

2.3.2 L'Afrique de l'Est 41

2.3.2.1 Le Kenya 41

2.3.2.2 La Tanzanie 54

2.3.2.3 Le nord-est du Mozambique et l'est du Malawi 66

2.3.3 Madagascar 70

2.3.3.1 Géologie et géodynamique 70

2.3.3.2 Géologie des gemmes 73

2.3.4 L'Inde 80

2.3.5 Le Pakistan 88

2.3.6 Le Sri Lanka 89

2.3.6.1 Géologie et géodynamique 89

2.3.6.2 Géologie des gemmes 91

2.3.7 L'Antarctique de l'Est 93

2.3.7.1 Géologie et géodynamique 93

2.3.7.2 Géologie des gemmes 97

2.4 Les caractéristiques de la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine 100

2.4.1 Lithologies et gemmes 100

2.4.1.1 Lithologies 100

2.4.1.2 Gemmes 101

2.4.2 Déformation et métamorphisme 103

2.4.3 Le puzzle de la ceinture néoprotérozoïque métamorphique mozambicaine 103

2.5 Conclusions 105

III. LES GRENATS 111

3.1 L'histoire des grenats 113

3.2 Minéralogie des grenats 115

3.2.1 Formules chimiques et propriétés générales des grenats 115

3.2.2 Structure et morphologie des grenats 117

3.2.3 La couleur des grenats 121

3.2.3.1 Les phénomènes d'émission de la lumière 123

3.2.3.2 Les nuances de coloration rouge de la série isomorphe pyrope-almandin *124*
3.2.3.3 Les nuances orangées de la spessartine et de la série spessartine-almandin *126*
3.2.3.4 Les grenats pyropes-spessartines à changement de couleur *126*
3.2.3.5 Les nuances variées des grossulaires *130*
3.2.3.6 Les couleurs des différentes variétés d'andradite *133*
3.2.3.7 Le vert de l'uvarovite *135*
3.2.3.8 Les couleurs des grenats rares *135*
3.2.3.9 Les grenats étoilés *136*
3.3 Les espèces de grenats naturels 136
3.3.1 Le groupe des pyralspites 138
3.3.1.1 Pyrope $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$ *138*
3.3.1.2 Almandin $Fe_3^{2+}Al_2(SiO_4)_3$ 145
3.3.1.3 Spessartine $Mn_3^{2+}Al_2(SiO_4)_3$ 153
3.3.2 Le groupe des ugrandites 159
3.3.2.1 Grossulaire $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$ *160*
3.3.2.2 Andradite $Ca_3Fe_2^{3+}(SiO_4)_3$ 169
3.3.2.3 Uvarovite $Ca_3Cr_2(SiO_4)_3$ 176
3.3.3 Les espèces rares 183
3.3.3.1 Caldérite $Mn_3^{2+}Fe_2^{3+}(SiO_4)_3$ *183*
3.3.3.2 Goldmanite $Ca_3V_2^{3+}(SiO_4)_3$ *184*
3.3.3.3 Hibschite $Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$ avec $0,2 < x < 1,5$ *187*
3.3.3.4 Katoïte $Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$ avec $1,5 < x < 3,0$ *188*
3.3.3.5 Kimzeyite $Ca_3(Zr,Ti)_2[(Si,Al,Fe^{3+})O_4]_3$ *189*
3.3.3.6 Knorringite $Mg_3Cr_2^{3+}(SiO_4)_3$ *189*
3.3.3.7 Majorite $Mg_3(Fe_2^{3+},Al,Si)_2(SiO_4)_3$ *189*
3.3.3.8 Morimotoïte $Ca_3TiFe^{2+}(SiO_4)_3$ *190*
3.3.3.9 Schorlomite $Ca_3(Ti^{4+},Fe^{3+})_2[(Si,Fe^{3+})O_4]_3$ *190*
3.4 Les grenats synthétiques 191
3.4.1 Les YAG 192
3.4.2 Les GGG 192
3.4.3 La synthèse des grenats 192
3.4.3.1 Le procédé de Czochralski *193*
3.4.3.2 La synthèse par flux 194
3.5 Grenats et industrie 195
3.5.1 La production mondiale de grenats 195
3.5.2 L'utilisation industrielle des grenats 197
3.5.2.1 Les grenats naturels *197*
3.5.2.2 Les grenats synthétiques *198*
IV. LES GISEMENTS MONDIAUX DE TSAVORITE 201
4.1 Synthèse géologique sur les gisements mondiaux de tsavorite 203
4.1.1 Introduction 204

4.1.2 The Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt....205
4.1.3 Tsavorite provinces in the NMMB....207
4.1.3.1 Tsavorite in Kenya....208
4.1.3.2 Tsavorite in Tanzania....216
4.1.3.3 Tsavorite in Madagascar....226
4.1.3.4 Tsavorite in Pakistan....226
4.1.3.5 Tsavorite in East Antarctica....227
4.1.4 V-(Cr) grossular occurrences in other world provinces....228
4.1.4.1 The calcareous metapelites and skarns of Coat-an-Noz, France....228
4.1.4.2 The Mogok marbles, Myanmar....228
4.1.4.3 The Pezinok-Pernek complex, Slovakia....229
4.1.4.4 The Hemlo gold mine, Ontario, Canada....229
4.1.5. Tsavorite geochemistry....229
4.1.6. Genetic models and discussion....235
4.1.6.1 Protoliths of the tsavorite-bearing metasedimentary sequence....235
4.1.6.2 Constraints on the age of the mineralization....237
4.1.6.3 Comparisons with others V-grossular occurrences worldwide....237
4.1.6.4 Types of tsavorite deposits....238
4.1.6.5 Role of evaporites in the formation of tsavorite....238
4.1.6.6 A new model for the genesis of tsavorite deposits....242
4.1.7 Conclusions....243
4.2 Les gisements de tsavorite de Lemshuku en Tanzanie....244
4.2.1 Etude géologique du district minier de Lemshuku....244
4.2.1.1 Introduction....245
4.2.1.2 Geological setting....246
4.2.1.3 The Lemshuku mining district....248
4.2.1.4 Lithostratigraphic column....249
4.2.1.5 Structure....251
4.2.1.6 Discussion and conclusion....253
4.2.2 L'exploitation de la mine de Lemshuku....256
4.2.3 Le placer à tsavorite de Lemshuku....258
4.2.3.1 Présentation du placer de Lemshuku....258
4.2.3.2 Formation du placer....258
4.2.2.3 L'extraction des 'tsavorites' du placer....261
4.2.3.4 Les 'tsavorites' du placer de Lemshuku....262
V. MINERALOGIE DES TSAVORITES....265
5.1 Echantillons et objectifs de l'étude....267
5.2 Propriétés physiques de la tsavorite : une gemme compétitive....267
5.3 Composition chimique des tsavorites....269
5.3.1 Les éléments majeurs et mineurs....269
5.3.1.1 Le vanadium....271

5.3.1.2 Le chrome *272*
5.3.1.3 Le manganèse *273*
5.3.1.4 Le magnésium et le titane *273*
5.3.1.5 Le fer *273*
5.3.2 Les éléments traces et les terres rares 276
5.4 Typologie chimique des tsavorites et détermination de leur origine géographique 279
5.4.1 Utilisation des éléments V et Cr et de leur rapport V/Cr : premier modèle de détermination de l'origine géographique des tsavorites 281
5.4.2 Utilisation des éléments V, Cr et Mn : typologie chimique et nouvelles définitions des tsavorites 287
5.4.3 Utilisation de V/Cr, Mn et des isotopes de l'oxygène : détermination de l'origine géographique et de l'environnement géologique des tsavorites 290
5.4.3.1 Introduction *292*
5.4.3.2 Geological outline *293*
5.4.3.3 Samples and analytical techniques *294*
5.4.3.4 Results *295*
5.4.3.5 Discussion of the results *296*
5.4.3.6 Conclusions *302*
5.5.1 La gamme de couleurs 302
5.5.2 Absorption UV-Vis-PIR 303
5.5.2.1 Les spectres d'absorption UV-Vis-PIR des tsavorites *304*
5.5.2.2 Discussion des résultats *304*
5.5.3 Effets des éléments chromophores sur la couleur des tsavorites 312
5.5.4 Site de substitution des éléments chromophores de la tsavorite 314
5.6 Etude des inclusions fluides des tsavorites 315
VI. ETUDE PETROLOGIQUE DES GISEMENTS DE TSAVORITE DE LEMSHUKU ET NAMALULU 327
6.1 Pétrographie des roches de Lemshuku 329
6.1.1 Description des faciès lithologiques 329
6.1.1.1 Les amphibolites et les quartzites *329*
6.1.1.2 Les gneiss graphiteux à grains fins (GGF) *330*
6.1.1.3 Les gneiss graphiteux à kyanite (GGK) *333*
6.1.1.4 Les pegmatites *337*
6.1.1.5 Les gneiss à almandin et biotite (GAB) *339*
6.1.1.6 Les gneiss graphiteux métasomatisés (GGM) *340*
6.1.1.7 Les roches calco-silicatées graphiteuses *349*
6.1.1.8 Les minéralisations à tsavorite *359*
6.1.1.9 Les marbres dolomitiques *371*
6.1.2 Chimie des minéraux 373
6.1.2.1 Le graphite *373*
6.1.2.2 Les carbonates *373*
6.1.2.3 Les feldspaths *377*
6.1.2.4 Les micas *377*

6.1.2.5 Les pyroxènes *379*
6.1.2.6 Les amphiboles *381*
6.1.2.7 La scapolite *381*
6.1.2.8 Les grenats *383*
6.1.2.9 Les épidotes *383*
6.1.2.10 La kyanite *384*
6.1.2.11 Le rutile *384*
6.1.2.12 La titanite *384*
6.1.2.13 Les sulfures *385*
6.1.2.14 Les sulphates *385*
6.1.2.15 Les tourmalines *387*
6.1.2.16 Les apatites *387*
6.1.2.17 La 'lemshukuite' *389*
6.2 Pétrologie des roches de Namalulu 404
6.2.1 Les gneiss graphiteux et les marbres dolomitiques 404
6.2.1.1 Introduction *405*
6.2.1.2 Geological setting *407*
6.2.1.3 Analytical techniques *408*
6.2.1.4 Mineral parageneses and chemistry *409*
6.2.1.5 P-T conditions of tsavorite formation *425*
6.2.1.6 Discussion *428*
6.2.1.7 Conclusions *438*
6.2.2 Les filons de l'unité de marbre dolomitique 445
6.3 Pétrologie des nodules et filons de quartz à tsavorite de différents gisements mondiaux 445
6.3.1 Les nodules de la mine de Nadan1 (Kenya) 447
6.3.2 Les nodules de Sør Rondane (Antarctique de l'Est) 451
6.3.3 Les veines de quartz à tsavorite de Kimwengan (Tanzanie) 452
6.4 Discussion sur la pétrographie et la minéralogie 455
6.4.1 Les formations lithologiques associées à la minéralisation 455
6.4.1.1 Comparaisons avec le gisement de Merelani *455*
6.4.1.2 Comparaisons avec les autres gisements mondiaux *456*
6.4.1.3 Bilan *457*
6.4.2 Les minéralisations 458
6.4.2.1 Les nodules *458*
6.4.2.2 Les veines de quartz *463*
6.5 Thermobarométrie 472
6.5.1 Le thermobaromètre plagioclase-amphibole 472
6.5.2 Le thermomètre grenat-biotite 472
6.5.3 Le thermomètre plagioclase-muscovite 474
6.5.4 Les thermomètres isotopiques 475
6.5.5 Les conditions P-T-t du métamorphisme, de la métasomatose, et de la formation de la tsavorite et de la tanzanite 477

6.5.6 Discussion 480
6.5.6.1 Le métamorphisme *480*
6.5.6.1 La minéralisation *481*
VII. GEOCHIMIE 483
7.1 Les analyses géochimiques en roches totales 485
7.1.1 Les éléments majeurs et traces 485
7.1.1.3 Amphibolite, pegmatite et biotitite *493*
7.1.1.4 Analyses en roches totales et assemblages minéralogiques *495*
7.1.1.5 Apports des analyses géochimiques en roches totales sur l'origine des protolithes des gneiss. *496*
7.1.2.1 Les gneiss et les roches calco-silicatées de Lemshuku *503*
7.1.2.2 Les marbres dolomitiques et les lentilles carbonatées *508*
7.1.2.3 Les amphibolites *510*
7.2 Les analyses isotopiques (O, C, S, B) des roches et des minéraux 511
7.2.1 Signatures isotopiques du carbone et de l'oxygène des marbres 511
7.2.2 Signature isotopique du carbone et de l'oxygène de la calcite des gneiss 514
métasomatisés et des veines de quartz recoupant les roches calco-silicatées 514
7.2.3 Signature isotopique du carbone des graphites 515
7.2.4 Signature isotopique du soufre des sulfures 519
7.2.5 Signature isotopique du bore des tourmalines 523
7.3 Discussion : l'environnement de dépôt des protolithes 527
VIII. GEOCHRONOLOGIE 531
8.1 Apports des données isotopiques : la datation des protolithes 533
8.1.1 La composition isotopique du carbone des carbonates 533
8.1.2 La composition isotopique du carbone du graphite des gneiss 535
8.1.3 La composition isotopique du soufre des sulfures 536
8.1.4 La composition isotopique du strontium de la calcite et de la tanzanite 536
8.1.5 Bilan des apports des données isotopiques 539
8.2 Les datations U-Th-Pb sur monazites : la datation du métamorphisme 541
8.3 La datation Sm-Nd sur tsavorites : la datation de la minéralisation 545
8.4 Les datations Ar-Ar sur micas : la datation du refroidissement 547
8.5 Conclusion 551
IX. MODELE METALLOGENIQUE POUR LA FORMATION DES TSAVORITES 553
9.1 Modèles métallogéniques proposés dans la littérature 555
9.2 Les apports métallogéniques de cette étude 556
9.2.1 Les protolithes des gneiss, des roches calco-silicatées et des marbres 556
9.2.1.1 Des schistes argileux à matière organique (schistes noirs) et des grauwackes *556*
9.2.1.2 Des carbonates marins *556*
9.2.1.3 Des évaporites continentales *556*
9.2.1.4 L'environnement de dépôt : une sabkha de côte marine *557*
9.2.1.5 L'âge des protolithes : des dépôts néoprotérozoïques (800-700 Ma) *557*

9.2.2 Les conditions de formation des minéralisations à tsavorite 557
9.2.2.1 Les nodules à tsavorite du métamorphisme prograde *557*
9.2.2.2 Les veines de quartz à tsavorite de la métasomatose calcique *558*
9.2.2.3 Les sources des éléments nécessaires à la formation de la tsavorite *558*
9.2.2.4 Les contrôles lithostratigraphique et structural *559*
9.2.2.5 L'importance des évaporites *560*
9.2.2.6 Chronologie de la formation des minéralisations à tsavorite *562*
9.3 Proposition d'un modèle génétique 562
9.3.1 Le modèle : une gemme, deux histoires de formation 562
9.3.2 Discussion 567
CONCLUSION 571
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 577

Liste des figures

Figure II-1 : Le supercontinent Gondwana et les différents épisodes orogéniques associés 36
Figure II-2 : Schéma représentant dans le temps l'assemblage du Gondwana de l'Est marqué par la fermeture de l'océan mozambicain et la collision continentale du Gondwana de l'Est avec les cratons du Kalahari et du Congo. 36
Figure II-3 : Carte géologique simplifiée du bouclier arabo-nubien 38
Figure II-4 : Les gisements historiques d'émeraude du sud-est de l'Egypte 40
Figure II-5 : Les émeraudes du sud-est de l'Egypte 40
Figure II-6 : Carte géologique simplifiée du Kenya montrant l'extension des formations métamorphiques de la ceinture mozambicaine avec ses principales zones de cisaillement et de chevauchement 42
Figure II-7 : Les relations stratigraphiques entre les différents groupes de gneiss dans la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine à partir d'une coupe est-ouest du centre du Kenya 43
Figure II-8 : Localisation des différents districts gemmifères 45
Figure II-9 : La minéralisation à saphir de Dusi 46
Figure II-10 : Carte géologique simplifiée de la région de Taita-Kuranze dans le sud du Kenya 48
Figure II-11 : Les minéralisations à tsavorite de la mine de Nadan, district de Kuranze 50
Figure II-12 : Carte géologique détaillée de la mine John Saul (actuellement Rockland) et de son corps de roches ultramafiques 52
Figure II-13 : La mine John Saul, actuellement Rockland 53
Figure II-14 : Carte géologique simplifiée de la Tanzanie situant les différents domaines et ceintures du Néoprotérozoïque ainsi que les complexes granulitiques de l'est de la Tanzanie 55
Figure II-15 : Coupe géologique synthétique et transversale de la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine au NE de la Tanzanie 57
Figure II-16 : Localisation des principaux gisements à gemmes de la Tanzanie 58
Figure II-17 : Aspects des minéralisations à rubis des districts de Longido et Mahenge 59
Figure II-18 : Coupe ouest-est de l'indice à à rubis de Ngong'oro dans le district de Morogoro 61
Figure II-19 : Carte géologique simplifiée du nord-est de la Tanzanie et du sud du Kenya avec la localisation des principaux gisements de tsavorite 62
Figure II-20 : Les exploitations à tsavorite de la région de Lemshuku et de Namalulu 64
Figure II-21 : La colonne lithostratigraphique de la mine de Lemshuku dans le district de Lemshuku 65
Figure II-22 : Carte géologique simplifiée du nord-est du Mozambique et localisation des différentes datations U-Pb réalisées dans la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine 67
Figure II-23 : Carte tectono-métamorphique du Précambrien de Madagascar 71
Figure II-24 : Schémas géotectoniques montrant la fermeture de l'océan mozambicain au Néoprotérozoïque à Madagascar 73
Figure II-25 : Carte de répartition des minéralisations néoprotérozoïques à corindons, tsavorite, grenat à changement de couleur et grenat 'malaya' de Madagascar 77
Figure II-26 : Carte géologique simplifiée du sud de l'Inde avec les différents blocs tectono-métamorphiques de Salem, Madras, Nilgiri, Madurai, Trivandrum et Nagercoil 81
Figure II-27 : Coupes nord-sud reconstituant l'évolution de la ceinture métamorphique du sud de l'Inde 83
Figure II-28 : Schéma géologique de la ceinture orientale de Ghats formée par les provinces de Ghats, Krishna et Jeypore et localisation du gisement de rubis de Kalahandi 84
Figure II-29 : Carte géologique du Rajasthan et de Gujarat avec la localisation des gisements d'émeraude de la ceinture néoprotérozoïque (d'après Garkhal, 2002) 85
Figure II-30 : Coupe géologique simplifiée du gisement d'émeraude de Kaliguman au Rajasthan 87
Figure II-31 : Carte géologique du nord-ouest du Pakistan avec la localisation du gisement de tsavorite de Jambil dans la vallée de Swat 88
Figure II-32 : Carte géologique simplifiée du Sri Lanka avec la localisation des districts gemmifères et des principales mines du Sri Lanka 90
Figure II-33 : L'origine géologique des plumasites à corindons à partir de la signature de la composition isotopique en oxygène des saphirs 92

Figure II-34 : Carte de localisation de la Terre de la Reine Maud et de la Terre d'Enderby en Antarctique de l'Est ainsi que les complexes associés 94
Figure II-35 : Carte géologique simplifiée des montagnes de Sør Rondane avec la localisation de l'indice à tsavorite de Menipa 98
Figure II-36 : Tsavorite d'un nodule provenant de l'indice de Menipa 98
Figure II-37 : Juxtaposition du Sri Lanka, du sud de l'Inde, de Madagascar, de l'Antarctique et de l'Afrique dans le supercontinent Gondwana et localisation des gisements de corindons et de tsavorite 106
Figure II-38 : Chronogramme des évènements affectant les différentes parties de la CMNM au Néoprotérozoïque. 108
Figure II-39 : Proposition de localisation géographique actuelle de la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine 109

Figure III-1 : Sceau en grossulaire vert et son moule en argile 114
Figure III-2 : Fibule 'cloisonnée' ronde de la reine Arnegonde 114
Figure III-3 : Camée et intaille en hessonite 114
Figure III-4 : Pôles et solutions solides continues des grenats 116
Figure III-5 : Charte de détermination des grenats 118
Figure III-6 : Diagramme P-T des courbes de réaction des six espèces principales de grenat 118
Figure III-7 : Structure du grenat projeté selon l'axe z 119
Figure III-8 : Champ de stabilité des grenats selon le rayon des cations X et Y 119
Figure III-9 : Habitus simples et complexes des cristaux de grenats 120
Figure III-10 : Habitus d'un grenat en fonction de la longueur de sa maille élémentaire et de son rapport cationique 120
Figure III-11 : Les nuances de coloration de la série isomorphe pyrope-almandin 125
Figure III-12 : Spectres d'absorption de grenats appartenant à la solution pyrope-almandin 125
Figure III-13 : Les nuances de coloration de la spessartine(-almandin) 127
Figure III-14 : Spectres d'absorption de la spessartine 127
Figure III-15 : Les grenats à changement de couleur 128
Figure III-16 : Transmission de la lumière à travers les grenats à changement de couleur 128
Figure III-17 : Spectres d'absorption de grenats à changement de couleur 129
Figure III-18 : Les couleurs du grossulaire 131
Figure III-19 : Spectres d'absorption du grossulaire tsavorite 131
Figure III-20 : Spectres d'absorption du grossulaire hessonite 132
Figure III-21 : Spectre d'absorption du grossulaire 'raspberry' 132
Figure III-22 : Les couleurs de l'andradite 133
Figure III-23 : Spectres d'absorption de l'andradite démantoïde 134
Figure III-24 : Spectre d'absorption de l'andradite mélanite 134
Figure III-25 : Spectre d'absorption de l'uvarovite 134
Figure III-27 : Astérismes et directions [111] des inclusions de rutile 137
Figure III-28 : Diagrammes ternaires de composition chimique des pyralspites 138
Figure III-29 : Carte d'identité du pyrope 139
Figure III-30 : Coupe schématique du gisement de pyrope à České středohoří 143
Figure III-31 : Proportions relatives en almandin (Al) + spessartine (Sp), grossulaire (Gr) + andradite (An) et pyrope (Py) pour les grenats contenus dans des éclogites et les roches associées 144
Figure III-32 : Carte d'identité de l'almandin 146
Figure III-33 : Carte géologique et coupe simplifiées du massif de Kuvalorog 151
Figure III-34 : Carte d'identité de la spessartine 154
Figure III-35 : Localisation du skarn manganésifère de Mankwadzi 156
Figure III-36 : Carte géologique et coupe transversale de la région de Mankwadzi 156
Figure III-37 : Localisation et distribution des pegmatites dans la région de Cat Lake 159
Figure III-38 : Diagramme ternaire de composition chimique des ugrandites 160
Figure III-39 : Carte d'identité du grossulaire 161
Figure III-40 : Carte géologique simplifiée de la région de Ruda nad Moravou 165

Figure III-41 : Coupe schématique à travers la pegmatite de Ruda nad Moravou 167
Figure III-42 : Carte d'identité de l'andradite 169
Figure III-43 : Carte géologique du NW de l'Iran 172
Figure III-44 : Carte géologique du complexe de Tamazeght 174
Figure III-45 : Carte d'identité de l'uvarovite 177
Figure III-46 : Coupe schématique des corps chromititiques montrant les sills gabbroïques et les deux familles de veines 179
Figure III-47 : Coupe schématique présentant les assemblages minéralogiques 180
Figure III-48 : Les espèces rares des grenats 183
Figure III-49 : Carte géologique du complexe cristallin de Pezinok-Pernek 186
Figure III-50 : Exemples de grenats synthétiques colorés par divers chromophores 191
Figure III-51 : Méthode de Czochralski pour la synthèse de grenat 193
Figure III-52 : Synthèse de grenat par flux 194
Figure III-53 : Evolution de la production mondiale et américaine de grenats abrasifs 196
Figure III-54 : Principaux pays producteurs et utilisation du grenat en tant qu'abrasifs en 2009 196
Figure III-55 : Evolution du prix de la tonne de grenat aux Etats-Unis 196

Figure IV-1 : Jigsaw-puzzle of the Gondwana supercontinent formed by Precambrian shields and the different mobile belts and location of the East Africa Orogeny and the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt 206
Figure IV-2 : Location of the tsavorite deposits in the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt and the others vanadium (-chromium) grossular occurrences worldwide 208
Figure IV-3 : Schematic geological map of the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt in south-eastern Kenya and north-eastern Tanzania and location of the tsavorite deposits 209
Figure IV-4 : Representative lithostratigraphic column of the Kurase group of the Mgama-Kuranze areas in south-eastern Kenya with the location of the tsavorite and corundum deposits 210
Figure IV-5 : Schematic cross-sections across three Kenyan tsavorite deposits located in the Mgama Ridge 212
Figure IV-6 : The Davies mine in the Lualenyi mining district 213
Figure IV-7 : Aspects of the tsavorite mineralization in the Classic mine located in the eastern part of the Mgama Ridge 215
Figure IV-8 : Views of the tsavorite mineralization in the Nadan I mine in the Kuranze mining district 217
Figure IV-9 : Tsavorites from the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt 218
Figure IV-10 : Location of the tsavorite deposits in Tanzania 220
Figure IV-11 : Tsavorite and tanzanite mining ''block C'' property of the TanzaniteOne company in Merelani, Tanzania 221
Figure IV-12 : Lithostratigraphic column of the Lemskusku tsavorite mining area 223
Figure IV-13 : Tsavorite mineralization in the Lemshuku and Namalulu deposits in north-eastern Tanzania 224
Figure IV-14 : Lithostratigraphic column of the Ruangwa tsavorite-bearing metamorphic formations in south-eastern Tanzania 225
Figure IV-15 : The chemical composition of the tsavorites from the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt and others V-(Cr) grossular occurrences worldwide 233
Figure IV-16 : Schematic cross-section of the different types of tsavorite deposits in the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt 240
Figure IV-17 : Schematic representation of the formation of tsavorite-bearing nodules 241
Figure IV-18 : Geological map of Tanzania and the 'tsavorite' deposits 247
Figure IV-19 : Geological map of the Lemshuku area 249
Figure IV-20 : Lithostratigraphic column of the Lemshuku area 250
Figure IV-21 : Stereonet diagram showing the Lemshuku foliation variations which give the fold axis of the study area 252
Figure IV-22 : Cross-section of the Lemshuku area 255
Figure IV-23 : Mine de Lemshuku et la minéralisation à 'tsavorite' 257
Figure IV-24 : Placer de Lemshuku et crible d'exploitation 259
Figure IV-25 : Profil du niveau 1 du placer de Lemshuku 260

Figure IV-26 : 'Flow-sheet' (mode opératoire) de l'exploitation du placer à 'tsavorite' de Lemshuku 262
Figure IV-27 : Inclusions minérales et couleurs des 'tsavorites' du placer de Lemshuku.....263

Figure V-1 : Diagrammes ternaires Grossulaire-Goldmanite-Uvarovite montrant la composition des tsavorites en fonction de leur provenance.....270
Figure V-2 : Teneurs en V, Cr et Mn des tsavorites analysées au cours de cette étude.....274
Figure V-3 : Teneurs en Mg, Ti et Fe des tsavorites analysées au cours de cette étude.....275
Figure V-4 : Spectres des terres rares des tsavorites normalisés à la chondrite CI d'Eversen et al. (1978) et comparés à ceux des grenats métamorphiques, des grenats métasomatiques et associés à des skarns, et des grenats magmatiques 278
Figure V-5 : Analyses en composantes principales des éléments mineurs de la tsavorite.....280
Figure V-6 : Diagrammes V en fonction de Cr montrant les rapports V/Cr des tsavorites.....282
Figure V-7 : Diagramme V en fonction de Cr des tsavorites selon leur origine géographique et répartition des champs chimiques proposés pour l'identification de l'origine géographique des tsavorites en se basant sur les teneurs en V et en Cr.....284
Figure V-8 : Diagrammes V+Cr en fonction de Mn montrant les corrélations positives entre ces éléments pour les tsavorites du gisement primaire de Lemshuku, de Madagascar et d'Antarctique de l'Est, et les corrélations négatives entre ces éléments pour les tsavorites de Namalulu, d'Aqua et du Pakistan 286
Figure V-9 : Diagramme ternaire V-Cr-Mn permettant de définir les cinq types chimiques de tsavorite 288
Figure V-10 : Tsavorite crystals 293
Figure V-11 : Distribution of the $\delta^{18}O$ value of tsavorites from the deposits of the Neoproterozoic Mozambique Metamorphic Belt 296
Figure V-12 : $\delta^{18}O$ (‰, V-SMOW) versus V/Cr ratios and Mn (ppm) of tsavorites from the deposits of the Neoproterozoic Mozambique Metamorphic Belt 297
Figure V-13 : Nuanciers de Munsell pour les teintes verte (5G) et vert-jaune (5GY).....303
Figure V-14 : Spectres d'absorption UV-Vis-PIR des tsavorites de type I 305
Figure V-15 : Spectres d'absorption UV-Vis-PIR des tsavorites de type II.....306
Figure V-16 : Spectres d'absorption UV-Vis-PIR des tsavorites de type III 307
Figure V-17 : Spectres d'absorption UV-Vis-PIR des tsavorites de type IV 308
Figure V-18 : Spectres d'absorption UV-Vis-PIR des tsavorites de type V.....309
Figure V-19 : Diagrammes montrant la relation entre l'absorbance normalisée au millimètre et les concentrations en vanadium et chrome des tsavorites au niveau des deux bandes d'absorption majeures dans le domaine du visible.....310
Figure V-20 : Teneurs en V, Cr et Mn des tsavorites en fonction de leur couleur, du vert clair (5G 8/6) au vert sombre (5G 3/4) et leur type chimique.....313
Figure V-21 : Diagrammes montrant les mécanismes de substitution dans la tsavorite..... des éléments chromophores.....315
Figure V-22 : Inclusions fluides multiphasées présentes dans les tsavorites et les tanzanites.....316
Figure V-23 : Spectres Raman de la tsavorite et des composés moléculaires contenus dans les cavités d'inclusions fluides.....317

Figure VI-1 : Les amphibolites 330
Figure VI-2 : Les gneiss graphiteux à grains fins (GGF).....332
Figure VI-3 : Les gneiss graphiteux à kyanite (GGK).....334
Figure VI-4 : Les pegmatites 336
Figure VI-5 : Les gneiss à almandin et biotite (GAB).....338
Figure VI-6 : Les gneiss graphiteux métasomatisés à grains fins (GGMF).....342
Figure VI-7 : Les gneiss graphiteux métasomatisés bréchiques (GGMB) 344
Figure VI-8 : Les gneiss graphiteux quartzo-feldspathiques (GGQF).....346
Figure VI-9 : Les gneiss graphiteux quartzo-feldspathiques (GGQF).....348
Figure VI-10 : Les roches calco-silicatées graphiteuses 'communes' (CSG).....350
Figure VI-11 : Les roches calco-silicatées graphiteuses bréchiques à ciment orthosique ($CSGB_I$) 352
Figure VI-12 : Les roches calco-silicatées graphiteuses bréchiques à anhydrite et kaolinite ($CSGB_{II}$) 354
Figure VI-13 : Les roches calco-silicatées graphiteuses à scapolite (CSGS) 356

Figure VI-14 : Les nodules de tsavorite de type N_I 360
Figure VI-15 : L'auréole des nodules de tsavorite de type N_I 362
Figure VI-16 : Les nodules de tsavorite de type N_{II} 364
Figure VI-17 : Les veines de quartz à tsavorite 366
Figure VI-18 : Les tsavorites des veines de quartz 368
Figure VI-19 : Les marbres dolomitiques 370
Figure VI-20 : Résumé de la minéralogie des roches de Lemshuku 374
Figure VI-21 : Spectres Raman des graphites issus des différentes roches de la colonne lithostratigraphique de Lemshuku 375
Figure VI-22 : Diagramme ternaire anorthite (An) - albite (Ab) - orthose (Or) montrant la composition chimique des feldspaths de Lemshuku 376
Figure VI-23 : Diagramme ^{vi}Al en fonction de X_{Mg} montrant la composition chimique des biotites et des phlogopites, et valeurs du X_K des muscovites de Lemshuku 376
Figure VI-24 : Diagramme ternaire wollastonite (Wo) - enstatite (En) - ferrosilite (Fs) montrant la composition chimique des pyroxènes de Lemshuku 378
Figure VI-25 : Diagramme X_{Mg} en fonction de Si indiquant la composition chimique des amphiboles de Lemshuku dont : a) $Ca_B > 1,50$ et $(Na + K)_A < 0,50$; b) $Ca_B > 1,50$ et $(Na + K)_A > 0,50$ 380
Figure VI-26 : Diagramme Cl en fonction de Na/(Na + Ca) montrant la composition chimique des scapolites de Lemshuku 380
Figure VI-27 : Diagrammes ternaires almandin (Alm) - pyrope (Prp) - spessartine (Sps) et goldmanite (Gold) - grossulaire (Grs) - uvarovite (Uvt) montrant la composition chimique des grenats de Lemshuku 382
Figure VI-28 : Diagramme Ca/(Ca + Na) en fonction de $Fe_{total}/(Fe_{total} + Mg)$ et diagramme ternaire Al - Fe - Mg..... 386
Figure VI-29 : La 'lemshukuite' 388
Figure VI-30 : Spectres Raman de la 'lemshukuite' 390
Figure VI-31: Locations of the tsavorite deposits from the Lelatema Fold Belt 406
Figure VI-32: The tsavorite-bearing graphitic gneiss from Namalulu 410
Figure VI-33: Oxygen and carbon isotopic compositions of calcite and dolomite (‰ vs VSMOW and VPDB) from the different types of marble associated with the Namalulu tsavorite deposit..... 412
Figure VI-34: Minerals equilibria in the marbles from Namalulu..... 413
Figure VI-35: Si (apfu) vs X_{Mg} (X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)) diagram showing the composition of the F-tremolites from the Namalulu deposit and compared to the occurrences of Grenville marble 414
Figure VI-36: X_{Mg} (X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)) vs ^{vi}Al (apfu) diagram showing the chemical composition of the F-phlogopites from the Namalulu deposit..... 414
Figure VI-37: Wollastonite-enstatite-ferrosilite diagram showing the chemical composition of pyroxenes from the whitish marble and the lens II of Namalulu..... 416
Figure VI-38: Fluoro-tremolite and tainiolite from Namalulu..... 417
Figure VI-39: Anhydrite from the Namalulu marbles 418
Figure VI-40: Chemical composition of tainiolite from Namalulu 419
Figure VI-41: The lens II from Namalulu..... 420
Figure VI-42: Na/(Na + Ca) vs Cl (apfu) diagram showing the chemical composition of scapolite from the lens II of Namalulu 420
Figure VI-43: K-feldspars, karelianite and graphite of the lens II from Namalulu 422
Figure VI-44: Orthoclase-albite-celsian diagram showing the chemical composition of feldspars from the lens II compared to the Ba-feldspars from Hemlo, Ontario..... 422
Figure VI-45: Chemical composition of karelianite from the Namalulu deposit in the Cr_2O_3-V_2O_3-Fe_2O_3 diagram, and compared with other worldwide karelianite occurrences..... 424
Figure VI-46: Grossular-Goldmanite-Uvarovite diagram showing the chemical composition of tsavorite from Namalulu compared to other worldwide occurrences 424
Figure VI-47: P-T diagram showing the conditions of minerals equilibria of the Namalulu mineral assemblages.... 426
Figure VI-48: The substitution mechanisms in vanadiferous minerals from Namalulu..... 430
Figure VI-49 : Les filons de composition métagabbroïque et biotitique des marbres de Namalulu..... 446
Figure VI-50 : Les nodules à tsavorite de Nadan1..... 448

Figure VI-51 : La barytine des nodules à tsavorite de Nadan1 449
Figure VI-52 : Les nodules à tsavorite de Sør Rondane 450
Figure VI-53 : Les veines de quartz à tsavorite de Kimwengan 454
Figure VI-54 : Composition des pyroxènes issus des différents gisements de tsavorite étudiés 460
Figure VI-55 : Composition des scapolites issues des différents gisements de tsavorite étudiés 460
Figure VI-56 : Composition des tsavorites issues des différents gisements de tsavorite étudiés 461
Figure VI-57 : Composition des feldspaths issus des différents gisements de tsavorite étudiés 461
Figure VI-58 : Chemin P-T-t des roches de la ceinture plissée de Lelatema et conditions P-T d'équilibre des minéraux et de formation des minéralisations à tsavorite et à tanzanite 478

Figure VII-1 : Composition chimique des gneiss de Lemshuku et de Namalulu 492
Figure VII-2 : Composition chimique des gneiss, roches calco-silicatées et marbres de Lemshuku et de Namalulu. 494
Figure VII-3 : Nature des protolithes des gneiss de Lemshuku et comparaison avec les gneiss de Merelani 497
Figure VII-4 : Composition chimique des gneiss, roches calco-silicatées et marbres de Lemshuku et de Namalulu comparée à celles des marnes et argiles de plate-forme carbonatée et des sédiments associés à des évaporites 498
Figure VII-5 : Contexte tectonique lors du dépôt des protolithes des gneiss de Lemshuku et comparaison avec les gneiss de Merelani 500
Figure VII-6 : Spectres des terres rares des gneiss et des roches calco-silicatées de Lemshuku 502
Figure VII-7 : Spectres des terres rares des gneiss et des roches calco-silicatées de Lemshuku comparés à ceux de divers schistes argileux 504
Figure VII-8 : Somme des terres rares et rapport des terres rares légères sur les terres rares lourdes des gneiss et des roches calco-silicatées de Lemshuku 506
Figure VII-9 : Spectres des terres rares des tsavorites de la ceinture de Lelatema et des tanzanites de Merelani comparés à ceux des gneiss et des roches calco-silicatées de Lemshuku 507
Figure VII-10 : Spectres des terres rares des marbres et des lentilles carbonatées de Lemshuku et Namalulu 508
Figure VII-11 : Spectre des terres rares de l'amphibolite de Lemshuku 510
Figure VII-12 : Composition isotopique des marbres et des lentilles carbonatées de Lemshuku et Namalulu 512
Figure VII-13 : Composition isotopique du graphite des gneiss et des roches calco-silicatées graphiteuses de Lemshuku, Namalulu et Merelani 518
Figure VII-14 : Composition isotopique du soufre des sulfures de Lemshuku, Namalulu, Merelani et Ruangwa 520
Figure VII-15 : Fractionnement isotopique du soufre entre le sulfate de l'eau de mer au Néoprotérozoïque et les sulfures des roches calco-silicatées de Lemshuku et de Merelani 522
Figure VII-16 : Composition isotopique du bore des tourmalines de Lemshuku, Bocrest et Gogogogo 526
Figure VII-17 : La sabkha de côte marine de la région d'Abu Dhabi 528

Figure VIII-1 : Composition isotopique du carbone dans les gisements de Lemshuku, Namalulu et Merelani comparée aux valeurs enregistrées pendant le Néoprotérozoïque 534
Figure VIII-2 : Composition isotopique du soufre des pyrites des gisements de Lemshuku, Namalulu, Merelani et Ruangwa comparée aux valeurs enregistrées pendant le Néoprotérozoïque 537
Figure VIII-3 : Composition isotopique du strontium de la calcite et des tanzanites de Merelani comparée aux valeurs enregistrées pendant le Néoprotérozoïque 538
Figure VIII-4 : Reconstructions paléogéographiques du supercontinent Rodinia depuis 1070 Ma jusqu'à 750 Ma montrant les différentes étapes du 'true polar wander' et le début de fracturation du Rodinia 540
Figure VIII-5 : Locaalisation des mesures effectuées à la microsonde électronique sur les monazites et âges obtenus avec la datation U-Th-Pb 543
Figure VIII-6 : Diagrammes isochrones Sm-Nd indiquant l'âges des minéralisations à tsavorite de la ceinture plissée de Lelatema (Lemshuku, Namalulu, Merelani, Kimwengan) 546
Figure VIII-7 : Spectres d'âge Ar-Ar réalisés sur muscovite 549

Figure IX-1 : Fugacité de l'O_2 en fonction de la fugacité de S_2 indiquant les conditions nécessaires à la réduction de l'anhydrite pour former la tsavorite dans les nodules de type N_I 561

Figure IX-2 : Modèle génétique de genèse des gisements de tsavorite associés aux gneiss graphiteux 564
Figure IX-3 : Modèle métallogénique de formation de la tsavorite des nodules et schéma de formation des minéralisations à veine de quartz 565

Liste des tableaux

Tableau II-1 : Récapitulatif des lithologies rencontrées dans la CMNM....101
Tableau II-2 : Récapitulatif des gemmes de la CMNM....102
Tableau II-3 : Récapitulatif des épisodes métamorphiques de la CMNM....104

Tableau III-1 : Les espèces de grenats et leurs propriétés principales....116
Tableau III-2 : Différents paramètres de la maille élémentaire des grenats....120
Tableau III-3 : Les couleurs des espèces principales de grenats et leurs causes....122
Tableau III-4 : Les groupes de grenats à changement de couleur....129
Tableau III-5 : Les couleurs des grenats rares....135
Tableau III-6 : Composition chimique des pyropes....140
Tableau III-7 : Composition chimique des almandins....147
Tableau III-8 : Composition chimique des spessartines....155
Tableau III-9 : Composition chimique des grossulaires....162
Tableau III-10 : Composition chimique des andradites et de grossulaires associés à des andradites....170
Tableau III-11 : Composition chimique des uvarovites....178
Tableau III-12 : Composition chimique des différentes espèces de grenats rares....185

Tableau IV-1 : Representative chemical composition with the chemical formula calculated on the basis of 8 cations of V-(Cr)-bearing grossular from worldwide occurrences....230
Tableau IV-2 : Representative chemical composition with the chemical formula calculated on the basis of 8 cations of V-(Cr)-bearing tsavorite....231
for the deposits of Tanzania, Kenya, Madagascar, Pakistan and East Antarctica reported by the literature....231
Tableau IV-3 : Representative chemical composition with the chemical formula calculated on the basis of 8 cations of tsavorites reported by the recent analyses of Feneyrol et al. (2011c) and Giuliani et al. (2011a)....232
Tableau IV-4 : Synthesis of the main geological, chemical and isotopic features of the three types of tsavorite deposits within the Neoproterozoic Mozambique Metamorphic Belt....236

Tableau V-1 : Liste des échantillons de tsavorite analysés et leurs principales caractéristiques chimiques....268
Tableau V-2 : Caractéristiques minéralogiques de la tsavorite comparées à celles de l'émeraude....269
Tableau V-3 : Teneurs en éléments traces détectés des tsavorites....277
Tableau V-4 : $\delta^{18}O$ values, V/Cr ratios and Mn contents of tsavorites from Tanzania....298
Tableau V-5 : $\delta^{18}O$ values, V/Cr ratios and Mn contents of tsavorites from Kenya, Madagascar, Pakistan, Myanmar, Slovakia and East Antarctica....299
Tableau V-6 : Teneurs en OH^- des tsavorites exprimées en %poids H_2O et calculées à partir de l'équation de Rossman et Aines (1991)....312
Tableau V-7 : Composition chimique des tsavorites du gisement secondaire, ou placer, de Lemshuku (Tanzanie)....318
Tableau V-8 : Composition chimique des tsavorites des gisements de Lemshuku, Komolo et Namalulu (Tanzanie)....319
Tableau V-9 : Composition chimique des tsavorites des gisements de Merelani et Kimwengan (Tanzanie)....320
Tableau V-10 : Composition chimique des tsavorites des gisements de Moshi, Umba, Ruangwa et Tunduru (Tanzanie)....321
Tableau V-11 : Composition chimique des tsavorites des gisements de Mwatate, Tsavo et Baraka (Kenya)....322
Tableau V-12 : Composition chimique des tsavorites des gisements de Tsavolite, Dickham, Aqua, Nadan1 et Nadan2 (Kenya)....323
Tableau V-13 : Composition chimique des tsavorites du gisement de Gogogogo (Madagascar)....324
Tableau V-14 : Composition chimique des tsavorites du gisement de Behara (Madagascar)....325
Tableau V-15 : Composition chimique des tsavorites des gisements de Jambil (Pakistan), Sør Rondane (Antarctique de l'Est) et Mogok (Myanmar)....326

Tableau VI-1 : Assemblages minéralogiques des gneiss graphiteux fins (GGF) 330
Tableau VI-2 : Assemblages minéralogiques des gneiss graphiteux à kyanite (GGK) 333
Tableau VI-3 : Assemblages minéralogiques des pegmatites 337
Tableau VI-4 : Assemblages minéralogiques des gneiss à grenat almandin et biotite (GAB) 339
Tableau VI-5 : Assemblages minéralogiques des gneiss graphiteux métasomatisés à grains fins (GGMF) 341
Tableau VI-6 : Assemblages minéralogiques des gneiss graphiteux quartzo-feldspathiques (GGQF) 345
Tableau VI-7 : Assemblages minéralogiques des roches calco-silicatées graphiteuses 'communes' (CSG) 349
Tableau VI-8 : Assemblages minéralogiques des roches calco-silicatées graphiteuses bréchiques (CSGB) 353
Tableau VI-9 : Assemblages minéralogiques des roches calco-silicatées graphiteuses à scapolite (CSGS) 357
Tableau VI-10 : Assemblages minéralogiques des marbres dolomitiques purs (MP) et impurs (MI) 371
Tableau VI-11 : Formule structurale des carbonates présents dans les roches de Lemshuku 392
Tableau VI-12 : Composition chimique moyenne des feldspaths potassiques présents dans les roches de Lemshuku 392
Tableau VI-13 : Composition chimique moyenne des plagioclases présents dans les roches de Lemshuku 393
Tableau VI-14 : Composition chimique des biotites et des muscovites présentes dans les roches de Lemshuku 393
Tableau VI-15 : Composition chimique moyenne des phlogopites présentes dans les roches de Lemshuku 394
Tableau VI-16 : Composition chimique moyenne des diopsides présents dans les roches de Lemshuku 394
Tableau VI-17 : Composition chimique des amphiboles présentes dans les roches de Lemshuku 395
Tableau VI-18 : Composition chimique moyenne des scapolites présentes dans les roches de Lemshuku 396
Tableau VI-19 : Composition chimique moyenne des grenats présents dans les roches de Lemshuku 397
Tableau VI-20 : Composition chimique moyenne des épidotes présentes dans les roches de Lemshuku 397
Tableau VI-21 : Composition chimique moyenne des kyanites présentes dans les roches de Lemshuku 398
Tableau VI-22 : Composition chimique moyenne des rutiles présents dans les roches de Lemshuku 398
Tableau VI-23 : Composition chimique moyenne des titanites présentes dans les roches de Lemshuku 399
Tableau VI-24 : Composition chimique moyenne des pyrites et des pyrrhotites présentes dans les roches de Lemshuku 399
Tableau VI-25 : Composition chimique moyenne des différents sulfures présents dans les roches de Lemshuku 400
Tableau VI-26 : Composition chimique des tourmalines présentes dans les roches de Lemshuku 401
Tableau VI-27 : Composition chimique des apatites présentes dans les roches de Lemshuku 402
Tableau VI-28 : Composition chimique des 'lemshukuites' présentes dans les roches de Lemshuku 403
Tableau VI-29: Carbon and oxygen isotopic compositions of the different types of marble from the Namalulu deposit and the temperatures calculated using the calcite-graphite thermometers Wada & Suzuki (1983), Dunn & Valley (1992) and Kitchen & Valley (1995) 412
Tableau VI-30 : Chemical composition of kyanite, rutile and titanite in the graphitic gneiss (JF101), lens II (JF060) and scapolite (JF103) from the Namalulu deposit 439
Tableau VI-31 : Chemical composition of muscovite in the graphitic gneiss (JF101) and in the yellowish marble (JF110a) from the Namalulu deposit 439
Tableau VI-32 : Structural formula of calcite and dolomite in the different rocks of the Namalulu deposit 440
Tableau VI-33 : Chemical composition of fluoro-tremolite in the lens II (JF060), the carbonated nodule (JF107), the white-grey (JF109) and whitish (JF112) marbles from the Namalulu deposit 440
Tableau VI-34 : Chemical composition of fluoro-phlogopite in the lens II (JF060), the white-grey (JF109), orange (JF110b) and the whitish (JF112) marbles from the Namalulu deposit 441
Tableau VI-35 : Chemical composition of diopside in the lens II (JF060) and the whitish marble (JF112) from the Namalulu deposit 441
Tableau VI-36 : Chemical composition of tainiolite in the lens I from the Namalulu deposit 442
Tableau VI-37 : Chemical composition of scapolite in the lens II from the Namalulu deposit 442
Tableau VI-38 : Chemical composition of sulphides in the lens II (JF060) and in scapolite (JF103) from the Namalulu deposit 443
Tableau VI-39 : Chemical composition of K-feldspar in the lens II (JF060) and in scapolite (JF103) from the Namalulu deposit 443
Tableau VI-40 : Chemical composition of karelianite in the lens II from the Namalulu tsavorite deposit 443
Tableau VI-41 : Chemical composition of tsavorite from the Namalulu deposit 444

Tableau VI-42 : Composition chimique des scapolites, des zoïsites, des titanites et des phlogopites des gisements de Nadan1, Kimwengan et Sør Rondane 466
Tableau VI-43 : Composition chimique des diopsides des nodules à tsavorite de Nadan1 467
Tableau VI-44 : Composition chimique des diopsides des gisements de Kimwengan et de Sør Rondane 468
Tableau VI-45 : Composition chimique des tsavorites des nodules à tsavorite de Nadan1 469
Tableau VI-46 : Composition chimique des tsavorites des gisements de Kimwengan et de Sør Rondane 470
Tableau VI-47 : Composition chimique des plagioclases des gisements de Nadan1, Kimwengan et de Sør Rondane 471
Tableau VI-48 : Pressions et températures d'équilibre des assemblages minéralogiques des amphibolites de Lemshuku calculées en utilisant les thermobaromètres plagioclase-amphibole 472
Tableau VI-49 : Températures d'équilibre des assemblages minéralogiques des GAB de Lemshuku calculées en utilisant les thermomètres grenat-biotite pour des pressions comprises entre 5,5 et 8,5 kbar 473
Tableau VI-50 : Températures calculées à partir du thermomètre plagioclase-muscovite dans les GGK, les pegmatites et les GGQF de Lemshuku pour des pressions comprises entre 5,5 et 8,5 kbar 475
Tableau VI-51 : Températures de formation de la tsavorite et de la tanzanite des veines de quartz de Lemshuku, Merelani et Kimwengan calculées à partir des thermomètres isotopiques $\delta^{18}O_{quartz}$-$\delta^{18}O_{grenat}$ et $\delta^{18}O_{quartz}$-$\delta^{18}O_{zoïsite}$ 476

Tableau VII-1 : Analyses en roches totales des différents gneiss graphiteux et des gneiss à almandin et biotite de Lemshuku 486
Tableau VII-2 : Analyses en roches totales des roches calco-silicatées graphiteuses, des marbres, des amphibolites et des pegmatites de Lemshuku 487
Tableau VII-3 : Analyses en roches totales des gneiss graphiteux métasomatisés bréchiques (GGMB), des différents marbres dolomitiques et lentilles carbonatées, et des biotitites de Namalulu 488
Tableau VII-4 : Composition isotopique des carbonates des gneiss et des roches calco-silicatées, des marbres et des lentilles carbonatées de Lemshuku et Namalulu 513
Tableau VII-5 : Composition isotopique du graphite des gneiss et des roches calco-silicatées graphiteuses de Lemshuku 516
Tableau VII-6 : Composition isotopique du graphite des roches de Namalulu et Merelani 517
Tableau VII-7 : Composition isotopique du soufre des sulfures de Lemshuku, Namalulu, Merelani et Ruangwa 521
Tableau VII-8 : Composition isotopique du bore des tourmalines de Lemshuku 524
Tableau VII-9 : Composition isotopique du bore des tourmalines de Lemshuku, Bocrest et Gogogogo 525

Tableau VIII-1 : Composition isotopique du strontium de la calcite et des tanzanites de Merelani 538
Tableau VIII-2 : Composition chimique des monazites du GAB JF120 et âges obtenus avec la datation U-Th-Pb à la microsonde électronique 542
Tableau VIII-3 : Composition chimique des monazites du GGQF JF136a et âges obtenus avec la datation U-Th-Pb à la microsonde électronique 543
Tableau VIII-4 : Données isotopiques samarium-néodyme des tsavorites et des tanzanites de la ceinture plissée de Lelatema en Tanzanie 546
Tableau VIII-5 : Composition chimique des muscovites utilisées pour les datations Ar-Ar 548

CHAPITRE I

INTRODUCTION

La tsavorite est le nom commercial donné au grenat gemme de l'espèce grossulaire et de couleur verte. Cette couleur caractéristique est due à la substitution de l'Al^{3+} par du V^{3+} et du Cr^{3+}, exprimée à travers sa formule structurale $Ca_3(Al, V, Cr)_2(SiO_4)_3$.

La tsavorite a été découverte par le géologue écossais Campbell Bridges en 1967 dans la région de Komolo-Lemshuku dans le nord-est de la Tanzanie. Cependant, le gouvernement tanzanien en place ne le soutint pas dans son effort de prospection et d'exploitation de la gemme. En conséquence, Bridges se mit à chercher des environnements géologiques similaires à ceux de Komolo-Lemshuku dans le sud-est du Kenya et il trouva les premiers indices à tsavorite près du parc national de Tsavo à la fin de l'année 1970. Soutenu cette fois par le gouvernement kenyan, il prit possession des premières concessions en 1971 et il débuta la première exploitation d'un gisement de tsavorite. A partir de 1973, la compagnie de joaillerie américaine Tiffany & Co. s'intéressa à la gemme verte, et en 1974, son président Henry B. Platt en accord avec Bridges la nomme 'tsavorite' en référence au parc kenyan où elle est exploitée. Des allemands qui s'intéressaient également à ce nouveau minéral lui donnèrent le nom de 'tsavolite'. Finalement, la Confédération Internationale de la Bijouterie, de la Joaillerie et de l'Orfèvrerie (CIJBO) trancha pour le terme de 'tsavorite'. En revanche, l'Association Internationale de Minéralogie (IMA) ne reconnaît pas ce nom, la tsavorite n'étant pas un pôle minéralogique pur. La tsavorite est actuellement exploitée dans le sud-est du Kenya (Pohl et Niedermayr, 1978; Key et Hill, 1989; Suwa et al., 1996), dans le nord-est et le sud-est de la Tanzanie (Bridges, 1974; Malisa, 1987; McClure, 1999; Pardieu et Hughes, 2008; Feneyrol et al., 2010a,b), et dans le sud de Madagascar (Mercier et al, 1997). Elle a par ailleurs été signalée, sans être exploitée, dans la vallée de Swat au Pakistan (Jackson, 1992; Hussain, 2005) et dans les montagnes de Sør Rondane en Antarctique de l'Est (Osanai et al., 1990).

Aujourd'hui, la tsavorite est considérée comme une gemme colorée à haute valeur économique comme le rubis, le saphir, l'émeraude, la tourmaline, la tanzanite ou autre spinelle. Il n'existe cependant pas de contrôle de la tarification de la tsavorite, et en conséquence, un carat (0,2 gramme) taillé peut coûter une à plusieurs centaines de dollars américains. Une majorité de la production mondiale pesant moins d'un carat, le prix de la tsavorite s'envole de manière exponentielle dès que son poids dépasse ce carat. A ce jour, la tsavorite brute la plus grosse extraite provient de Merelani en Tanzanie et pesait 925 carats (environ 185 g). Une fois taillée, elle ne pesait plus que 325 carats, soit à peine le tiers de sa masse initiale, et a été estimée à plus de deux millions de dollar.

Alors que la tsavorite a fait l'objet de nombreuses études gemmologiques (e.g. Pardieu,

2005; Pardieu et Hughes, 2008), l'étude géologique des gisements de tsavorite n'a été abordée que sommairement par quelques auteurs (Bridges, 1974; Pohl et Niedermayr, 1978; Suwa et al., 1996) ou elle a été mentionnée en marge de l'étude géologique du gisement de tanzanite de Merelani dans le nord-est de la Tanzanie (Malisa, 1987; Olivier, 2006). En effet, la tanzanite, zoïsite vanadifère exploitée pour sa couleur bleu-violet, est un minéral issu principalement de l'hydratation des tsavorites et elle est donc associée au grenat vert. Il existe un unique gisement au monde de tanzanite, celui de Merelani. Il est reconnu que tous les gisements de tsavorite se situent au sein de gneiss graphiteux issus du métamorphisme de schistes noirs riches en matière organique source du vanadium et du chrome. De plus, ces gisements appartiennent tous à un ancien ensemble orogénique (Walton et Marshall, 2007) : la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine. La tsavorite apparaît majoritairement sous la forme de nodules, sauf à Merelani et au Pakistan où elle est contenue dans des veines de quartz, et à Tunduru et Umba en Tanzanie où la tsavorite est trouvée au sein de placers.

Aucun modèle de formation de la tsavorite n'a été à proprement parlé proposé, même si quelques pistes ont été suggérées par Bridges (1974) comme de possibles contrôles lithostratigraphique et structural. Cependant, si le contrôle lithostratigraphique a été bien accepté par les quelques auteurs travaillant sur le sujet, le contrôle structural a été réfuté par Pohl et Niedermayr (1978) et il reste un sujet de débat. En revanche, les processus chimiques de minéralisation sont inconnus ainsi que les âges et les conditions P-T de formation de la tsavorite.

Le travail présenté dans ce manuscrit a pour buts de caractériser pétrographiquement et géochimiquement les gisements de tsavorite de Lemshuku et de Namalulu situés dans le nord-est de la Tanzanie, afin de proposer un modèle de formation de ces gisements. Ces gisements ont la caractéristique de présenter les trois types de minéralisation de la tsavorite : nodules, veines de quartz et placers. Il sera donc important de répondre à plusieurs problématiques : (i) l'âge de formation des gisements pour savoir comment ils s'inscrivent dans l'histoire de la ceinture mozambicaine; (ii) les conditions P-T du métamorphisme associé aux formations encaissantes; (iii) les sources des éléments nécessaires à la cristallisation de la tsavorite (Si, Al, Ca, O, V, Cr); (iv) les processus de formation de la tsavorite.

Tout d'abord, deux chapitres vont présenter l'état de l'art sur la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine et ses gemmes (Chapitre II), ainsi que l'état des lieux sur les différentes espèces de grenat (Chapitre III). Puis, la géologie des différents gisements de tsavorite est présentée, dont celle des minéralisations de Lemshuku et de Namalulu (Chapitre IV). La tsavorite est ensuite caractérisée chimiquement et isotopiquement selon son origine

géographique (Chapitre V). Les études pétrologique (Chapitre VI), géochimique (Chapitre VII) et géochronologique (Chapitre VIII) des gisements de Lemshuku et de Namalulu permettront de proposer un modèle de formation des gisements de tsavorite associés aux gneiss graphiteux (Chapitre IX). Un CD-ROM contenant les annexes, dont les procédures analytiques utilisées au cours de cette étude, est joint au manuscrit.

CHAPITRE II

LA CEINTURE METAMORPHIQUE NEOPROTEROZOIQUE MOZAMBICAINE

2.1 Introduction

La ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine (CMNM) a été définie par Holmes (1951) pour décrire la ceinture orogénique qui s'étend du nord du Kenya au sud du Mozambique, en passant par la Tanzanie et le Malawi. Par la suite, la CMNM a été rattachée à l'évènement orogénique dit panafricain (Kennedy, 1964) correspondant au développement de ceintures mobiles autour des cratons africains vers 500 Ma (Kennedy, 1964; Kazmin, 1972; Kröner, 1977). Kröner (1984) relie l'évènement panafricain a une suite d'évènements tectoniques, entre 950 et 450 Ma, depuis la rupture du supercontinent Rodinia jusqu'à la formation du supercontinent Gondwana. Meert (2003) considère que le terme d'orogenèse panafricaine n'a plus de signification en elle-même car la CMNM implique majoritairement les différents fragments crustaux formant le Gondwana de l'Est (Madagascar, Sri Lanka, sud de l'Inde et l'Antarctique de l'Est), avec quelques cratons africains (Congo et Kalahari) appartenant au Gondwana de l'Ouest.

Aujourd'hui, la CMNM est activement exploitée pour les différentes ressources qu'elle recèle, notamment pour ses gisements de pierres gemmes. Dissanayake et Chandrajith (1999) décrivent la CMNM comme une ceinture minéralisée panafricaine s'étendant depuis la Tanzanie jusqu'à l'Antarctique. Dirlam et al. (1992) considèrent qu'il existe une ceinture à rubis depuis le centre du Kenya jusqu'au Mozambique. En Tanzanie, la quantité et la diversité des gisements de gemmes (rubis, saphirs, grenats, tanzanite,...), contenus au sein des roches de la CMNM, lui vaut le surnom de 'ceintures à gemme d'Afrique de l'Est' (Malisa et Muhongo, 1990). Certaines de ces minéralisations sont uniques au monde et propres à la CMNM, comme les grenats tsavorite, les grenats à changement de couleur, ou encore la zoïsite vanadifère nommée tanzanite.

L'objectif de ce chapitre est de présenter pour la première fois une synthèse géologique et géodynamique des différents ensembles formant la CMNM, et de la relier aux minéralisations gemmifères. Une nouvelle définition de la CMNM, basée sur ces observations, est proposée.

2.2 Qu'est-ce que la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine?

La CMNM est une zone de collision oblique entre le Gondwana de l'Est et le Gondwana de l'Ouest, déformée et métamorphisée au cours du Néoprotérozoïque et du Cambrien (Meert et al., 1995). Ses limites géographiques actuelles (Figure II-1) demeurent imprécises mais son

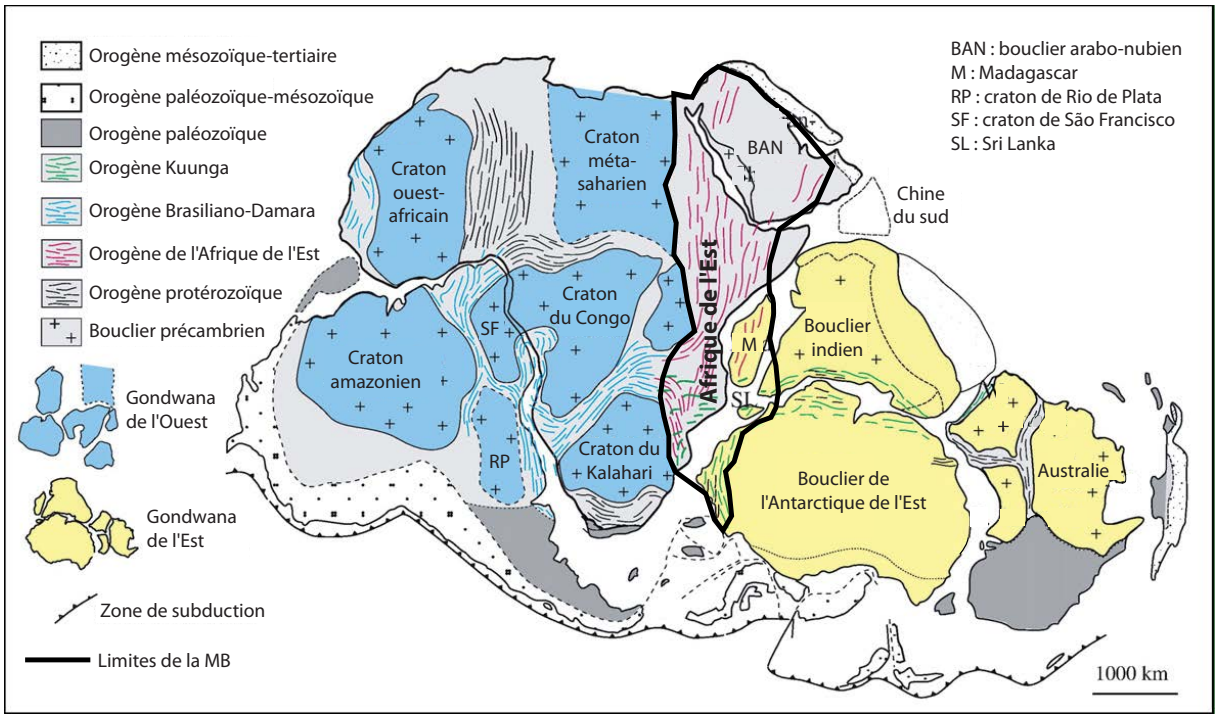
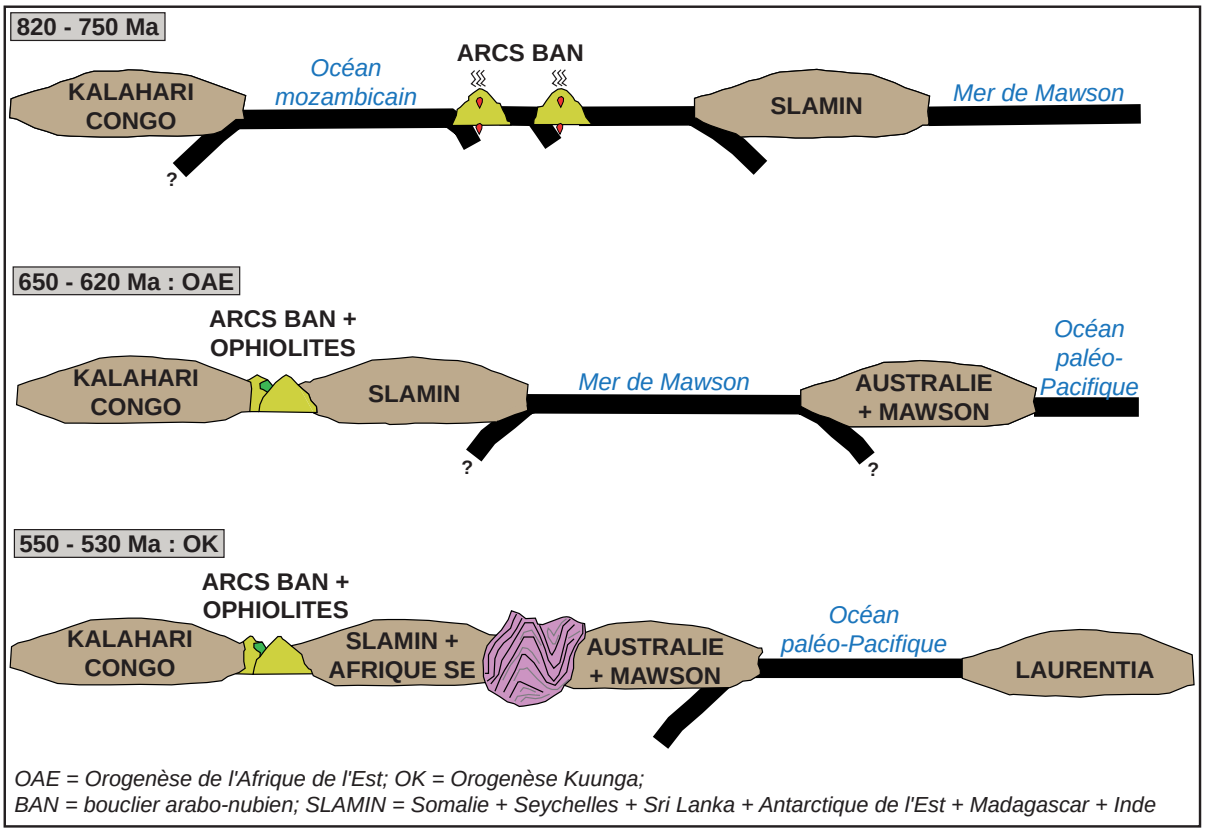


Figure II-1 : Le supercontinent Gondwana et les différents épisodes orogéniques associés (modifiée d'après Gray et al., 2007)



OAE = Orogenèse de l'Afrique de l'Est; OK = Orogenèse Kuunga;
BAN = bouclier arabo-nubien; SLAMIN = Somalie + Seychelles + Sri Lanka + Antarctique de l'Est + Madagascar + Inde

Figure II-2 : Schéma représentant dans le temps l'assemblage du Gondwana de l'Est marqué par la fermeture de l'océan mozambicain et la collision continentale du Gondwana de l'Est avec les cratons du Kalahari et du Congo (d'après Meert, 2003)

extension est plus importante que celle proposée par Holmes (1951) : la CMNM s'étend sur le continent est-africain depuis le bouclier arabo-nubien (BAN) jusqu'au Mozambique et Madagascar (Stern, 1994; Muhongo, 1999a), aux Seychelles (Tucker et al., 2001; Ashwal et al., 2002), dans le sud de l'Inde (Santosh et al., 2009), au Sri Lanka (Kriegsman, 1995) et en Antarctique de l'Est (Jacobs et al., 1998).

La CMNM dans le Gondwana de l'Est a subi deux orogenèses panafricaines majeures (Meert, 2003) : (i) l'orogenèse de l'Afrique de l'Est (OAE), entre 750 et 620 Ma (Stern, 1994); (ii) l'orogenèse Kuunga entre 570 et 530 Ma (Meert et al., 1995). L'assemblage du Gondawana de l'Est est résumé dans la figure II-2 :

- Initialement vers 820 Ma, la majeure partie des éléments impliqués au cours de l'OAE était assemblée au sein du supercontinent Rodinia (Somalie, Madagascar, Seychelles, Inde, Sri Lanka et Antarctique de l'Est), exceptés les cratons est-africains (Congo et Kalahari) séparés du Rodinia par l'océan mozambicain (Torsvik et al., 1996; Dalziel, 1997; Weil et al., 1998; Meert, 2003).
- Vers 750 Ma, l'apparition d'un rift le long de la marge ouest de la Laurentia a séparé du Rodinia plusieurs blocs continentaux, d'une part, le SLAMIN (Meert, 2003) composé de la Somalie, de Madagascar, des Seychelles, de l'Inde, du Sri Lanka et de l'Antarctique de l'Est, et d'autre part, le reste de l'Antarctique et l'Australie. Cette phase de rifting a fait dériver les blocs détachés du Rodinia vers les cratons est-africains, refermant peu à peu l'océan mozambicain et initiant l'OAE. Elle s'est accompagnée par la mise en place d'arcs magmatiques de type andin, dont les roches associées sont majoritairement datées entre 755 et 748 Ma aux Seychelles notamment (Tucker et al., 2001).
- Entre 660 et 620 Ma, le BAN est entré en collision avec les cratons est-africains (Loizenbaur et al., 2001). Les collisions se sont alors poursuivies rapidement du nord au sud entre les cratons est-africains et le SLAMIN. Le Kenya, la Tanzanie et Madagascar enregistrent des signes de collision oblique continent-continent (Stern, 1994; Meert, 2003) vers 650-640 Ma. L'une des sutures entre les deux ensembles cratoniques a eu lieu entre Madagascar et le craton du Congo, dont les vestiges sont encore observables de nos jours en Tanzanie et au Kenya. Il est même probable que Madagascar était aggloméré dans un bloc unique avec l'Inde, le Sri Lanka et une partie de l'Antarctique (Meert, 2003).
- Entre 600 et 520 Ma, une période d'extension post-collision affecte le BAN et l'Afrique de l'Est.

2.3 Géologie des gemmes néoprotérozoïques associées à la ceinture métamorphique mozambicaine avant la séparation du Gondwana

2.3.1 Le bouclier arabo-nubien (BAN)

2.3.1.1. Géologie et géodynamique

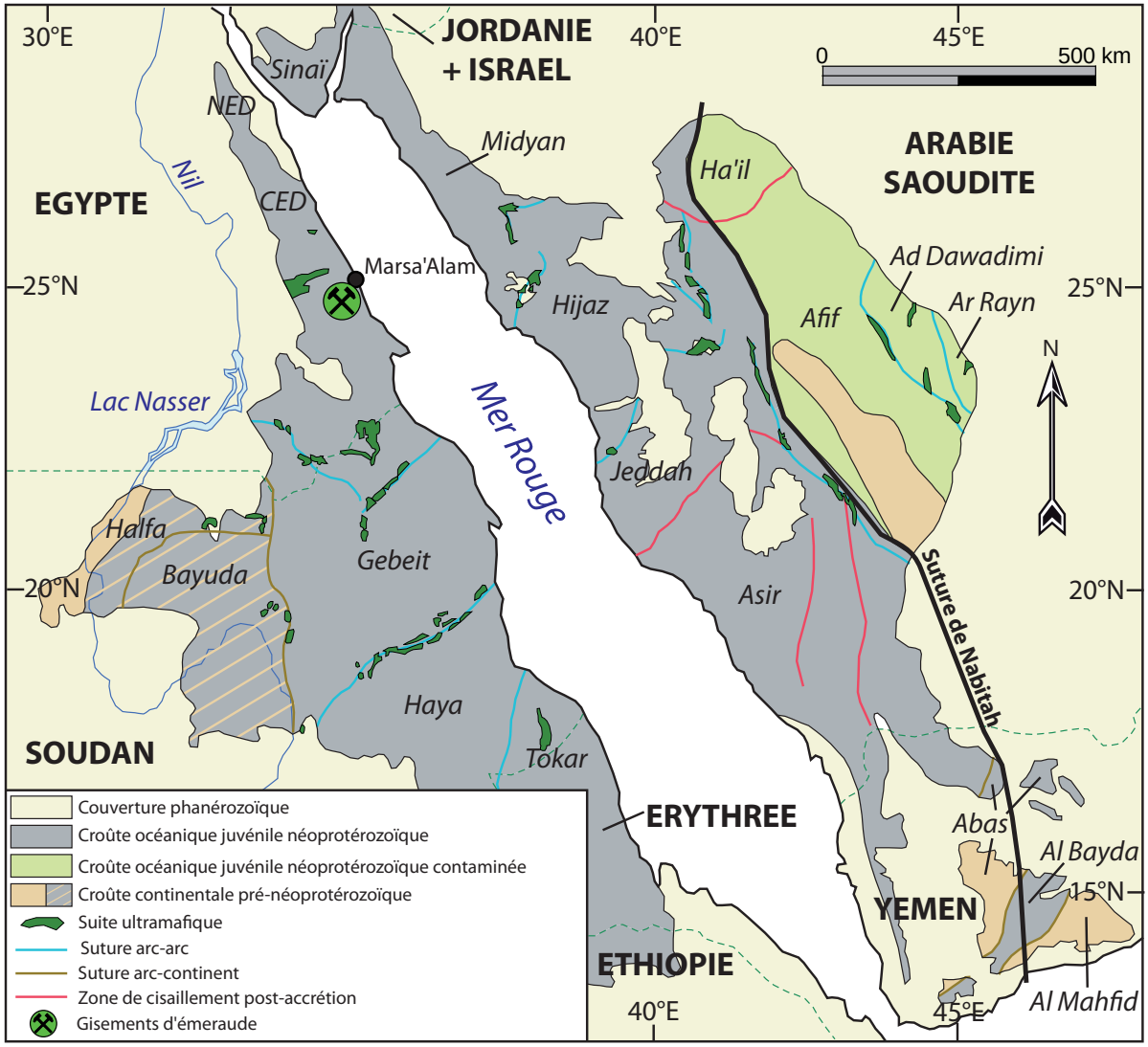


Figure II-3 : Carte géologique simplifiée du bouclier arabo-nubien (modifiée d'après Hargrove et al., 2006)

La région du BAN s'étend le long des côtes de la mer Rouge et elle est composée de deux boucliers (Figure II-3) : (i) arabique au Yémen, en Arabie Saoudite et en Israël; (ii) nubien en Egypte, au Soudan, en Erythrée, en Somalie et en Ethiopie. La compilation sur l'évolution du BAN réalisée par Blasband et al. (2000) permet de distinguer plusieurs épisodes dans le temps (Figure II-2) :

• Episode 900-750 Ma : à la formation de l'océan mozambicain et à l'apparition de zones de rifting sur le continent Rodinia vers 900-850 Ma, succède un épisode de subduction de

la plaque océanique. Les ophiolites, reliques de croûte océanique, se retrouvent en Egypte, au Soudan et en Arabie Saoudite. Elles sont formées de dunites, de péridotites, de gabbros lités, de basaltes filoniens et en coussin, et de métasédiments dont des cherts et des marbres. Ces ophiolites représentent le plancher de l'océan mozambicain et possèdent une signature géochimique de type MORB (Mid Ocean Ridge Basalt).

- Episode 870-690 Ma : des complexes d'accrétion de croûte juvénile de type arc intra-océanique à bassin d'arrière-arc rentrent en collision et s'amalgament en formant des sutures de type arc-arc. La plus importante de ces sutures est la ceinture de Nabitah en Arabie Saoudite qui s'étend sur 1200 km du nord au sud, 100 à 200 km d'est en ouest, et où les ophiolites sont mylonitisées et plissées. C'est le début de la genèse du BAN. Les témoins d'arc insulaire sont des tonalites, des gabbros, et des métavolcanites (basaltes et andésites) en Egypte; des basaltes, des andésites, des tufs, des tonalites, des trondhjemites, des cherts, des marbres, des graywackes, des turbidites et des argiles en Arabie Saoudite.
- Episode 750-650 Ma : la fermeture de l'océan mozambicain se poursuit et le BAN entre en collision avec les blocs crustaux de l'est et de l'ouest du futur Gondwana. Cet épisode est marqué par l'apparition de sutures arc-continent.
- Episode 640-530 Ma : la collision entre l'est et l'ouest du Gondwana provoque un raccourcissement crustal du BAN et l'apparition de zones de cisaillement sénestre et de failles normales indiquant une extension NW-SE. Celle-ci provoque la formation de 'core complexes' métamorphiques représentés par des dômes gneissiques. L'unité inférieure de ces complexes métamorphiques comprend des tonalites, diorites et granodiorites déformées, associées à des schistes d'origines métasédimentaire, métavolcanique et métaophiolitique. L'unité supérieure est composée de roches volcaniques et de sédiments d'arc océanique, ainsi que d'ophiolites. Ces roches ont été affectées par un métamorphisme de faible degré de type schiste vert.

2.3.1.2. Géologie des gemmes

Peu de gisements de gemmes sont connus dans le BAN et concernent uniquement les émeraudes. Les gisements d'émeraude d'Egypte sont néoprotérozoïques (Grundmann et Morteani, 2008). Les mines historiques de Cléopâtre se situent dans le désert du sud-est de l'Egypte, à 30 à 40 km au sud du port de Marsa 'Alam au bord de la mer Rouge (Figure II-4). Les gisements d'émeraude de Zabara, de Sikaït et d'Umm Kabo se localisent au contact de la zone de chevauchement de Halafit qui met en contact une série volcano-sédimentaire (SVS), formée entre 900 et 750 Ma, avec les gneiss de la croûte continentale. Les âges du chevauchement et de

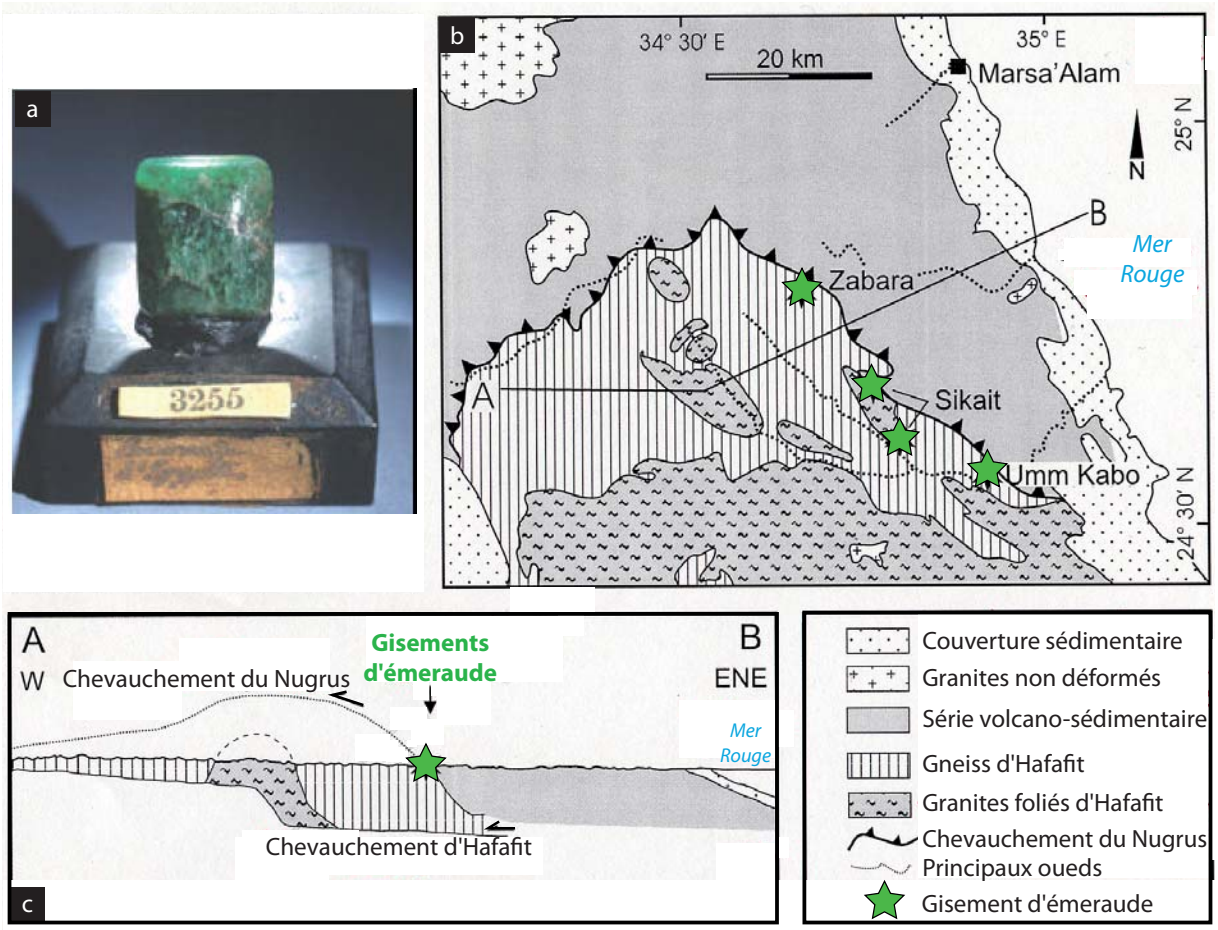


Figure II-4 : Les gisements historiques d'émeraude du sud-est de l'Egypte

a) Emeraude historique étudiée par l'Abbé Haüy et qui est repertoriée sous le n°3255 du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris. b) Carte géologique simplifiée de la région des gisements d'émeraude de Zabara, Sikaït et Umm Kabo qui sont dispersés le long du chevauchement du Nugrus (modifiée d'après Grundmann et Morteani, 2008) c) Coupe géologique qui montre la situation tectonique des gisements d'émeraude qui se localisent au contact du chevauchement du Nugrus, séparant les granites foliés de Hafafit de la séquence volcano-sédimentaire (voir figure b) pour la localisation de la coupe).

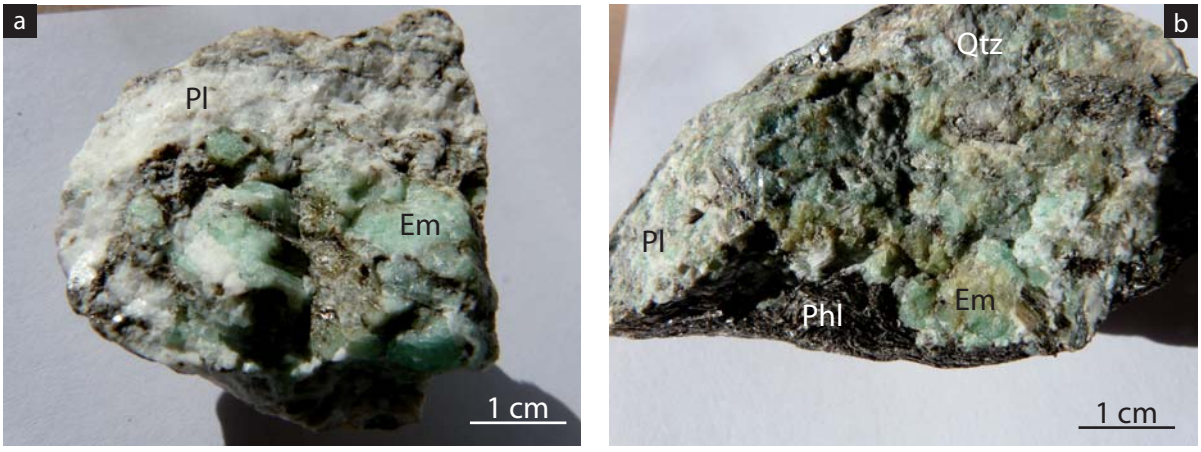


Figure II-5 : Les émeraudes du sud-est de l'Egypte (photos : G. Giuliani)

a) Boudin de pegmatite déquartzifiée enrichi en plagioclase (Pl) et émeraude (Em). b) Bordure d'un boudin feldspahtique à émeraude (Em) et quartz (Qtz) avec sa bordure de phlogopitite (Phl).

la formation des émeraudes ont été datés respectivement par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur muscovite et Rb/Sr sur phlogopite (Giuliani, 2011). L'âge du chevauchement est compris entre 595,9 ± 0,5 et 588,2 ± 0,3 Ma et l'âge de l'émeraude à 591 ± 5,94 Ma (Grundmann et Morteani, 2008). La minéralisation à émeraude présente deux stades de formation bien distincts (Figure II-5) : (i) intrusion de pegmatites à béryl incolore dans la SVS, puis circulation de fluides au contact de la pegmatite et des roches ultramafiques de la SVS qui remobilise le béryllium du béryl et forme une émeraude d'une couleur vert pâle disséminée dans des schistes à biotite magnésienne; (ii) lors de l'épisode de chevauchement de la SVS sur les gneiss à 591 Ma, les pegmatites sont déformées et le béryllium du béryl et de l'émeraude du premier stade est remobilisé par un fluide provoquant la formation d'une émeraude de couleur vert foncé. Les métapegmatites sont albitisées et les roches ultramafiques sont biotitisées. L'émeraude est associée soit à des albitites, soit à des veines de quartz mais systématiquement à des schistes à phlogopite. Les isotopes de l'oxygène des émeraudes ont des valeurs du $\delta^{18}O$ compris entre 9,9 et 10,7 ‰ (Giuliani et al., 1998; Grundmann et Morteani, 2008). De telles valeurs sont compatibles avec un fluide soit métamorphique soit magmatique. Toutefois la composition isotopique des émeraudes est tamponnée par leur encaissant (Fallick et Barros, 1987; Giuliani et al., 1997; 1998), et dans le cas présent par les pegmatites. Le béryllium est d'origine magmatique. Il s'agit de gisements associés à des pegmatites granitiques reprises dans des zones de cisaillement. Si l'origine des éléments est magmatique, l'origine des fluides quant à elle est soit magmatique soit métamorphique.

2.3.2 L'Afrique de l'Est

2.3.2.1 Le Kenya

2.3.2.1.1 Géologie et géodynamique

Au Kenya, la CMNM est définie par une zone orientée nord-sud au centre du pays (Figure II-6) correspondant à des terrains ayant été métamorphisés et déformés après 1100 Ma (Mosley, 1993). L'évolution de la CMNM depuis les dépôts des sédiments dans l'océan mozambicain jusqu'au métamorphisme panafricain, réalisée à partir des synthèses de Key et al. (1989) et Mosley (1993), est formée d'au moins cinq épisodes temporels :

• Entre 1200 Ma et 820 Ma, des épisodes de sédimentation dans l'océan mozambicain constitués par les dépôts suivants (Baker, 1965; Key et al., 1989, Mosley, 1993) :

(i) dépôts clastiques continentaux en bordure du craton, avec le groupe de Mara-Loita dans le

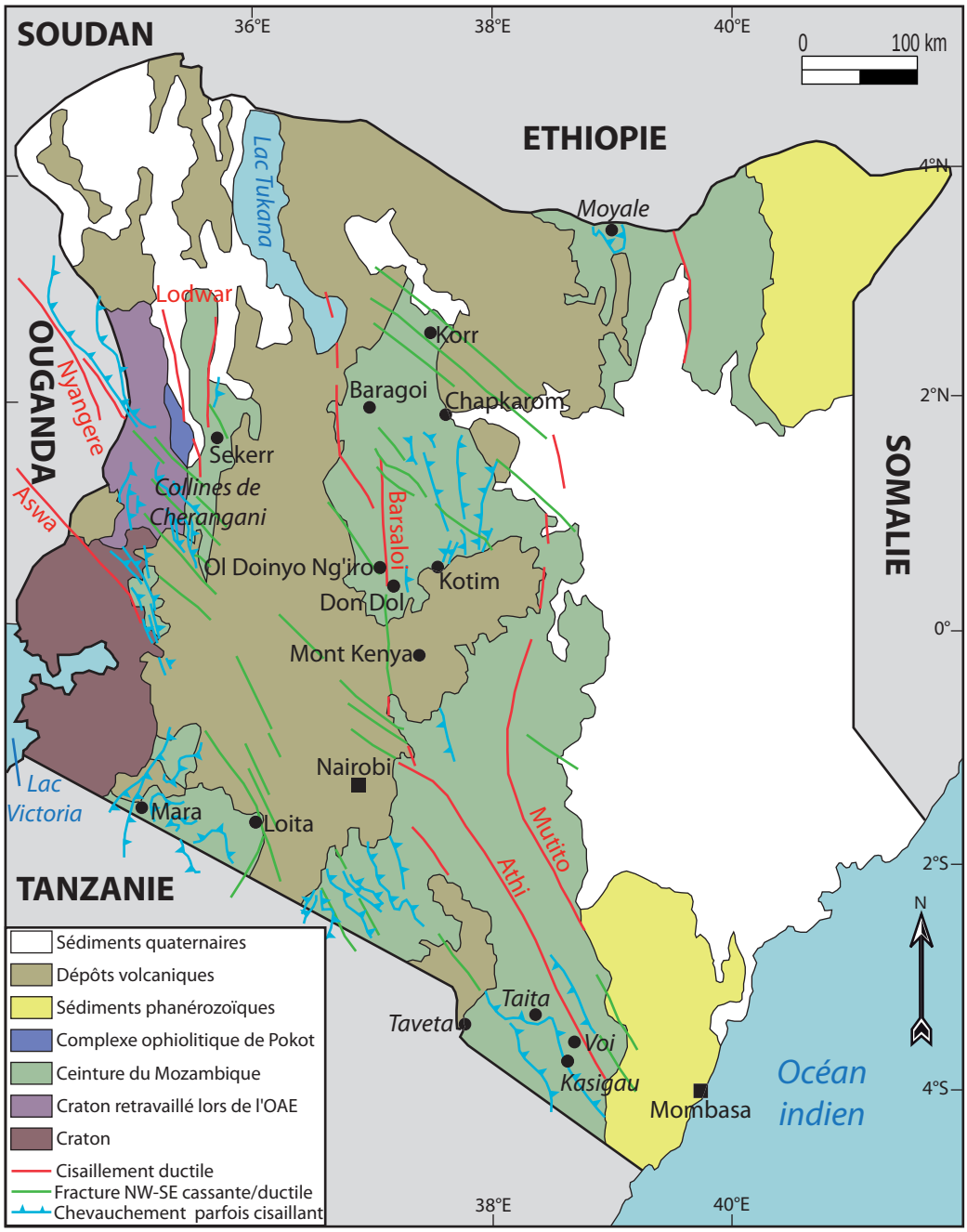


Figure II-6 : Carte géologique simplifiée du Kenya montrant l'extension des formations métamorphiques de la ceinture mozambicaine avec ses principales zones de cisaillement et de chevauchement (modifiée d'après Key et Hill, 1989; Mosley, 1993)

sud-ouest du Kenya, les gneiss de Kotim et Loroki, et le complexe de Ndura dans le centre du Kenya (Figure II-7). Ils sont composés de gneiss quartzo-feldspathiques et de métaquartzites, associés à des gneiss à biotite et hornblende, des gneiss à muscovite et sillimanite, des marbres et des roches calco-silicatées (Key et al., 1989).

(ii) dépôts de marnes de type plate-forme continentale, avec une contribution clastique mineure, donnant les gneiss de Don Dol (Figure II-7). Ils sont formés de gneiss gris lités à biotite et de

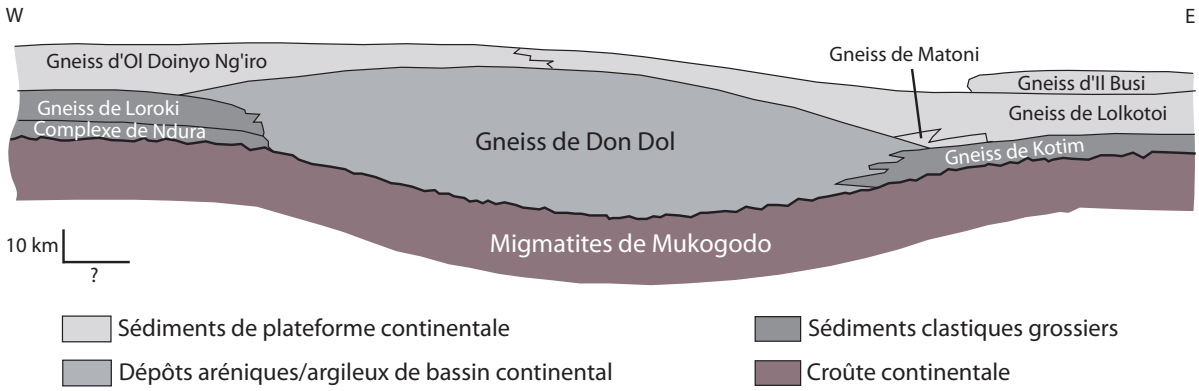


Figure II-7 : Les relations stratigraphiques entre les différents groupes de gneiss dans la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine à partir d'une coupe est-ouest du centre du Kenya (d'après Key et al., 1989)

gneiss à hornblende. Les lithologies mineures correspondent à des amphibolites, des gneiss à sillimanite, des marbres, des gneiss quartzo-feldspathiques, des métaquartzites et des gneiss graphiteux vanadifères (Pohl et Niedermayr, 1978).

(iii) dépôts de type plate-forme carbonatée (calcaires, grès carbonatés, marnes alumineuses) correspondant à la série de Turoka (ou groupe de Kurase) et aux gneiss d'Ol Doinyo Ng'iro, de Lolkoitoi, d'Il Busi et de Matoni (Figure II-7). Des marbres cristallins massifs associés à des quartzites, des gneiss graphiteux, des gneiss alumineux et des gneiss à hornblende forment la série de Turoka (Parkinson, 1913; Joubert, 1957), aussi nommé groupe de Kurase plus au sud (Saggerson, 1962). Le groupe de Kurase est recouvert par celui de Kasigau contenant principalement des gneiss quartzo-feldspathiques. Dans la région de Taita, le métamorphisme granulitique est estimé à P = 7,5-9,5 kbar et T = 760-820°C, alors qu'à Voi il est légèrement supérieur avec P = 10-12 kbar et T = 760-840°C (Hauzenberger et al., 2004). Les gneiss gris à biotite d'Ol Doinyo Ng'iro sont associés à des horizons épais de marbres, des métacherts, des métaquartzites et des gneiss graphiteux. Les gneiss lités de Lolkotoi présentent des assemblages à muscovite et biotite (Key et al., 1989). Des niveaux métacalcaires, métalumineux, ainsi que des amphibolites, des métaquartzites et des gneiss quartzo-feldspathiques y sont intercalés. Les gneiss d'Il Busi sont graphiteux alors que ceux de Matoni sont à biotite.

• A partir de 830-820 Ma, une phase de collision continentale est initiée et se pousuit jusqu'à 630 Ma. Les sédiments ont été déformés, enfouis, métamorphisés et transformés en gneiss. Trois épisodes de métamorphisme sont distingués à 820, 760 et 620 Ma (Mosley, 1993), chacun se déroulant dans le faciès amphibolite supérieur à granulite. Le plissement, cylindrique et/ou isoclinal, est accompagné de la formation de veines quartzo-feldspathiques. Les axes de pli sont orientés NE-SW et ESE-WNW. Des plutons intrusifs se sont mis en place vers 826 Ma dans le centre du Kenya (Key et al., 1989).

- Entre 630 et 570 Ma, la collision continentale se poursuit avec des zones de cisaillement et de raccourcissement crustal. Les cisaillements en domaine ductile sont majoritairement sénestres et orientés N-S à NNW-SSE. Des plutons migmatitiques, parallèles à la foliation, intrudent les gneiss dans la région de Baragoi vers 580 Ma alors que des filons microgranitiques recoupent les structures du complexe de Korr (Key et al., 1989).
- Vers 530 Ma, de nouvelles zones de cisaillement en domaine fragile se forment dans un environnement métamorphique de faciès schiste vert (Key et al., 1989).
- A partir de 500 Ma, la collision s'achève et l'exhumation du bâti métamorphique est accompagnée par une étape de refroidissement qui débute à l'ouest du Kenya.

Les complexes ophiolitiques rencontrés dans le BAN se retrouvent également au Kenya. Ceux-ci sont démembrés dans la CMNM kenyane avec des gabbros anorthosiques et des schistes ultramafiques. Les ophiolites sont situées à Sekerr (Figure II-6), Baragoi et Moyale (Shackleton, 1986; Berhe, 1990), Khorr et Chapkarom (Charsley, 1987). A Sekerr, des schistes à hornblende présentent une signature chimique comparable à celle correspondant aux arcs volcaniques andésitiques, et les schistes à mica et grenat sont interprétés comme des dépôts rythmiques de courants turbiditiques (Vearncombe, 1983a;b) : cette région est une zone de transition entre un ancien craton et l'océan mozambicain, marquée par la subduction de ce dernier sous le premier (arcs volcaniques) et des dépôts de plate-forme continentale (turbidites). Les ophiolites de Baragoi et Moyale ont des signatures géochimiques de MORB et d'arc insulaire (Berhe, 1990).

Les roches métasédimentaires du Kenya représentent la séquence sédimentaire de l'ancienne marge passive attenante au craton du Congo, et les nombreuses ophiolites démantelées et recensées dans la région sont issues de l'ancien océan mozambicain (Shackleton, 1986). Ainsi, le Kenya est considéré comme une région de transition (Mosley, 1993) entre la zone de collision continentale principale (parties sud et centrale du pays) et la zone résultant de la dérive continentale et des collisions d'arcs (NE du Kenya et région adjacente à l'Ethiopie).

2.3.2.1.2 Géologie des gemmes

Simonet et al. (2000) distinguent douze districts miniers au sein de la CMNM kenyanne (Figure II-8) et quatre types de gisement :

(1) Les gisements magmatiques formés (i) de pegmatites à apatite, feldspath, tourmaline et béryl; (ii) de monzonite à saphir.

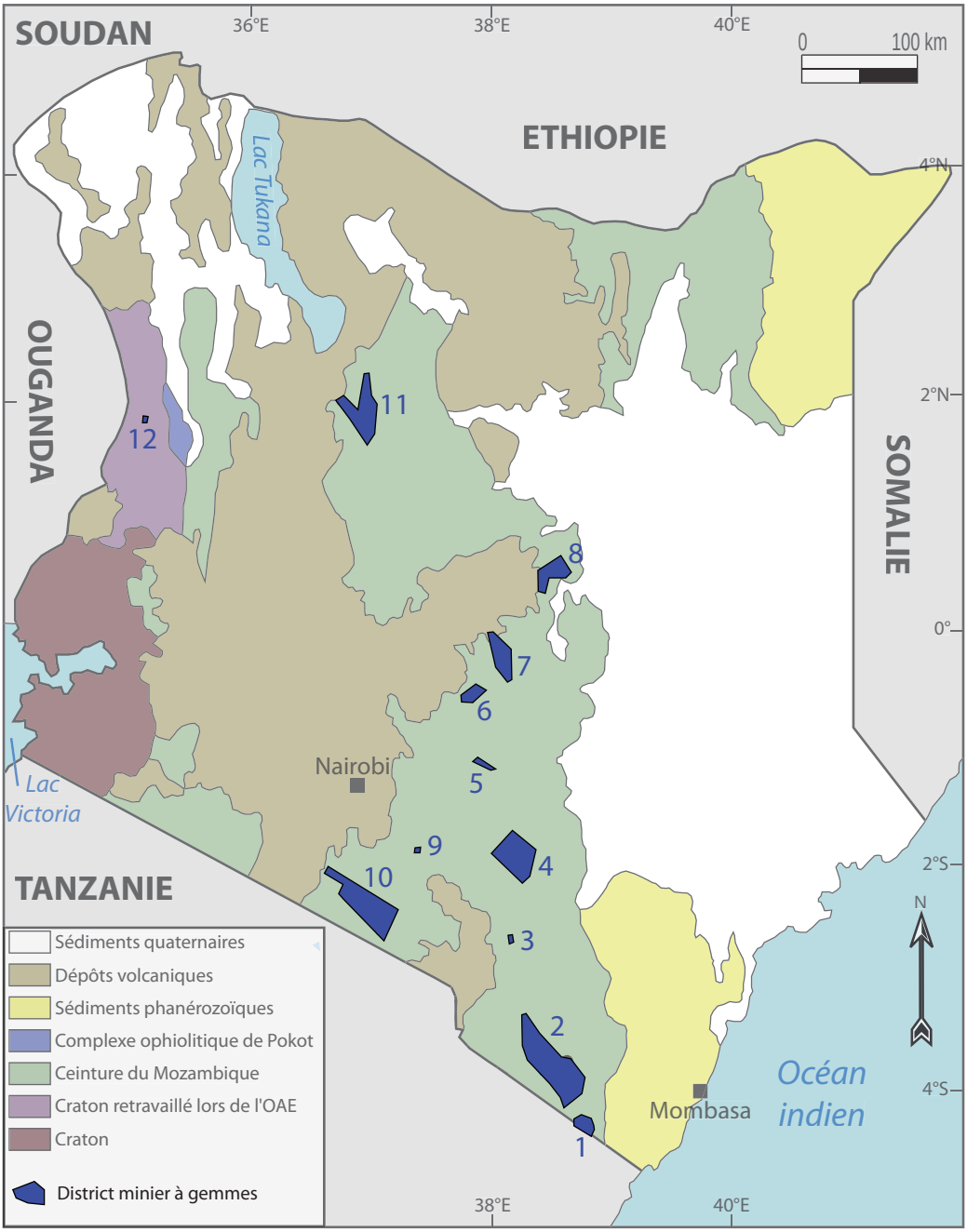


Figure II-8 : Localisation des différents districts gemmifères de la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine au Kenya (d'après Simonet et al., 2000)

1. Kasigau-Kuranze : rubis, saphir, tsavorite, rhodolite, kornérupine, tourmaline, hessonite, spinelle, pierre de lune. 2. Mgama-Taita : rubis, tsavorite, rhodolite, grenat à changement de couleur, oligoclase, tourmaline. 3. Mtito Andei : saphir, apatite, tourmaline, amphibole. 4. South Kitui : saphir, cordiérite, améthyste, rhodolite, tourmaline. 5. Kitui-Mwingi : saphir, cordiérite, aigue-marine, améthyste. 6. Embu : aigue-marine, topaze, amazonite, apatite. 7. Meru : aigue-marine, saphir. 8. Dusi (Garba Tula) : saphir, rubis, spinelle. 9. Kibwezi-Machakos : enstatite, péridot, kyanite, rhodolite, oligoclase, aigue-marine. 10. Kajiado-Namanga : rubis, rhodolite, idocrase, saphir, tsavorite. 11. Baragoi-South Korr : saphir, tsavorite, spessartine, aigue-marine, améthyste. 12. West Pokot : rubis, rhodolite.

(2) Les gisements métamorphiques sensu stricto (*ss*) produisent la kornérupine, le spinelle, la tourmaline, les grenats, le rubis et le saphir.

(3) Les gisements métasomatiques, les plus fréquents dans la CMNM et généralement porteurs de gemmes de haute qualité, résultent d'interactions fluide-roche contemporaines ou légèrement postérieures au métamorphisme régional. Il s'agit des minéralisations à tourmaline, rubis, saphir, cordiérite et rhodolite.

(4) Les gisements hydrothermaux concernent uniquement l'améthyste au Kenya.

2.3.2.1.2.1 Les gisements magmatiques

Les gisements magmatiques de type (i) pegmatites à aigue-marine, amazonite et oligoclase bleue (Simonet et al., 2000) forment des réseaux filoniens post-tectoniques qui peuvent atteindre 2 km de long (MacCall, 1964). Ces gisements sont exploités dans les districts miniers de Kitui-Mwingi, Embu, Meru, Kibwezi-Machakos et Baragoi (Figure II-8).

Les gisements de type (ii) monzonites à saphir sont uniques et propres au Kenya (Simonet, 2000a; Simonet et al., 2004). Il s'agit des gisements de Dusi (Garba Tula) et de Ikutha situés dans le district de Kitui. Ces gisements sont associés respectivement aux zones de cisaillement de Mutito et d'Athi (Figure II-6). La minéralisation d'Ikutha consiste en un réseau de filons de 10-20 cm d'épaisseur et de plusieurs centaines de mètres de long (Simonet et al., 2000). A Dusi, les saphirs de couleur bleu ou jaune sont contenus dans un filon de monzonite (Figure II-9), orienté nord-sud, vertical et de 4 à 5 m de puissance, avec une extension de 10 km. La monzonite est constituée de plagioclase, de microcline, de saphir, de biotite et de zircon

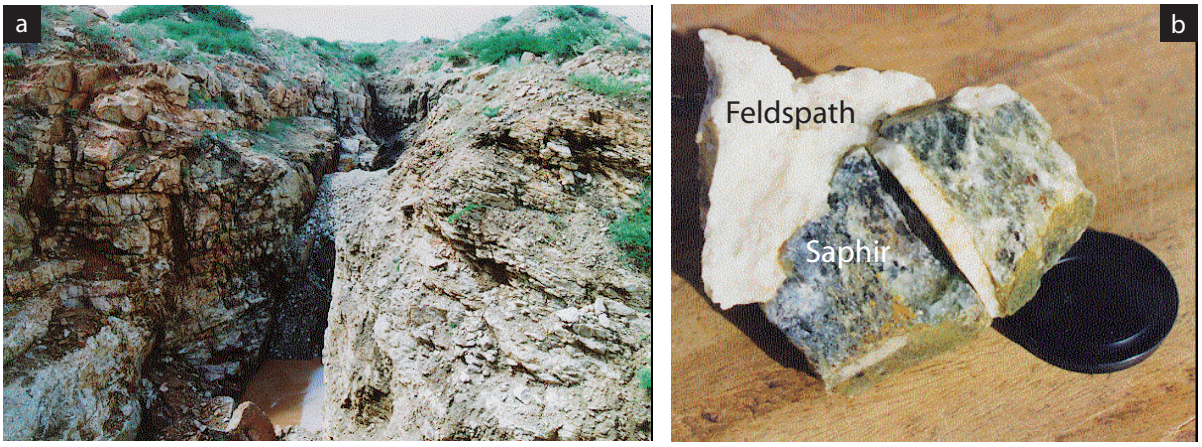


Figure II-9 : La minéralisation à saphir de Dusi (photos : C. Simonet)
a) La mine à saphirs colorés de Dusi (Garba Tula) dans le district gemmifère de Dusi. L'allongement de la tranchée est parallèle à la direction du filon de monzonite à saphir. La profondeur de la tranchée est d'environ d'une dizaine de mètres. b) Cristal de saphir dans sa matrice feldspathique (monzonite). Le cristal a été fracturé et cimenté par du feldspath.

ainsi que de muscovite et de séricite se formant à partir du saphir et du feldspath. La chimie des saphirs bleu ou jaune est identique (1,07 < FeO < 1,27 % poids), mais la couleur dépend du rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} et des transferts de charge Fe^{2+}/Ti^{4+} (Simonet et al., 2004). La datation U/Pb sur zircon a fourni un âge néoprotérozoïque à 579 ± 6 Ma et les isotopes du Sm-Nd indiquent une source mantellique du magma monzonitique. Simonet et al. (2004) démontrent que les cristaux de saphirs et l'origine du magma de Dusi sont comparables à ceux associés au volcanisme alcalin continental, source majeure des saphirs bleus mondiaux. Ce type de gisement unique et propre au Kenya permet d'établir un lien direct entre la génération de magmas monzo-syénitiques et la cristallisation de saphirs magmatiques.

2.3.2.1.2.2 Les gisements métamorphiques sensu stricto (ss)

Les gemmes d'origine métamorphique *ss* appartiennent aux : (i) marbres; (ii) gneiss; (iii) roches mafiques-ultramafiques (RM-UM). Après le démantèlement des protolithes par l'érosion superficielle, les gemmes primaires forment des gisements secondaires de type placers.

- Les marbres et les roches calco-silicatées

(i_1) Dans la région de Kasigau, au sud du Kenya, des spinelles de couleur rouge à mauve associés au graphite, à l'apatite, à la trémolite et à l'humite sont disséminés dans des marbres (Simonet, 2000a).

(i_2) Dans la région de Kajiado, le péridot gemme est un minéral accessoire signalé dans des marbres (Simonet et al., 2000).

(i_3) Dans la région de Taita-Taveta, la variété hessonite du grossulaire est exploitée au sein d'un petit gisement à Kulikila. Le grenat est contenu dans des roches calco-silicatées intercalées dans des gneiss.

- Les gneiss

(ii_1) Des gisements de rubis et de saphirs associés à des gneiss dans le domaine granulitique (Simonet, 2000a) sont connus dans les districts de Taita-Taveta et de Kwale dans le sud du Kenya (Figure II-8). Les gisements sont soit primaires soit éluvionnaires. Dans le district de Kuranze, les rubis de la concession d'Ushindi ont des teintes violette à rouge sombre alors que les saphirs de Twiga ont des couleurs bleu et violet (Simonet et al., 2000). Dans le gisement de Si Ndoto Tena dans le district de Kwale, le rubis est associé à la tourmaline noire, la kornérupine et la

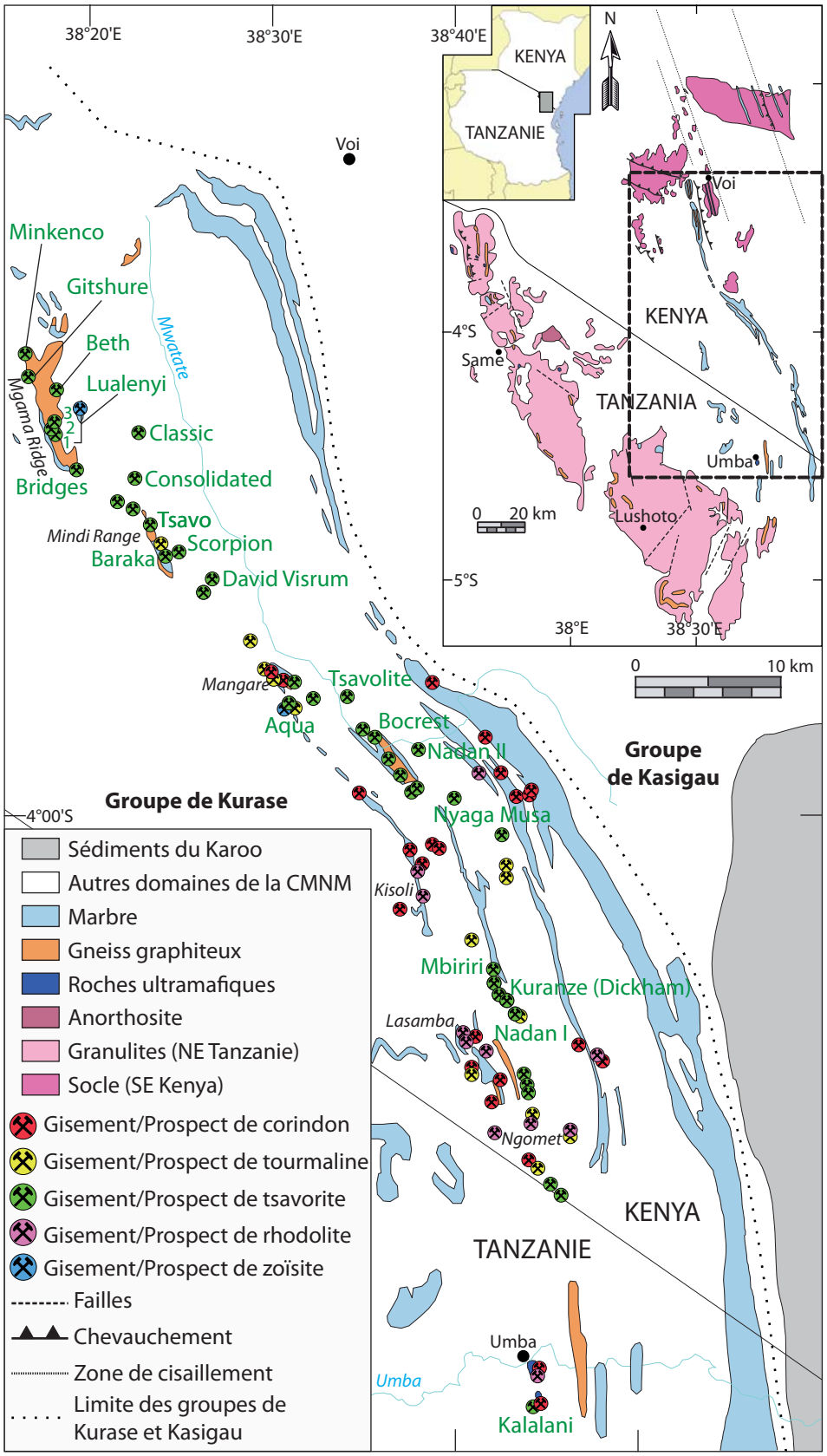


Figure II-10 : Carte géologique simplifiée de la région de Taita-Kuranze dans le sud du Kenya (d'après Simonet et al., 2000)

Les formations métasédimentaires de la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine sont représentées par une alternance de marbres, de gneiss graphiteux et de roches ultramafiques. Les gisements et prospects à gemmes du Néoprotérozoïque sont reportés en fonction de leur nature minéralogique (corindon, tourmaline, tsavorite, rhodolite et zoïsite).

kyanite. La kornérupine, minéral typique du faciès granulite (Grew, 1988), est parfois associée à la tourmaline chromifère c'est-à-dire à la variété dravite (Simonet et al., 2000). Elle peut être de couleur bleu-vert lorsqu'elle contient du chrome (Keller, 1992), ou vert en œil-de-chat (Girgis et al., 1976; Barot et al., 1995). Au sud de Nairobi dans la région d'Amboseli (district de Kajiado, Figure II-8), le corindon est associé à des gneiss à biotite et grenat. Dans la région de Karasuk (nord-est du Kenya) et près de Loperot, des zones à corindons sont décrites dans des gneiss à biotite (Du Bois et Walsh, 1970). La rhodolite (variété de grenat pyrope-almandin) peut également se trouver dans des gneiss à biotite, sillimanite et grenat, mais les cristaux ne sont pas de qualité gemme (Simonet et al., 2000).

(ii_2) Campbell Bridges a découvert en 1971 dans le parc national de Tsavo les premières tsavorites, grossulaires vanadifères qui contiennent également du chrome et de formule $Ca_3(Al, V, Cr)_2(SiO_4)_3$. Soutenu par le gouvernement kenyan, Bridges continua d'explorer la région, et il mit en exploitation le gisement de Scorpion à Taita Hills, près de Voi. C'est en 1974 que la gemme fut baptisée tsavorite par l'entreprise de joaillerie américaine Tiffany & Co., en hommage au parc national de Tsavo où a été trouvée la pierre. Une cinquantaine d'indices et de gisements sont exploités dans la région de Taita-Taveta au sud de Nairobi (Figure II-10). Ces minéralisations définissent une ceinture d'environ 100 km de long sur 200 m de large. Les formations qui les contiennent sont des séries sédimentaires de plate-forme carbonatée métamorphisées dans les faciès amphibolite à granulite (groupe Kuranze). La tsavorite ($0,07 < V_2O_3 < 2,96$ %poids; $0,31 < Cr_2O_3 < 1,45$ %poids; Feneyrol et al., 2010c) est associée à des horizons de gneiss à graphite et sillimanite qui présentent des variations de faciès d'une mine à une autre. Les niveaux sont stratiformes et conformes à la foliation régionale (Figure II-11a). La minéralisation est contenue dans des nodules qui sont des anciennes concrétions métasédimentaires (1 à 20 cm de diamètre). La tsavorite remplit ces nodules (Figures II-11b, II-11c et II-11d) et elle est parfois entourée d'une auréole de réaction formée de zoïsite vanadifère (tanzanite) ou bien de scapolite, de quartz, de diopside et de tsavorite (Suwa et al., 1996). Les nodules ne sont pas tous minéralisés; certains contiennent de la limonite, des carbonates ou des argiles. La genèse de la tsavorite n'est pas encore réellement établie. Le contrôle lithologique de la minéralisation conforte une origine purement métamorphique (Gübelin et Weibel, 1975; Suwa et al., 1979; Pohl et Niedermayr, 1978; Pohl et al, 1980; Goerg et al., 1982; Key et Ochieng, 1991; Simonet, 2000a) mais les contraintes structurales et la circulation de fluides n'ont pas été vraiment abordées dans la genèse de ce minéral (Simonet et al., 2000). L'origine des éléments chrome et vanadium est attribuée aux gneiss graphiteux (vanadium ~250 à 1900 ppm; chrome ~70 à 1000 ppm; Key et Ochieng, 1991).

Figure II-11 : Les minéralisations à tsavorite de la mine de Nadan, district de Kuranze (photos : G. Giuliani)

a) Vue de la mine de Nadan I. Les niveaux minéralisés sont stratiformes et parallèles à la foliation des gneiss graphiteux. Les galeries sont creusées dans le niveau minéralisé à tsavorite. b) La tsavorite de Nadan I. c) Nodules (Nod) à tsavorite (Ts) et gneiss graphiteux à ciment carbonaté inclus dans un gneiss graphiteux (GG). d) Un aspect du nodule (Nod) à tsavorite (Ts) entouré de sa gangue de gneiss graphiteux (GG).

- Les RM-UM

Le gisement de saphir rose de Kitui est situé au nord de la ville de Mwingi. Il s'agit d'une amphibolite à plaquettes de corindon rosé qui sont dispersées dans une matrice à hornblende et oligoclase (Barot et Harding, 1994). Ce type de gisement est comparable aux mines à rubis de Longido et Lossogonoï en Tanzanie (Game, 1955; Solesbury, 1965; Simonet, 2000a; Le Goff et al., 2010). Il s'est formé lors du métamorphisme de faciès granulite affectant le protolithe d'origine mafique. Le diopside est également signalé dans les amphibolites à grenat du district de Kwale (Simonet et al., 2000).

2.3.2.1.2.3 Les gisements métasomatiques

Ce sont les plus fréquents au Kenya et ils produisent des gemmes d'une excellente qualité ou de haute valeur économique comme le rubis, le saphir, la tourmaline, la variété rhodolite

du pyrope, la cordiérite et l'apatite (Simonet et al., 2000; Figure II-10). Ce sont des gisements qui résultent de l'interaction fluide-roche développée sur différents protolithes : (i) gneiss à grenat; (ii) marbre; (iii) RM-UM; (iv) pegmatites intrudant les RM-UM.

- Gneiss à rhodolite (Simonet et al., 2000)

(i_1) Le gisement de Ngomei dans le district de Kwale, à proximité de la frontière tanzanienne (Figure II-8), est situé dans des gneiss à almandin, biotite et sillimanite affectés par un cisaillement vertical qui permet la circulation de fluides. La rhodolite est contenue dans des veines, d'un mètre d'épaisseur, formées de biotite vermiculitisée et de chlorite.
(i_2) La rhodolite est également contenue dans des poches à biotite vermiculitisée au contact de gneiss à grenat avec des roches pegmatoïdiques et ultramafiques, comme à Kisoli.

- Marbre à rubis et saphir (Simonet et al., 2000)

Ce type de minéralisation, observé dans le sud du Kenya à Mutungurunyi, se trouve dans des veines métasomatiques qui recoupent des marbres.

- RM-UM (Simonet et al., 2000)

(iii_1) Une minéralisation à cordiérite gemme est signalée dans le district de Kitui. L'ensemble des gisements est situé sur la bordure est de la zone de cisaillement d'Athi qui a probablement joué un rôle important dans la circulation des fluides (Figure II-8). A Kitui, les minéralisations sont développées le long des zones de contact entre de petits corps ultramafiques altérés, des pegmatoïdes à cordiérite et des gneiss à grenat et cordiérite. A Kisou et Ngwate, la cordiérite se situe dans des enclaves à vermiculite intercalées entre des RUM et une cordiéritite.
(iii_2) Des apatites vertes ont été signalées dans des veines métasomatiques à vermiculite recoupant des serpentinites à Kinyiki Hill.
(iii_3) La rhodolite de la région de Kuranze est extraite de zones de réaction métasomatique entre des RUM et des gneiss à grenat et plagioclase.

- Pegmatites à corindons, grenats et tourmalines recoupant les RM-UM

(iv_1) Les gisements de rubis de Mangare dans le district gemmifère de Mgama-Taita (Figure II-10) sont associés à des corps de serpentinite mis en place le long de structures tectoniques majeures dans une série métasédimentaire formée de gneiss à graphite (Pohl et Niedermayr, 1978; Key et Ochieng, 1991; Mercier et al., 1999; Simonet, 2000a; Garnier et al., 2004a). Les zones de cisaillement soulignent le contact entre les RUM et les gneiss. Les contacts sont parfois

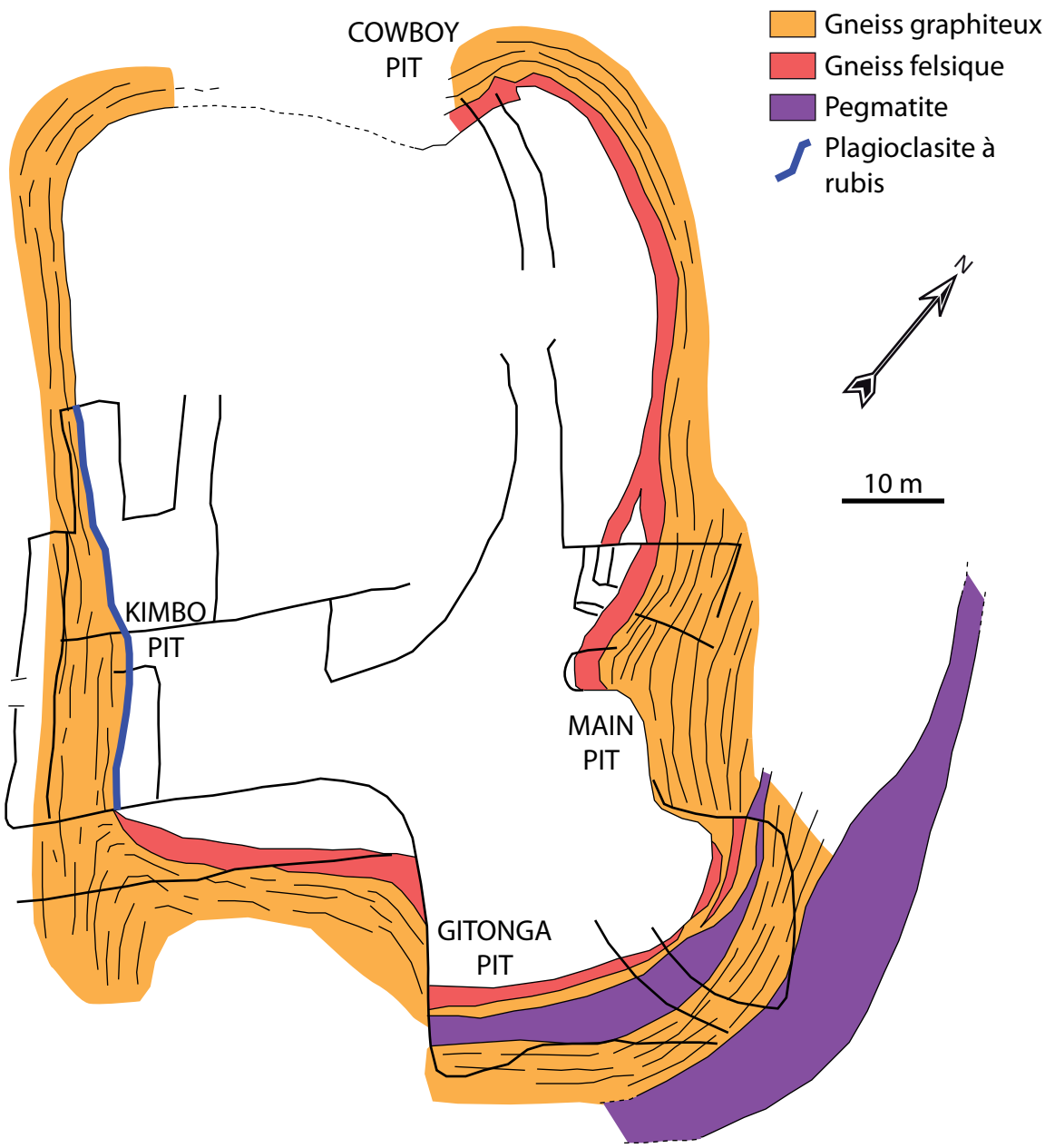


Figure II-12 : Carte géologique détaillée de la mine John Saul (actuellement Rockland) et de son corps de roches ultramafiques (d'après Simonet, 2000a)

Les différents chantiers miniers sont ceux de Cowboy pit, Main pit, Gitonga pit et Kimbo pit. La mine de Kimbo suit la direction d'une pegmatite injectée au contact entre les gneiss graphiteux et le corps ultramafique. La pegmatite est déquartzifiée et transformée en plumasite. L'interaction fluide-roche a dissous le quartz et précipité du feldspath et du rubis.

scellés par des pegmatites à corindon. Celles-ci ont subi une intense altération métasomatique due à la circulation de fluides responsables de la déquartzification et de la feldspathisation de la pegmatite. Le résultat final de cette métasomatose est la formation d'une plagioclasite de type 'plumasite' d'après la définition de Lawson (1904). Ce mécanisme est invoqué pour les mines John Saul (actuellement Rockland), Penny Lane, Hard Rock, Aqua, Yellow et Kisoli (Simonet,

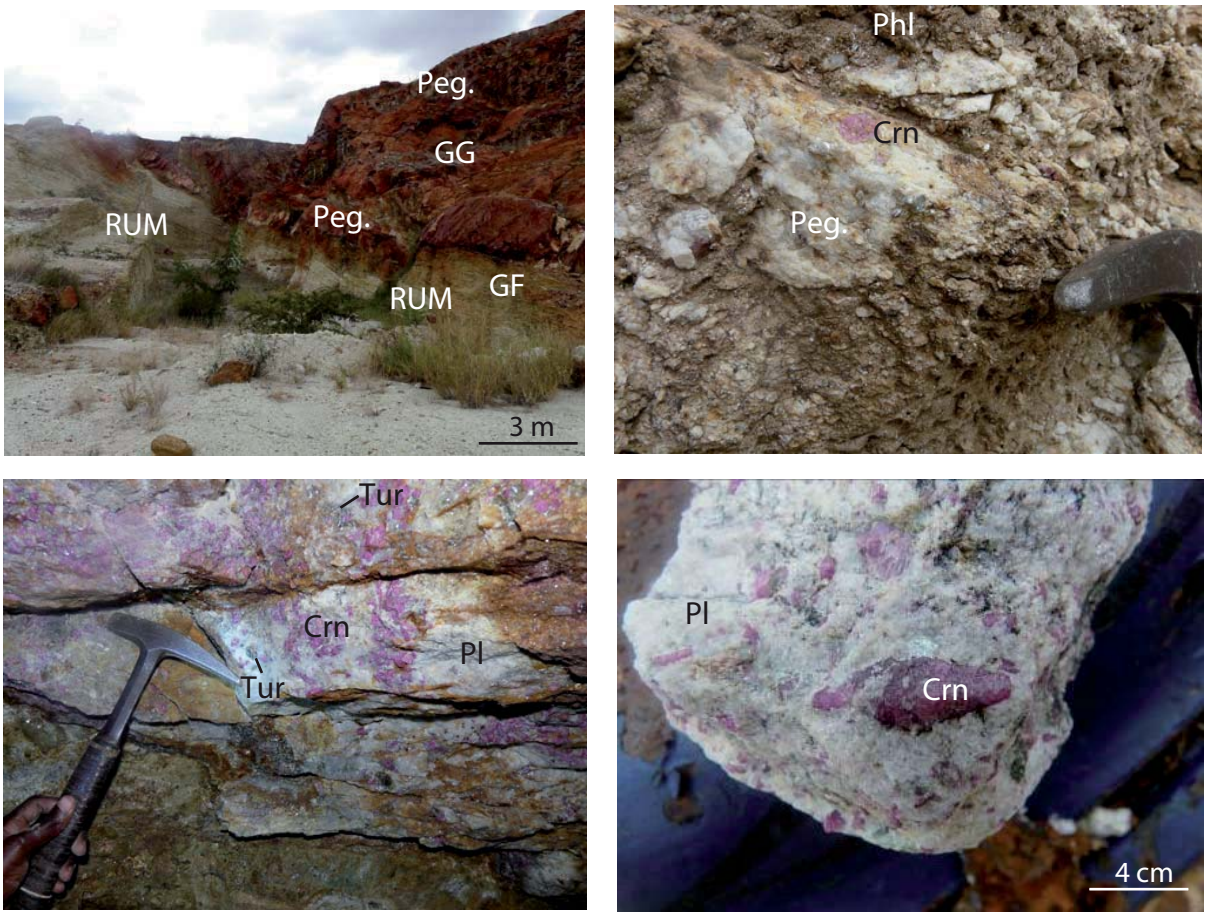


Figure II-13 : La mine John Saul, actuellement Rockland (photos : G. Giuliani)
a) Aspect de Gitonga Pit (partie est de la mine). Vue du contact entre les roches ultramafiques (RUM) et les corps de pegmatites (Peg.) injectés dans les gneiss felsiques (GF) et le gneiss graphiteux (GG). b) Affleurement nord de la mine Kimbo où la pegmatite déquartzifiée (Peg.) à rubis (Crn) présente un enrichissement en phlogopite (Phl) au contact de la roche ultramafique. c) La mine Kimbo en profondeur où la plagioclasite (Pl) est fortement enrichie en rubis (Crn) avec une dissémination de tourmaline verte (dravite, Tur). d) Aspect de la plagioclasite à rubis (Pl) dont les cristaux sont taillées en cabochon.

2000b;c). Le filon de plagioclasite à rubis de Kimbo, qui limite la bordure ouest de la mine John Saul, atteint actuellement 40 m de profondeur et a une extension longitudinale de plus de 100 m depuis la plate-forme inférieure de la carrière à ciel ouvert (Figures II-12 et II-13a). Le contact du filon avec la RUM est souligné par la présence de phlogopitite, schiste à phlogopite, apatite et chlorite (Figure II-13b), et le contact avec les gneiss graphiteux est franc et dépourvu de réactions métasomatiques. Le filon de plagioclasite a une texture à gros grains formée par des andésines où sont dispersés la tourmaline verte (dravite) et le rubis (Figure II-13c). Par endroits, le filon peut contenir jusqu'à 60% de rubis et de tourmaline (Figure II-13a). De juillet 1995 à avril 1997, la production a été estimée à 36 kg/m^3 (Simonet, 2000b). Les rubis sont de qualité moyenne et la production sert à la fabrication de cabochons. Ils sont parfaitement automorphes (Figure II-13d), généralement zonés, et certains présentent un cœur rouge avec une bordure

blanche. L'âge de formation de la plagioclasite obtenu par U/Pb sur zircons a donné un âge néoprotérozoïque à 612,4 ± 0,6 Ma et les conditions de formation sont estimées à T ~ 500°C et P ~ 5 kbar (Simonet, 2000a).

(iv_2) Le gisement de tourmaline de couleur 'jaune savane' de la mine Yellow, à proximité de la mine John Saul, est lié à la présence d'un filon de pegmatite injecté dans une faille le long d'un corps de RUM (Simonet, 2000a). Le rubis est associé à la tourmaline, la zoïsite et la kyanite. On peut noter que la présence de tourmaline riche en magnésium et chrome dans les filons de plumasite de la région de Mangare est systématique (Kimbo pit, mine Aqua, mine Yellow) et l'origine du bore n'est pas établie, toutefois Simonet (2000b) propose une circulation fluide lessivant des métapélites riches en bore et terres rares.

2.3.2.1.2.4 Les gisements hydrothermaux

L'améthyste est exploitée sur plusieurs sites au Kenya (DuBois et Walsh, 1970; Key, 1987) : districts de Machakos, Makueni, Kitui, Taita-Taveta, West Pokot et Samburu (Figure II-8). Elle est associée à des veines hydrothermales recoupant les structures de la CMNM à la fin des évènements panafricains (Simonet et al., 2000).

2.3.2.2 La Tanzanie

2.3.2.2.1 Géologie et géodynamique

La CMNM en Tanzanie se situe dans la partie est du pays, en bordure de l'océan Indien (Figure II-14). Elle est en contact à l'ouest avec la ceinture paléoprotérozoïque datée à 2 Ga (Möller, 1995) de l'Ubendian-Usagaran recouvrant le craton tanzanien d'âge archéen (~3 Ga; Möller, 1995; Maboko et Nakamura, 1996; Möller et al., 1998; Stern, 2002). La CMNM est découpée en plusieurs ensembles pétrologiques délimités par des zones de chevauchement (Pinna et al., 2004) :

- Dans la partie nord, ce sont des métasédiments néoprotérozoïques (paragneiss, marbres et quartzites en massifs plurikilométriques, schistes), des orthogneiss, des migmatites, des amphibolites et des granites.
- Dans les parties centrale et sud, la CMNM est composée d'un domaine crustal métamorphique associé à des roches méta-ignées et métasédimentaires (paragneiss, quartzites, pélites, marbres) d'âge néoarchéen à néoprotérozoïque (2500 à 1000 Ma). L'ensemble a été remanié au Néoprotérozoïque lors de l'orogenèse de l'Afrique de l'Est (OAE).

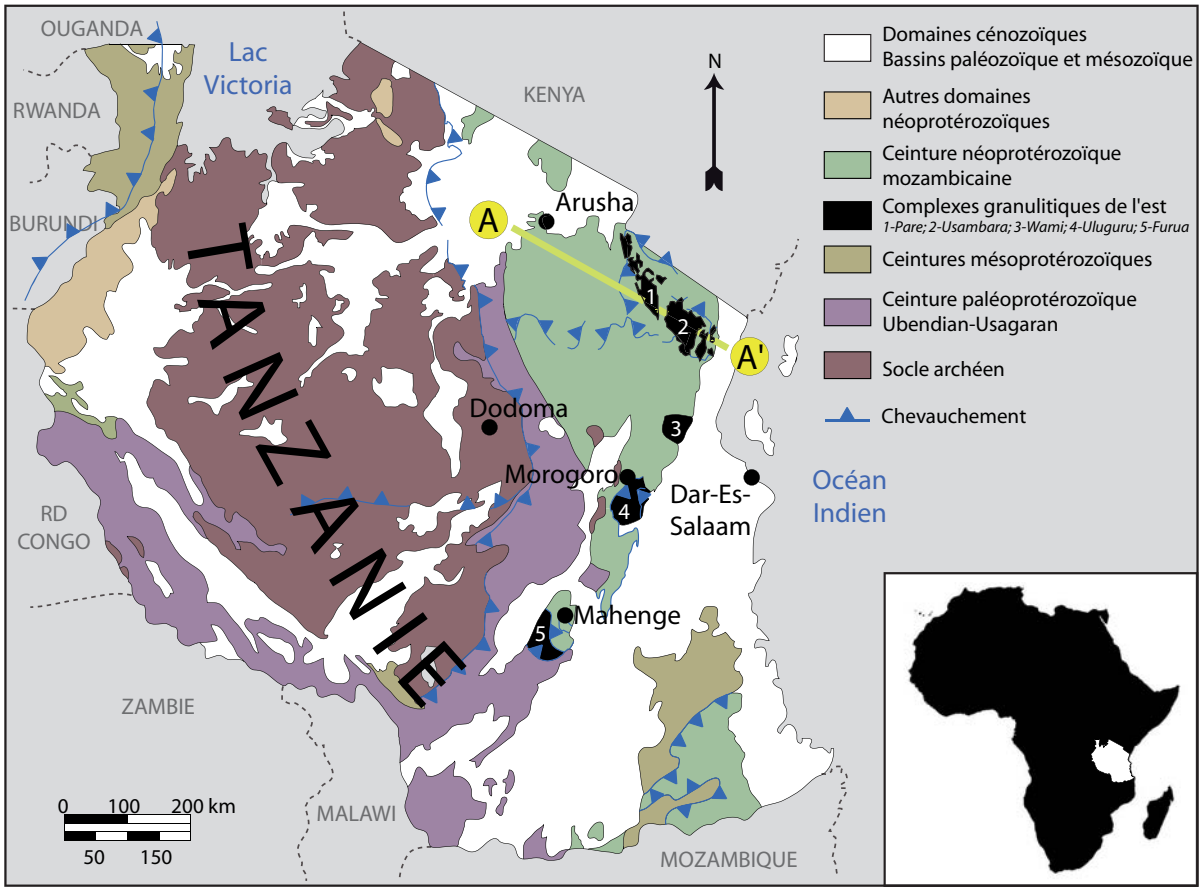


Figure II-14 : Carte géologique simplifiée de la Tanzanie situant les différents domaines et ceintures du Néoprotérozoïque ainsi que les complexes granulitiques de l'est de la Tanzanie (modifiée d'après Pinna et al., 2004)
A-A' : tracé de la coupe géologique de la figure II-15.

• Des corps granulitiques sont dispersés et subdivisés en granulites de l'ouest et granulites de l'est (Hepworth, 1972). Les granulites de l'ouest, appartenant à la ceinture Ubendian-Usagaran, et composées de gneiss charnockitiques datés entre 2750 et 2280 Ma (datation Rb-Sr sur roche totale; Spooner et al., 1970), se sont formées à P = 10-15 kbar et T = 670-750°C, avec un chemin P-T-t anti-horaire (Appel et al., 1998). Les granulites de l'est, rattachées à la CMNM, ont été étudiées plus en détail, du point de vue géologique (Muhongo et Tuisku, 1996; Appel et al., 1998; Muhongo et al., 1999) et géochronologique (Coolen et al., 1982; Muhongo et Lenoir, 1994; Möller, 1995; Möller et al., 2000; Muhongo et al., 2001; Maboko et Nakamura, 2002). Elles sont au nombre de cinq et présentent des similitudes lithologiques, structurales et métamorphiques (Coolen, 1980). Les datations Sm-Nd sur roche totale donnent des âges compris entre 1,4 et 0,9 Ga (Möller, 1995). Du nord au sud, ces complexes sont localisés : (i) dans les montagnes de Pare; (ii) dans les montagnes d'Usambara; (iii) à proximité de la rivière Wami; (iv) dans les montagnes d'Uluguru; (v) à Furua. Les complexes granulitiques tanzaniens (Figure II-14), intercalés avec des métasédiments, sont composés à plus de 90% d'orthogneiss à

plagioclase, clinopyroxène, hornblende, ± quartz, ± grenat (Appel et al., 1998). Dans les gneiss felsiques, la biotite apparaît, alors que la scapolite est observée dans les gneiss plus calciques. L'ilménite, la magnétite, la pyrite et les sulfures de cuivre forment les minéraux accessoires.

• Des méta-anorthosites affleurent dans le sud des montagnes de Pare et à l'ouest de celles d'Uluguru. Elles contiennent clinopyroxène, grenat, orthopyroxène, scapolite, titanomagnétite et spinelle vert (Appel et al., 1998). De petits corps d'éclogites, roches à grenat et clinopyroxène, sont associés aux anorthosites à Uluguru (Sampson et Wright, 1964; Muhongo et Lenoir, 1994).

L'évolution de la CMNM au cours du Néoprotérozoïque peut-être retracée suivant la chronologie tectono-métamorphique suivante :

• Entre 1000 et 850 Ma, dépôt des sédiments dans l'océan mozambicain, et entre 843 et 665 Ma, présence d'un arc magmatique associé à une marge convergente (Figure II-2; Meert, 2003).

• Après 850 Ma, la CMNM en Tanzanie a été affectée par trois épisodes de déformation reliés à l'OAE (Figure II-15; Le Goff et al., 2008; 2010) :

(1) La première phase D_1 a produit des plis isoclinaux couchés. Cette déformation est similaire à celle observée à Taita Hills dans le SE du Kenya (Figure II-6). Au Kenya, elle a été datée vers 640 Ma (Hauzenberger et al., 2007), et elle est associée à un métamorphisme en faciès granulite à P = 10-12 kbar et T = 760-840°C (Hauzenberger et al., 2004). En Tanzanie, D_1 est associée à la formation des granulites de l'est formées à P = 8-11 kbar et T = 700-850°C (Möller, 1995; Appel et al., 1998); le pic du métamorphisme est daté entre 650 et 605 Ma (Coolen et al., 1982; Muhongo et Lenoir, 1994; Möller, 1995; Möller et al., 2000).

(2) La seconde phase de déformation D_2 est caractérisée par le chevauchement des unités métasédimentaires sur le socle d'âge archéen entre 620 et 560 Ma (Le Goff et al., 2008). Cet épisode s'est déroulé dans le faciès amphibolite à P = 5,4-6,7 kbar et T = 620-670°C d'après les estimations réalisées sur les terrains kenyans similaires (Mercier et al., 1999).

(3) D_3 correspond à une phase de plissement dans le faciès schiste vert à amphibolite, associée à des cisaillements verticaux et sénestres de direction NW-SE, vers 560 Ma (Hauzenberger et al., 2007). Ce dernier épisode se caractérise par de larges plis orientés N-S, comme celui de Lelatema (Le Goff et al., 2008; 2010) au nord-est de la Tanzanie où se situent les gisements de tsavorite et de tanzanite de Moshi, Merelani, Lemshuku et Namalulu (Malisa et Muhongo, 1990).

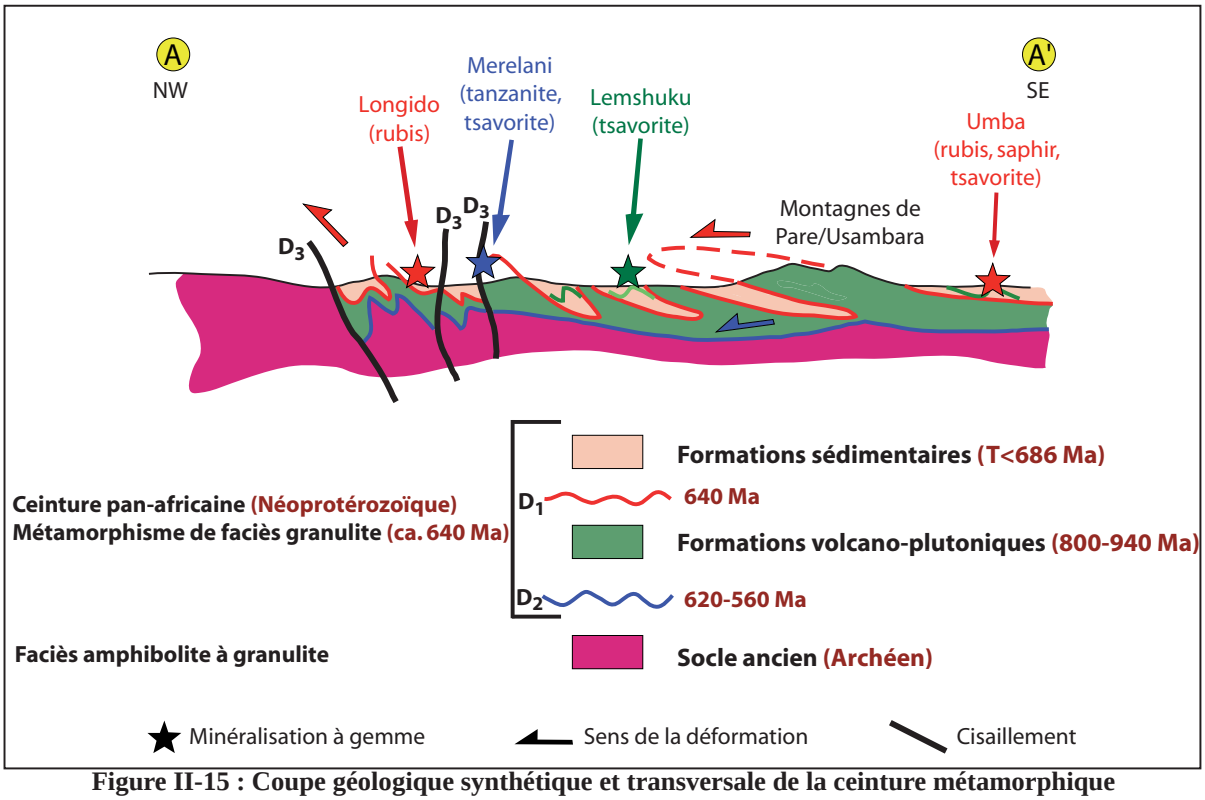


Figure II-15 : Coupe géologique synthétique et transversale de la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine au NE de la Tanzanie (localisation de la coupe A-A', sur la figure II-14, d'après Le Goff et al., 2008)

Les différentes gemmes du Néoprotérozoïque sont reportées comme le rubis des amphibolites de Longido, la tsavorite de Lemshuku, la tanzanite de Merelani, et les corindons et la tsavorite de Umba.

2.3.2.2.2 Géologie des gemmes

Le complexe tectono-métamorphique de la CMNM porte une ceinture à gemmes exceptionnelle appelée la ceinture gemmifère de l'Afrique de l'Est (Pohl et al., 1980; von Knorring et Condliffe, 1987). Le métamorphisme régional de haut grade (amphibolite à granulite) contrôle la majeure partie des minéralisations (Le Goff et al., 2008) : (i) synmétamorphiques, par transformation de protolithes de composition différente comme les marbres impurs, les gneiss alumineux et les sédiments carbonés; (ii) métasomatiques c'est-à-dire en déséquilibre chimique avec les roches hôtes par des circulations fluides favorisées par la tectonique comme pour la formation des 'plumasites' et des skarns. Le magmatisme est limité à la production de pegmatites à aigue-marine.

Les principales gemmes rencontrées dans la CMNM de Tanzanie sont les suivantes (Figure II-16) : (i) rubis et saphirs; (ii) tsavorite et tanzanite; (iii) émeraude (et alexandrite).

- Les minéralisations à rubis et saphirs roses se trouvent dans les unités granulitiques formées durant la phase D_1 à 640 Ma (Le Goff et al., 2008). Deux zones à rubis sont définies

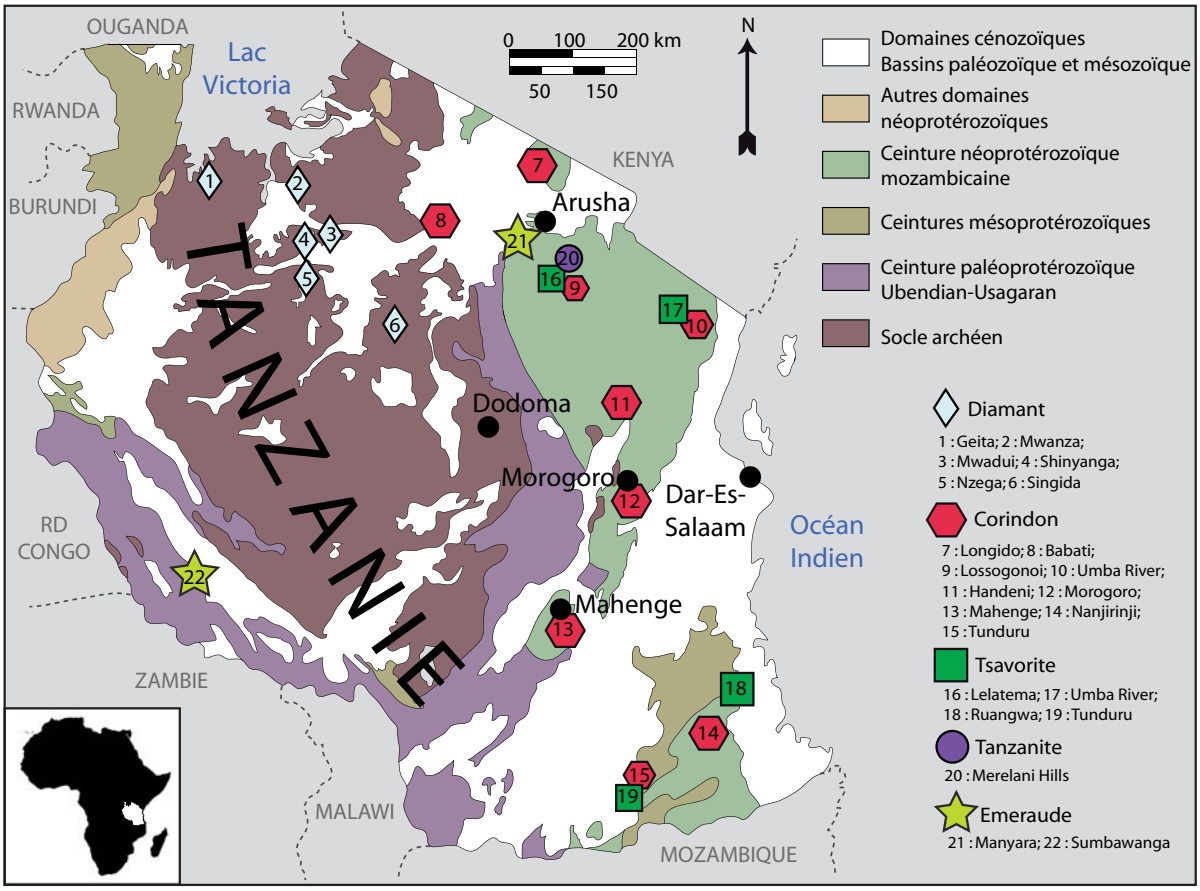


Figure II-16 : Localisation des principaux gisements à gemmes de la Tanzanie (modifié d'après Pinna et al., 2004)

Mis à part les minéralisations à diamant qui sont associées au socle archéen au nord de Dodoma, les minéralisations à corindons, tsavorite, tanzanite et émeraude sont localisées dans les formations de la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine.

(Figure II-16) :

(i_1) Le nord-est de la Tanzanie contient les gisements de Longido, de Lossogonoi, de Babati et d'Umba (Dirlam et al., 1992; Le Goff et al., 2008, 2010). A Longido et Lossogonoi (Figures II-17a, II-17b et II-17c), les rubis sont synchrones de la déformation D_2 (zones de cisaillement) et sont associés à des filons basiques (amphibolites) au sein de RUM (serpentinite). L'âge de la formation du rubis est établi indirectement par une datation U/Pb sur zircon à 610 Ma dans les zones de cisaillement D_2 (Le Goff et al., 2010). La paragenèse comporte rubis, anorthite, amphibole, margarite, phlogopite et zoïsite (anyolite à rubis). Les gisements de la rivière Umba, près de la frontière kenyanne, se localisent soit dans des plumasites recoupant des serpentinites (Solesbury, 1967; Seifert et Hyrsl, 1999) soit dans des placers. Cette région produit une large gamme de saphirs colorés et plus spécialement des saphirs orangés type 'padparadscha' (gisement de Kalalani), de grenats avec les variétés commerciales 'malaya' et à changement de couleur (pyrope-spessartine), la rhodolite (pyrope-almandin) et la variété tsavorite, ainsi que

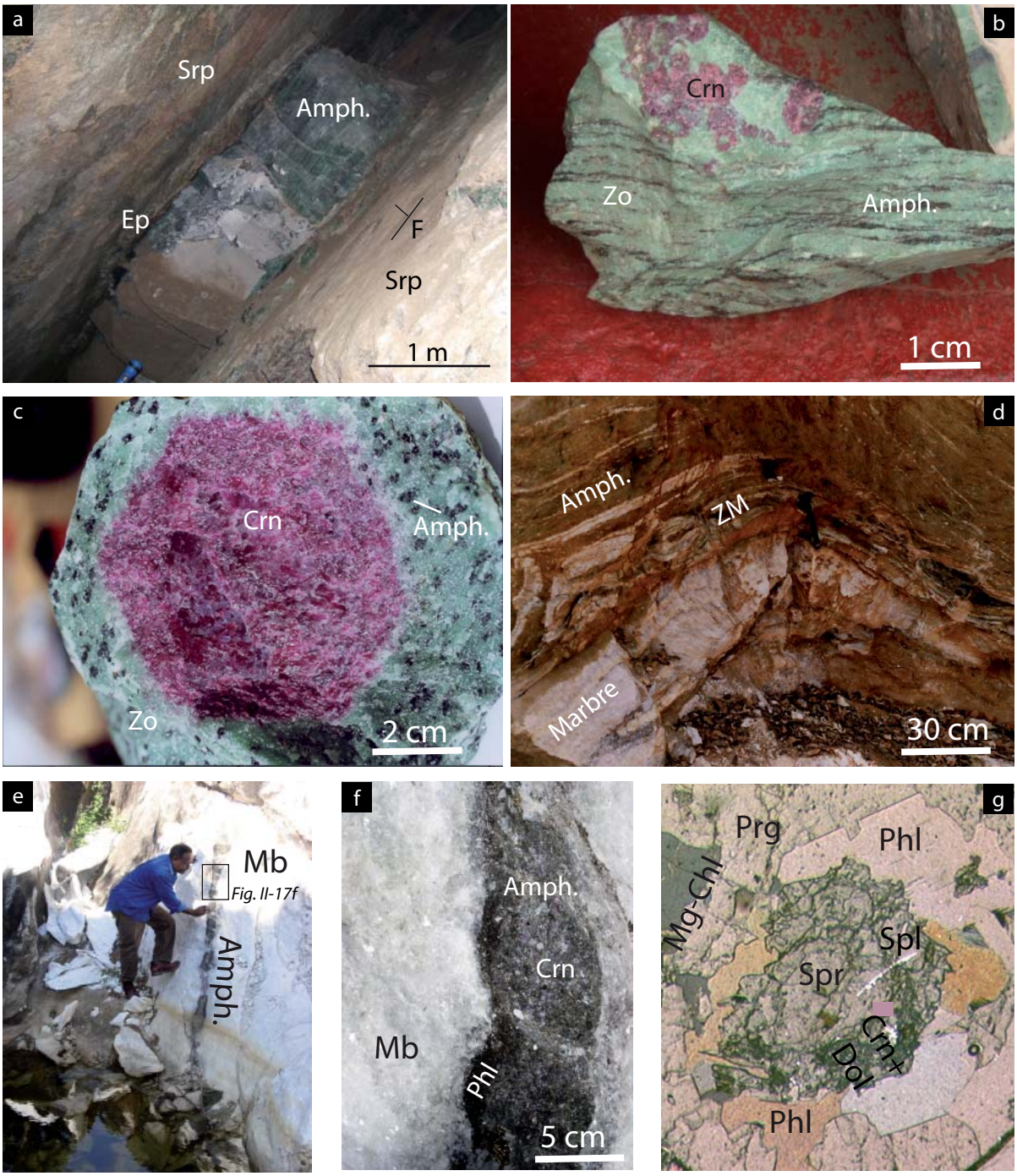


Figure II-17 : Aspects des minéralisations à rubis des districts de Longido (17a-17c) et Mahenge (17d-17g) (photos : E. Le Goff et G. Giuliani)

a) Filon d'amphibolite à rubis (Amph.), de 1 m d'épaisseur environ, transformé en anyolite (association de rubis, zoïsite verte et amphibole noire) qui recoupe une serpentinite (Srp) à relique d'olivine et d'orthopyroxène. L'éponte du filon (Ep) est soulignée par une bordure de biotite magnésienne et d'amphibole. b) Aspect de la minéralisation à Longido formée par une amphibolite à zoisïte (Zo) et rubis (Crn) dont la foliation est soulignée par de l'amphibole (Amph.) de couleur noire (tschermakite). c) L'anyolite à rubis de Longido est utilisée pour la sculpture. Le prisme hexagonal de rubis (Crn) est contenu dans une gangue de zoisïte verte (Zo) et d'amphibole de type tschermakite (Amph.). d) Injections d'amphibolite (Amph.) dans des marbres à la mine de rubis de Lukande (district de Mahenge). Le contact entre les deux roches est marqué par une zone métasomatique (ZM) résultant de la circulation de fluides où s'observent des carbonates associés à de l'amphibole magnésienne, de la phogopite et du rubis. e) Le gisement de rubis de Kitwalo dans le district de Mahenge. Injections de filons de roches ultramafiques (Amph.) dans des marbres (Mb). f) Détail du contact entre le marbre (Mb) et le filon de roche ultramafique (Amph.) injecté dans le plan de foliation régional. Au contact du marbre, une auréole réactionnelle et métasomatique est marquée par le développement d'une zone de phlogopitite (Phl), et au centre du filon la phlogopite est disséminée dans un assemblage à phlogopite, rubis (Crn) et amphibole. g) Dans les marbres dolomitiques, le rubis (Crn) associé au spinelle (Spl) et à la chlorite magnésienne (Mg-Chl) se déstabilise durant la phase métamorphique rétrograde en saphirine (Spr) suivant la réaction 6Crn + 2Spl + Mg-Chl = 2Spr + 4H_2O (Dol : dolomite; Phl : phlogopite; Prg : pargasite).

des tourmalines (variétés uvite et dravite) extraites de marbres ou de pegmatites déquartzifiées recoupant des marbres ou des RUM (Bridges, 1982). Les tourmalines de haute valeur économique sont les tourmalines chromifères ou dravites vertes. En effet, le chrome extrait des RUM confère la couleur verte à la tourmaline gemme (Bank et Henn, 1988). Ces tourmalines se rencontrent également dans le nord-est de la Tanzanie à Landanai (type pegmatite recoupant des marbres) et Daluni (Dirlam et al., 1992; Simonet, 2006). La scapolite gemme à teinte jaune en oeil-de-chat est produite également à Umba (Solesbury, 1967; Zwaan, 1971). La rhodolite est signalée à Umba, Komolo, Same, Kangala, Tiriri, Nyorinyori, Nyamberera et Handeni (Dirlam et al., 1992). Elle présente des teintes allant du rouge violacé au rouge sombre. Les cristaux sont associés à des roches métamorphiques (gneiss à botite et grenat, RM-UM) transformées lors des circulations fluides. Ce type de gisement est identique à ceux décrits précédemment au sud du Kenya (Kisoli, Kuranze).

(i_2) Dans le centre-est et le sud de la Tanzanie, dans les districts de Morogoro et Mahenge, les rubis sont confinés aux marbres, unités sommitales de nappes granulitiques empilées sur le socle archéen. Deux types de nouveaux gisements sont décrits par Le Goff et al. (2008) : (a) dans le district de Morogoro à la mine de Ngong'Oro, l'horizon minéralisé à rubis et saphir rose, de puissance centimétrique, se forme dans la foliation régionale, au contact entre des lits de gneiss à biotite et des marbres. L'ensemble de la série métasédimentaire est injecté de filons d'aplites et d'amphibolites déformés lors du chevauchement (Figure II-18). Les interactions fluide-roche se produisent au contact des gneiss et des marbres, et le rubis est associé au spinelle et à la saphirine. (b) Dans le district de Mahenge, des injections de filons de RUM précoces recoupent les marbres à dolomite-péridot-clinopyroxène des mines Greyson et Kitwalo. Ces intrusions précoces sont soit intensément déformées soit boudinées (Figure II-17d). Des auréoles réactionnelles à phlogopite et rubis se dévelopent sur les bordures des filons. Le rubis est associé à l'assemblage phlogopite-spinelle-saphirine-pargasite-rutile-pyrite-chlorite magnésienne (Figure II-17g). Ce type de gisement est fréquent dans la région de Mahenge et il a été également observé à la mine de Lukande dans le district de Morogoro (Figures II-17e et II-17f). Bien que le rubis cristallise dans des marbres, leur genèse est différente de ceux de l'Asie centrale et du sud-est (Garnier et al., 2008). Cette différence notoire est marquée par une signature isotopique en oxygène très contrastée des rubis (Giuliani et al., en cours). L'âge des minéralisations est contraint par des datations U-Th-Pb sur zircon à 686 ± 7 Ma et U-Pb sur rutile associé au rubis à 571 ± 6 Ma qui donnent indirectement l'intervalle d'âge pour la formation de ces rubis (Le Goff et al., 2008). Dans les deux districts à rubis, d'autres gemmes se rencontrent dans les marbres comme le spinelle rouge ou orangé (gisement d'Ipango dans le district de Mahenge). Il est à

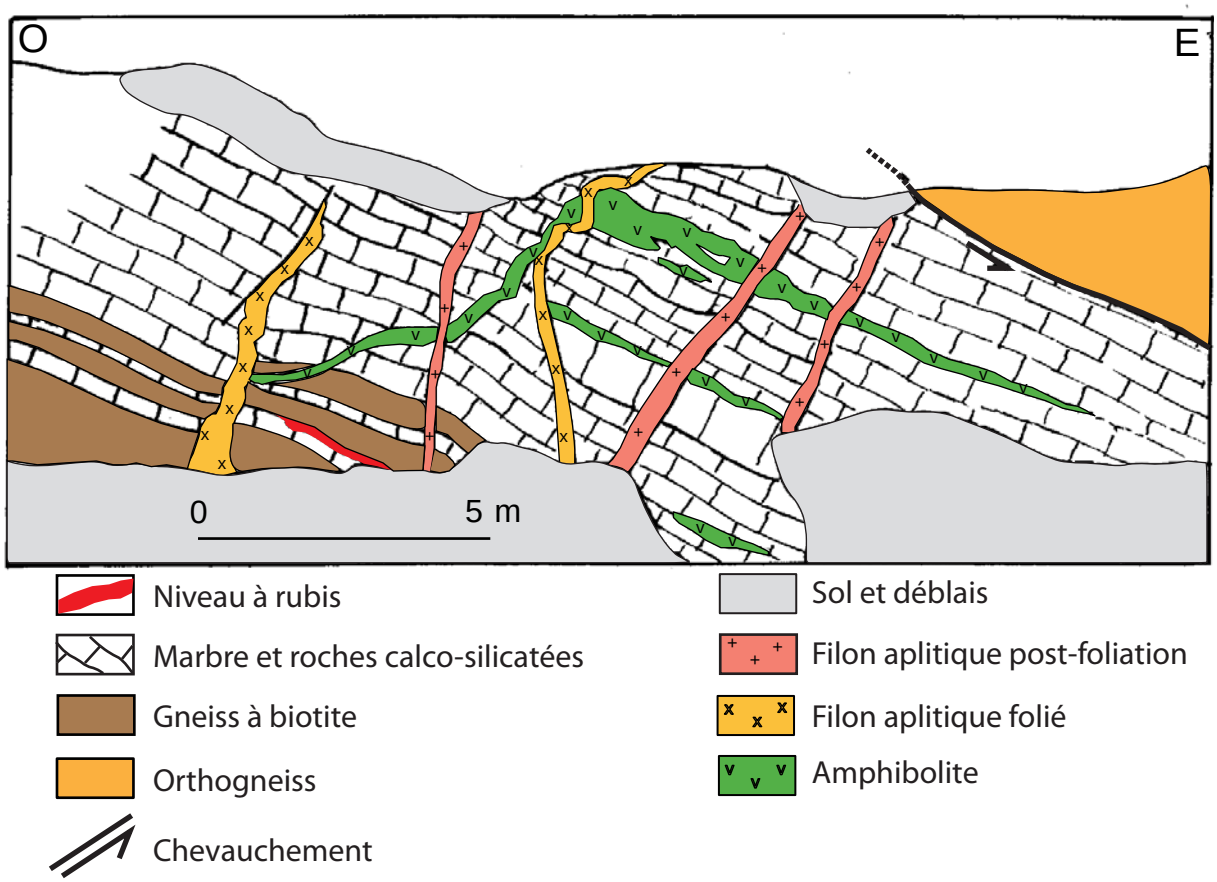


Figure II-18 : Coupe ouest-est de l'indice à à rubis de Ngong'oro dans le district de Morogoro (d'après Le Goff et al., 2008)

Cette coupe montre la présence d'injections polyphasées et non minéralisées de filons d'amphibolite et de filonnets d'aplite de différentes générations dans les marbres dolomitiques. La minéralisation à rubis se concentre dans des roches calco-silicatées intercalées dans les marbres dolomitiques. Le niveau à rubis résulte d'une interaction fluide-roche développée au contact des deux roches : il s'agit d'un gisement de type skarn.

noter que le gisement de rubis de Winza (Figure II-16), situé à l'est de Morogoro, a produit des rubis et des saphirs remarquables provenant d'amphibolites et de ses éluvions (Schwarz et al., 2008). Le gisement primaire est contenu dans les formations paléoprotérozoïques de la ceinture Usagaran mais l'âge de formation du rubis n'est pas connu précisément (Néoprotérozoïque ?).

• Les minéralisations à tsavorite et tanzanite se situent au sud, au nord-est et au nord-ouest de la CMNM tanzanienne (Figure II-16) :

(ii_1) Les gisements du sud, Tunduru et Ruangwa, ont été peu étudiés. Dans le placer alluvial de Tunduru, découvert en 1994, on trouve la tsavorite (0,37 < V_2O_3 < 1,79 %poids; 0,09 < Cr_2O_3 < 0,28 %poids; Feneyrol et al., 2010c), ainsi que du saphir, du chrysobéryl, de l'émeraude et du rubis (Pardieu et Hughes, 2008). Le gisement primaire de Ruangwa, exploité depuis 1999, produit des pierres brutes pouvant peser jusqu'à 5 carats (McClure, 1999; Pardieu et Hughes, 2008), dont les teneurs en V_2O_3 et Cr_2O_3 sont respectivement comprises entre 0,87 et 3,27

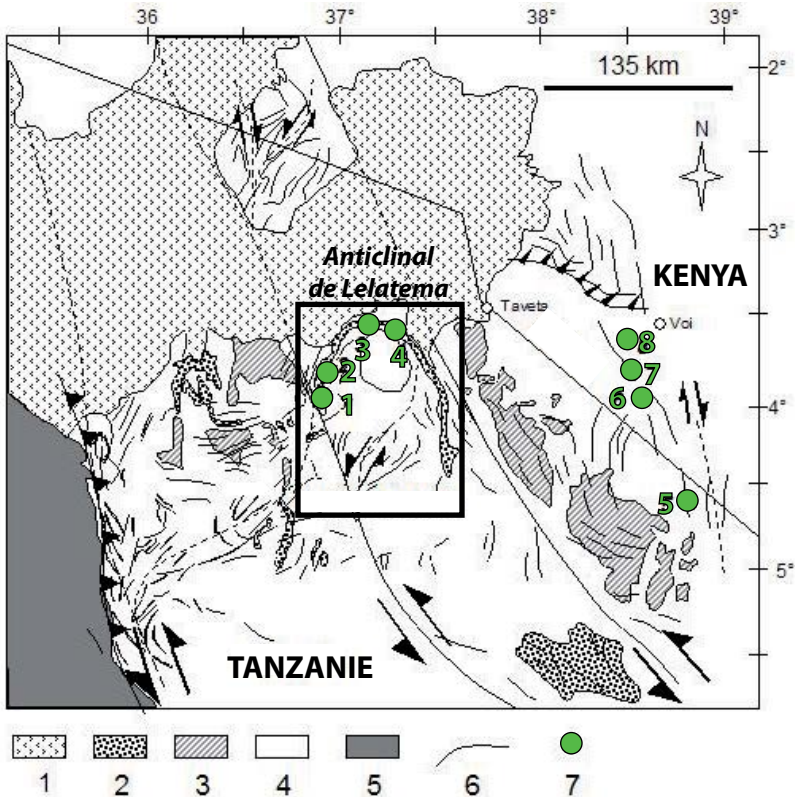


Figure II-19 : Carte géologique simplifiée du nord-est de la Tanzanie et du sud du Kenya avec la localisation des principaux gisements de tsavorite (modifiée d'après Le Goff et al., 2010)
1 : formations volcaniques néogènes et quaternaires; 2 : roches métasédimentaires néoprotérozoïques; 3 : granulites; 4 : gneiss; 5 : gneiss archéens; 6 : foliation; 7 : gisements de tsavorite (1. Namalulu; 2. Lemshuku; 3. Merelani; 4. Moshi; 5. Umba; 6. district minier de Kuranze; 7. mines de Baraka; 8. district minier de Mwatate).

%poids et 0,13 et 0,50 %poids (Feneyrol et al., 2010c).

(ii_2) Les gisements au nord-est de la CMNM de la rivière Umba n'ont pas été décrits en détail mais ils constituent l'extension sud de la province à tsavorite du Tsavo (Figure II-19; Giuliani et al., 2011a). Les teneurs en vanadium et en chrome des tsavorites sont faibles ($0,39 < V_2O_3 <$ 0,93 %poids; $0,05 < Cr_2O_3 < 0,15$ %poids; Feneyrol et al., 2010c).

(ii_3) Dans les gisements du nord-ouest de la CMNM, notamment ceux du district minier de Merelani (Malisa, 1987), les minéralisations sont situées sur le flanc ouest de l'anticlinal de Lelatema. Les gemmes ($0,18 < V_2O_3 < 0,62$ %poids; $0,03 < Cr_2O_3 < 0,28$ %poids; Feneyrol et al., 2010c) se concentrent dans des structures anticlinales (type 'saddle reef'), au sein de boudins ou de charnières de plis où ont circulé les fluides minéralisateurs durant le métamorphisme granulite à amphibolite prograde et le métamorphisme rétrograde en faciès schiste vert (Malisa et Muhongo, 1990). Les âges à 600 Ma (Malisa, 1987) et 520 Ma (Feneyrol et al., 2011) obtenus respectivement par datation U/Pb sur une uraninite et par datation Ar-Ar sur des phlogopites associées à la tsavorite, montrent clairement que la minéralisation est néoprotéro-

zoïque et contemporaine de la phase de déformation D_2 définie par Le Goff et al. (2008). Trois gisements primaires sont productifs aujourd'hui (Figure II-18). Les mines de Merelani sont exploitées suivant des 'claims' ou blocs miniers (A à D) dont le bloc C, propriété de la compagnie sud-africaine TanzaniteOne, est connu pour l'extraction de la tanzanite (zoïsite vanadifère, $Ca_2Al_3Si_3O_{12}OH$). Les zoïsites sont originellement de couleur jaune ou brune, la couleur devenant bleue par traitement thermique. Certains spécimens pourtant peuvent être naturellement de couleur bleue. En 2007, la plus grande tsavorite de qualité gemme a été extraite dans la galerie Karo du bloc B, soit un cristal de 925 carats brut (185 grammes), ayant donné une pierre taillée de 325 carats (Weinberg, 2007).

Dans le district minier de Lemshuku, il existe plusieurs petites concessions primaires et un placer à tsavorite (Figure II-20a). Enfin, le gisement primaire de Namalulu, découvert en 2008, par un paysan massaï, est exploité sans planification (Pardieu et al., 2010) car les concessions ou 'claims' sont détenus par de nombreux propriétaires (Figure II-20b). L'étude du district minier de Lemshuku a permis de relever la colonne lithostratigraphique de la série métasédimentaire contenant la tsavorite de la ceinture plissée de Lelatema (Feneyrol et al., 2010a). La distribution des unités est la suivante, de la base au sommet (Figure II-21) : (a) quartzites compactes, d'une épaisseur variant de 2 à 5 m, avec des intercalations d'amphibolite; (b) gneiss graphiteux fins; (c) gneiss graphiteux à kyanite, d'une épaisseur avoisinant 20 m, recoupés par des pegmatites; (d) gneiss à almandin et à biotite; (e) gneiss graphiteux minéralisés à tsavorite, intercalés dans leur partie supérieure avec des bancs plus siliceux de faible puissance ainsi que des veines à gypse-anhydrite; (f) marbres dolomitiques. Deux types de gisement sont exploités dans ce district minier :

(1) Les gisements primaires des mines de Komolo (Figure II-20c) et de Lemshuku (Figure II-20d) ainsi que de nombreuses descenderies qui perforent les collines à l'est et au sud-est du village de Lemshuku. Deux types de minéralisation se rencontrent :

(1a) des nodules à tsavorite (~1,00 %poids V_2O_3 et ~0,15 %poids Cr_2O_3; Feneyrol et al., 2010c), pouvant atteindre 8 cm de diamètre, trouvés dans les haldes de la mine de Komolo (Figure II-20e). Deux zones de réaction métasomatique qui sont affectées par l'altération météorique cernent la tsavorite avec notamment du cœur vers la périphérie : (a) gypse (anhydrite), quartz, ± sphène vanadifère, ± zoïsite vanadifère, ± tsavorite au contact du grenat; (b) gypse (anhydrite), kaolinite, ± zoïsite non vanadifère; (c) gneiss graphiteux encaissant. Ce type de minéralisation peu courant à Lemshuku est en revanche prédominant au Kenya (Suwa et al., 1996) et en Antarctique (Osanai et al., 1990).

(1b) des veines de quartz à tsavorite ($0,97 < V_2O_3 < 2,50$ %poids; $0,19 < Cr_2O_3$

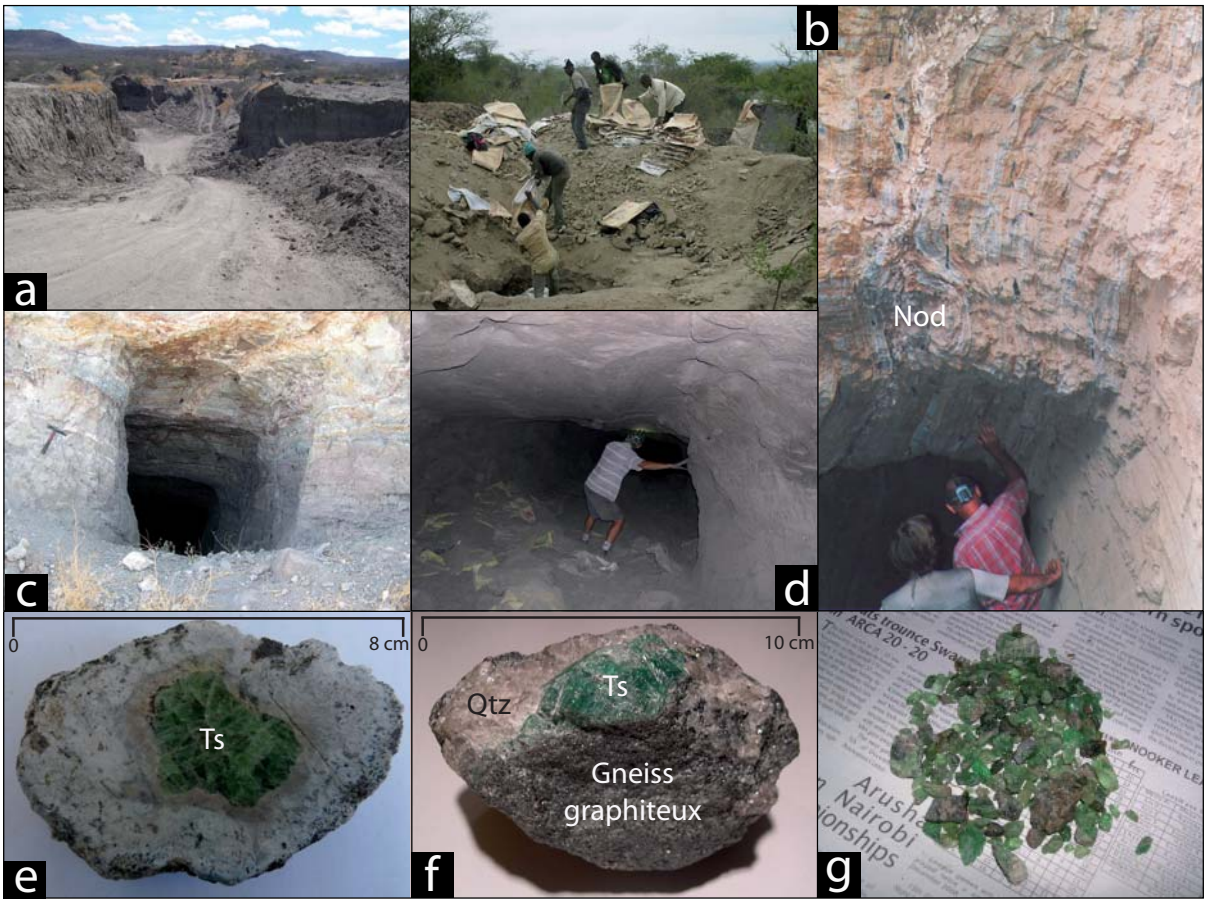


Figure II-20 : Les exploitations à tsavorite de la région de Lemshuku et de Namalulu (photos : J. Feneyrol) ***a) Aspect du placer à tsavorite de Lemshuku. b) Le prospect de Namalulu en novembre 2008 avec à gauche, les premiers creusements et la mise en sac des roches minéralisées pour un triage qui s'effectuera en dehors de la mine. A droite, une première galerie d'exploitation creusée dans des gneiss graphiteux entièrement météorisés et transformés en argiles riches en quartz et graphite. On peut remarquer la présence de nodules (Nod) décimétriques parallèles à la foliation régionale. c) Les galeries de l'ancienne mine de Komolo dans le district de Lemshuku creusées dans les gneiss graphiteux à intercalations de bancs siliceux et de roches calco-silicatées entièrement météorisées. d) Galerie de la mine de Lemshuku taillée dans des gneiss graphiteux non météorisés où se rencontrent des veines de quartz à tsavorite, carbonates et graphite. e) Un nodule à tsavorite (Ts) provenant des haldes de l'ancienne mine de Komolo. Le nodule est composée de différentes zones concentriques à composition minéralogique particulière (voir texte). f) Aspect des veines de quartz (Qtz) à tsavorite (Ts) qui recoupent les gneiss graphiteux de Lemshuku. g) Les tsavorites de différentes couleurs du placer de Lemshuku.***

< 0,36 %poids), calcite, pyrite et graphite recoupant les gneiss graphiteux (Figure II-20f).

(2) L'unique gisement secondaire de la région est le placer de Lemshuku (Feneyrol et al., 2010b). Les blocs et fragments de gneiss graphiteux contenant la minéralisation se sont accumulés et consolidés dans un bassin alluvionnaire. La tsavorite ($0,08 < V_2O_3 < 2,57$ %poids; $0,03 < Cr_2O_3 < 0,37$ %poids) forme des cristaux anguleux ou faiblement arrondis pouvant atteindre 3 cm de long, associés à la dravite, à la kyanite, au gypse et au rubis.

Dans le district de Merelani, la tsavorite et la tanzanite sont extraites dans les mêmes mines avec des structures et des conditions de formation différentes. La tsavorite est localisée dans des formations calco-silicatées intercalées dans les gneiss graphiteux comme dans la série

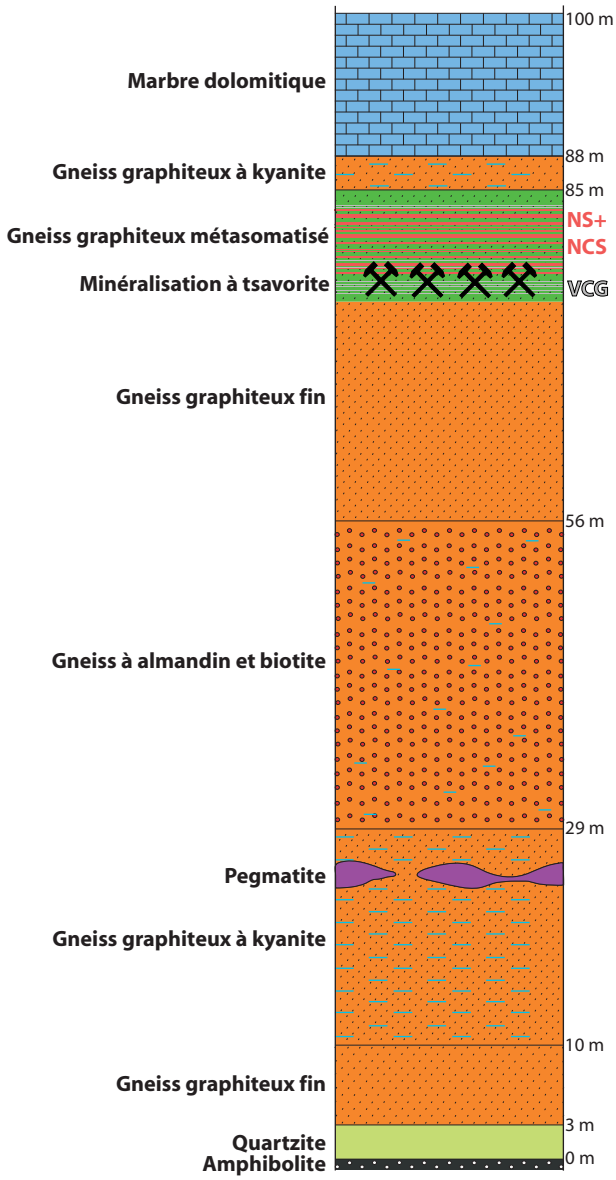


Figure II-21 : La colonne lithostratigraphique de la mine de Lemshuku dans le district de Lemshuku (d'après Feneyrol et al., 2010)

NCS: niveaux calco-silicatées; NS: niveaux siliceux; VCG: veinules à carbonates et gypse.

lithostratigraphique de Lemshuku. Le grenat s'est formé durant le métamorphisme prograde de haute température entre 600 et 750°C et à des pressions comprises entre 8 à 9 kbar (Malisa, 1987). La tanzanite se localise dans des poches et des filons associés à du quartz, des carbonates, de la sphalérite, de la pyrite et du graphite. La zoïsite s'est formée durant le métamorphisme rétrograde à 650 ± 50°C et à des pressions de 5 à 6 kbar (Olivier, 2006). Les traces de fission sur la tanzanite indiquent un âge de formation à 585 ± 28 Ma, soit vers la fin du Néoprotérozoïque (Naeser et Saul, 1974).

- Deux gisements d'émeraude sont répertoriés en Tanzanie sur les bordures nord-est et

sud-ouest du craton archéen (Figure II-14) respectivement à Manyara (Gübelin, 1974) et Sumbawanga (Themelis, 1989). Le gisement de Manyara situé sur la bordure du lac de même nom appartient aux gisements de type schistes à biotite magnésienne (Dirlam et al., 1992). Les émeraudes et l'alexandrite se localisent dans ces biotitites qui se trouvent soit en remplissage de fractures soit au contact de pegmatites déquartzifiées ou de filonnets de quartz qui recoupent des RUM transformées en schistes à actinolite (Dirlam et al., 1992; Simonet, 2000b). L'émeraude est accompagnée de chrysobéryl, d'alexandrite et d'apatite (Keller, 1992).

2.3.2.3 Le nord-est du Mozambique et l'est du Malawi

2.3.2.3.1 Géologie et géodynamique

2.3.2.3.1.1 Mozambique

La CMNM se retrouve principalement au nord-est du pays, entre l'océan Indien et le lac Niassa (Figure II-22). Elle est recouverte à l'est par le bassin jurassique à néogène de Rovuma (Key et al., 2008). Deux structures tectoniques recoupent la CMNM (Bingen et al., 2009) : (i) le graben mésozoïque de Maniamba au NW; (ii) la ceinture panafricaine de Lurio (CL) orientée NE-SW dans la partie centrale.

La CL s'étend sur 600 km, a un pendage NNW, et est composée en son cœur d'un complexe à granulites, gneiss fortement cisaillés et mylonites, aussi nommé complexe d'Ocua (Pinna et al., 1993; Sacchi et al., 2000; Engvik et al., 2007; Viola et al., 2008). Ce complexe est discontinu et se retrouve sous forme de lentilles (Viola et al., 2008). Dans sa partie est, ses unités lithologiques s'aplatissent, alors que dans sa partie ouest, on retrouve des traces du magmatisme felsique panafricain (Bingen et al., 2009). La CL est interprétée comme la zone de suture entre les cratons du Congo et de Kalahari qui a eu lieu vers 570-530 Ma; le pic de métamorphisme de haute pression est évalué à 557 ± 16 Ma dans la partie centrale de la CL (Bingen et al., 2009).

La CMNM a été subdivisée en plusieurs complexes au Mozambique (Figure II-22; Norconsult Consortium, 2007a;b), regroupés en quatre entités ayant chacune leur propre évolution géologique : (i) le complexe de Ponta Messuli; (ii) les complexes d'Unango et de Marrupa; (iii) le complexe de Nampula; (iv) les nappes panafricaines.

(i) Le complexe paléoprotérozoïque de Ponta Messuli, situé à l'ouest du graben de Maniamba, est composé de gneiss, de quelques amphibolites et d'orthogneiss migmatitiques métamorphisés dans les faciès amphibolite à granulite. Les protolithes des gneiss se sont déposés avant

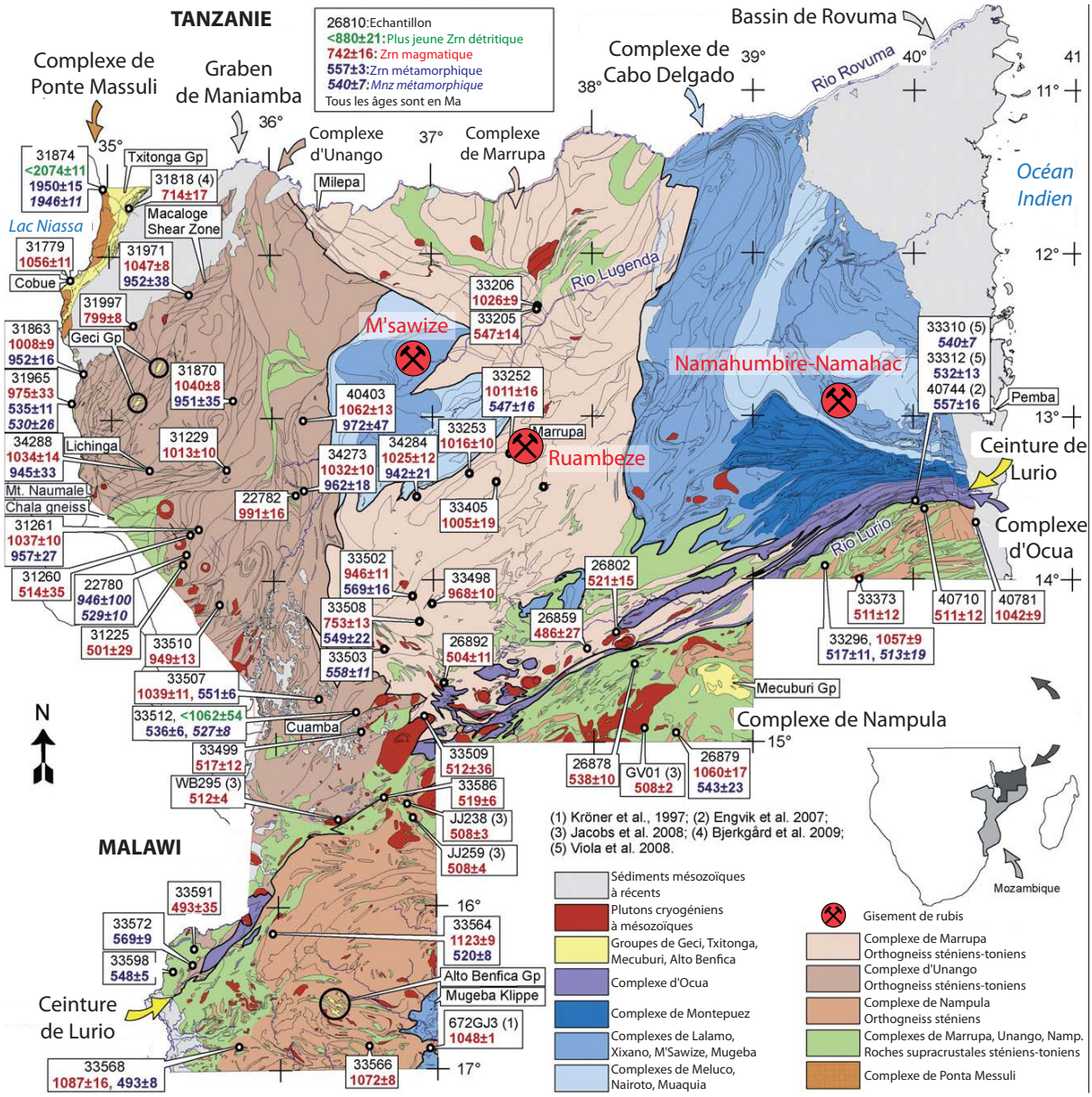


Figure II-22 : Carte géologique simplifiée du nord-est du Mozambique et localisation des différentes datations U-Pb réalisées dans la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine (modifiée d'après Bingen et al., 2009; Pardieu et al., 2009)

2074 ± 6 Ma, puis ont été métamorphisés dans le faciès granulite vers 1950 Ma (datations U/Pb sur zircons et monazites; Bingen et al., 2009). Les intrusions granitiques sont plus jeunes à 1056 ± 11 Ma.

(ii) Les complexes d'Unango et de Marrupa sont situés entre le graben de Maniamba et la CL. Le complexe d'Unanga se poursuit au Malawi (Bloomfield, 1968; Kröner et al., 2001), alors que celui de Marrupa se prolonge en Tanzanie (Kröner et al., 2003). Ils sont composés de croûte continentale felsique d'âge sténien à tonien (1060-950 Ma; Bingen et al., 2009). Des fragments de ces complexes sont également retrouvés dans le complexe d'Ocua. Dans le

complexe d'Unango, les roches ont été métamorphisées dans les faciès amphibolite à granulite. Le complexe de Marrupa est composé d'orthogneiss felsiques associés à des métasédiments et des paragneiss migmatitiques (Bingen et al., 2009). Ces roches ont seulement été affectées par un métamorphisme de faciès amphibolite. Le métamorphisme dans les deux complexes a été daté vers 953 ± 9 Ma (Bingen et al., 2009). Un épisode magmatique, identifié aussi à la marge du craton du Congo, a eu lieu à 799 ± 8 Ma. Un deuxième métamorphisme de plus haut degré, associé aux évènements panafricains, a eu lieu à 555 ± 11 Ma dans le complexe de Marrupa, et entre 569 ± 9 et 527 ± 8 Ma dans le complexe d'Unango (Bingen et al., 2009).

(iii) Le complexe de Nampula, localisé au sud de la CL, contient aussi de la croûte continentale felsique. Les roches sont métamorphisées dans le faciès amphibolite, et elles possèdent une signature d'arc volcanique mis en place entre 1150 et 1030 Ma (Costa et al., 1994; Kröner et al., 1997; Grantham et al., 2008; Bingen et al., 2009). Au Pan-Africain, le complexe a été métamorphisé dans le faciès amphibolite entre 555 ± 12 et 490 ± 8 Ma (Bingen et al., 2009). Des plutons cambro-ordoviciens ont également intrudé le complexe vers 510 Ma.

(iv) L'ensemble des complexes précédents est recouvert par des nappes de charriage au Pan-Africain. Il s'agit des nappes de Nairoto, Meluco, Muaquia, M'Sawize, Xixano, Lalamo et Montepuez formant le complexe de Cabo Delgado qui repose sur le complexe de Marrupa (Viola et al., 2008).

2.3.2.3.1.2 Malawi

Dans la région de Sangwe proche de la frontière tanzanienne, une syénite a été datée à 671 ± 62 Ma (datation Rb/Sr sur roche totale; Ray, 1974). Cette syénite est équivalente à celle trouvée en Tanzanie dans la région de Mbozi et datée à 755 ± 25 Ma (datation K-Ar sur biotite; Brock, 1968). Des datations sur zircons provenant de gneiss granitiques et de charnockites du sud du Malawi (Kröner et al., 2001) donnent un âge du protolithe et du métamorphisme compris respectivement entre 1040 et 580 Ma, et 560 et 550 Ma.

2.3.2.3.2 Géologie des gemmes

2.3.2.3.2.1 Mozambique

Le Mozambique est connu mondialement pour ses pegmatites à gemmes de la région d'Alto-Ligonha dans la province de Zambézia (Correia Neves et Carvalho, 1956; Bettancourt Dias et Wilson, 2000). Cette région à pegmatites a produit de superbes spécimens de béryl,

topaze, tourmaline, spodumène et plus récemment les tourmalines bleu-vert cuprifères type 'Paraiba' (Wentzell, 2004; Laurs et al., 2008). Les gisements d'émeraude de Rio Maria, de Melela et de Niane, dans la région de Morrua, sont liés à ces pegmatites qui ont recoupé des RUM (Correia Neves, 1978). L'âge de formation des pegmatites à Be-Li-Ta-Nb qui recoupent les migmatites protérozoïques est compris entre 500 et 410 Ma (Vail, 1965; Laurs et al., 2008). Ainsi, ces minéralisations ne seront pas développées dans la présente synthèse qui ne s'intéresse qu'aux gemmes néoprotérozoïques. Celles-ci se limitent pour l'instant aux récentes découvertes de rubis dans les provinces de Cabo Delgado et Niassa dans la CMNM (Figure II-22).

Les gisements de rubis sont situés dans le complexe géologique de Cabo Delgado et sont associés à des amphibolites (Pardieu et al., 2009). Ce sont les gisements de Ruambeze ou 'Luambeze', M'sawize appelé aussi 'Niassa', et Namahumbire-Namahac connu également sous le nom de Montepuez. Le rubis se trouve soit dans des éluvions de 1 à 2 m d'épaisseur soit disséminé dans l'amphibolite ou dans des veines à anorthite, actinolite, et diopside qui recoupent les amphibolites. Le rubis est fréquemment entouré d'une auréole de rétromorphose à épidote et scapolite (Pardieu et al., 2009). A M'sawize, les rubis gemmes peuvent atteindre 10 carats mais les rubis de haute qualité pèsent moins de 1 carat.

2.3.2.3.2.2 Malawi

Le Malawi est connu pour sa production de rubis et de saphir de la mine de Chimwadzulu Hill qui se situe à environ 80 km au sud du Lac Nyasa. Découvert en 1958 (Webster, 1962), le rubis est disséminé dans une amphibolite épidotisée et est associé à l'anorthite, l'épidote, le plagioclase et la hornblende (Henn et al., 1990). Les formations métamorphiques de la CMNM de cette région sont en continuité géographique avec les formations géologiques néoprotérozoïques décrites précédemment au Mozambique. Par ailleurs, Andréoli (1984) a mis en évidence dans la région de Chimwadzulu la présence d'harzburgites ophiolitiques transformées en amphibolites à amphibole chromifère et rubis. Ce métamorphisme thermique de haut degré (amphibolite à granulite) entre 571 et 549 Ma est associé à la fin de la collision entre l'est et l'ouest du Gondwana (Kröner et al., 2001). La composition isotopique de l'oxygène du rubis de Chimwadzulu, $\delta^{18}O$ = 6,8 ‰, est identique à l'intervalle de valeurs déterminé pour les rubis des amphibolites de Longido au Kenya ($\delta^{18}O$ = 6,7 ± 0,2 ‰, n= 4; Giuliani et al., 2005). En 2003, une prospection systématique et une exploitation des éluvions a été entreprise, et en 2004, la production atteignit 5 kg de rubis facettable par mois (Boehm, 2004; Laurs, 2004).

2.3.3 Madagascar

2.3.3.1 Géologie et géodynamique

Madagascar est divisé en deux grands ensembles géologiques orientés nord-sud (Figure II-23) : (i) des terrains précambriens à l'est; (ii) des bassins sédimentaires mésozoïques à quaternaires à l'ouest. Les terrains précambriens sont découpés en plusieurs unités tectoniques à l'intérieur desquelles les roches partagent une histoire commune (Collins et al., 2000; Kröner et al., 2000; Collins et Windley, 2002). La carte géologique du Précambrien de Madagascar, révisée par le PGRM (Projet de Gouvernance et de Recherches Minérales) en 2008, définit treize domaines tectono-métamorphiques (Figure II-23) : (i) le domaine d'Antongil et le domaine de Masora katarchéen à archéen (4600-2100 Ma); (ii) le domaine d'Antananarivo et le complexe de Tsaratanana datés de l'Archéen; (iii) les unités d'âge protérozoïque des ceintures d'Anaboriana et de Manapotsy, Bemarivo Nord, Bemarivo Sud, et les domaines d'Itremo, d'Ikalamavony, de Vohibory, de l'Androyen et de l'Anosyen. Ces différentes unités sont séparées par des discordances importantes ou par des zones de cisaillement.

Les évènements tectono-métamorphiques qui ont affecté Madagascar au Néoprotérozoïque (Figure II-24) sont (Emmel et al., 2008) :

• De 1000 à 850 Ma, au Néoprotérozoïque supérieur (Tonien), le domaine d'Antongil fait partie du craton indien du Dharwar, alors que les domaines d'Antananarivo et de Tsaratanana font partie d'un microcontinent dénommé Azania, situé entre les cratons du Dharwar et du Congo au sein de l'océan mozambicain.

• De 850 à 700 Ma, le plancher océanique entre en subduction de type andine, faisant converger les deux cratons et Azania. La convergence impliquant le craton du Congo et Azania donne naissance à un arc magmatique dans la région du Vohibory en bordure d'Azania. Cette convergence se manifeste dans chacun des domaines pré-néoprotérozoïques par l'expression d'un magmatisme notamment :

(i) Dans le nord de l'île, des intrusions granitiques, datées à 753,8 ± 1,7 Ma (Ashwal, 1997), intrudent les migmatites et les orthogneiss des domaines d'Antongil et d'Anaboriana-Manapotsy, alors que des rhyolites se sont formées entre 754 et 715 Ma (Tucker et al., 1999 a;b) dans le domaine de Bemarivo Nord. La présence de ce magmatisme acide aux alentours de 750 Ma permet de relier le nord-est de Madagascar aux Seychelles et au nord-ouest de l'Inde (région du Rajhastan) qui possèdent également des traces de magmatisme acide à cette époque (Tucker

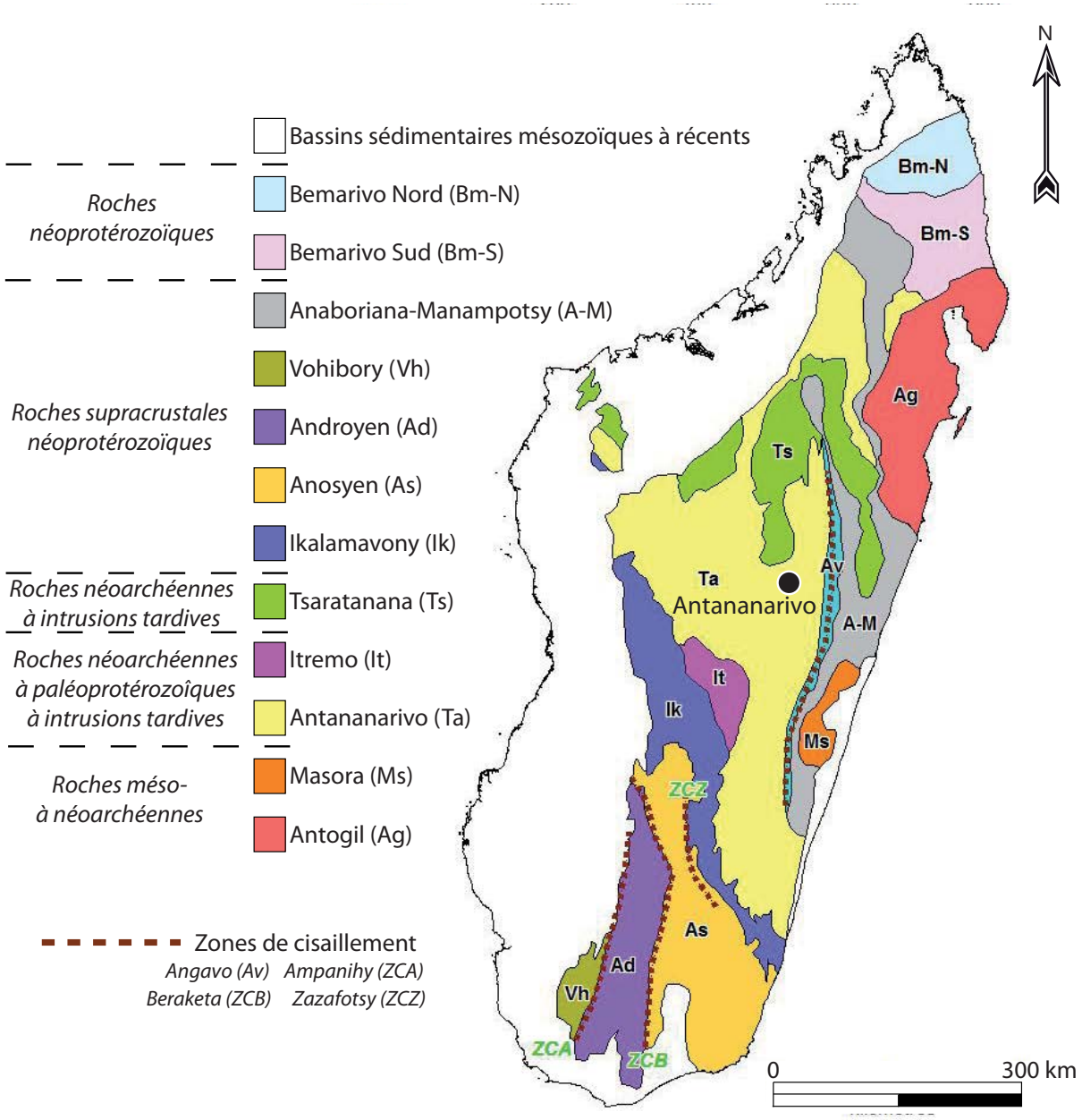


Figure II-23 : Carte tectono-métamorphique du Précambrien de Madagascar (d'après le Projet de Gouvernance et de Recherches Minérales, 2008)

et al., 1999a; Torsvik et al., 2001; Ashwal et al., 2002). Dans le domaine d'Anaboriana-Manapotsy, des vestiges sédimentaires de l'océan mozambicain sont soulignés par la présence de corps ultramafiques représentant la lithosphère océanique (Collins et al., 2000; Kröner et al., 2000; Collins et Windley, 2002; Raharimimahefa et Kusky, 2006).

(ii) Le domaine de Tsaratanana est constitué de gneiss mafiques, de tonalites, de roches ultramafiques à chromite et de métapélites qui forment trois ceintures similaires (Maevatanana, Andriamena et Beforona). Ce domaine a été intrudé par des gabbros entre 800 et 770 Ma (Guérrot et al., 1993; Tucker et al., 1999b).

(iii) Le domaine d'Antananarivo est formé de granitoïdes (2550-2500 Ma) qui ont été recoupés par des granites, des syénites et des gabbros entre 824 et 719 Ma (Tucker et al., 1999b; Kröner et al., 2000).
(iv) Le domaine d'Itremo est formé par des métasédiments dont les protolithes ont été déposés vers 1700 Ma (Fernandez et al., 2003; Cox et al., 2004). Ils ont été intrudés par des gabbros et des syénites entre 804 et 779 Ma (Handke et al., 1999; Collins et al., 2003b; Tucker et al., 2007) caractéristiques d'une zone de subduction de type andine (Handke et al., 1999).

• De 650 à 600 Ma, le craton du Dharwar et le bloc Azania/Vohibory se réunissent et forment une partie du Gondwana de l'Est. L'amalgation d'Azania et de l'arc magmatique du Vohibory est marquée par la zone de cisaillement d'Ampanihy (Figure II-24). Elle est associée à un métamorphisme de faciès amphibolite supérieur à granulite à P = 9-11 kbar et T = 700-850°C dans le domaine du Vohibory (Nicollet, 1986; Martelat et al., 1997; Jöns, 2006), daté entre 650 et 610 Ma par les méthodes U/Pb et U-Pb-Th sur zircons et monazites (Martelat et al., 2000; de Wit et al., 2001; Jöns, 2006; Emmel et al., 2008). Le domaine du Vohibory est interprété comme résultant du chevauchement du plancher océanique, d'un arc volcanique et de roches métabasiques de bassin d'arrière-arc sur un ancien plateau continental (Jöns et Schenk, 2008). Le domaine de l'Androyen est limité et recoupé par des zones de cisaillement (Figure II-23) : Beraketa à l'est et Ampanihy au sud-ouest. Il est composé de métasédiments dont une partie s'est déposée au Néoprotérozoïque (Kröner et al., 1996, 1999; de Wit et al., 2001), avant ceux d'Ikalamavony, et ils sont intrudés par des anorthosites datés à 630 Ma (Ashwal et al., 1998). Les protolithes des roches de l'unité d'Ikalamavony se sont déposés entre 620 et 560 Ma (Cox et al., 2004) dans un bassin qui séparait alors Madagascar de l'Afrique de l'Est (Cox et al., 2004; Collins et Pisarevsky, 2005; Fitzsimons et Hulscher, 2005). Dans le domaine de Tsaratanana, la ceinture de Beforona est intrudée par des granites à 637 Ma (Tucker et al., 1999b; Collins et al., 2003a).

• De 600 à 500 Ma, la convergence se poursuit entre les parties est et ouest du Gondwana jusqu'à leur collision de type himalayen estimée vers 535 Ma. Cet épisode est marqué par un métamorphisme de haute température dans le sud de Madagascar (Jöns, 2006) et de l'Inde (Collins et al., 2007), et par un métamorphisme de haute pression de faciès schiste blanc en Afrique de l'Est (Jöns et Schenk, 2004; Cutten et al., 2006). Chevauchements et zones de cisaillement accompagnent cet épisode. Le domaine de Bemarivo Sud a été affecté par des chevauchements vers le sud associé à un métamorphisme de faciès granulite à 519 ± 0,7 Ma (Buchwalt et al., 2003). Le groupe d'Itremo a été déformé une première fois formant des plis isoclinaux larges de plusieurs kilomètres avant l'intrusion des gabbros et des syénites, puis une seconde fois avec

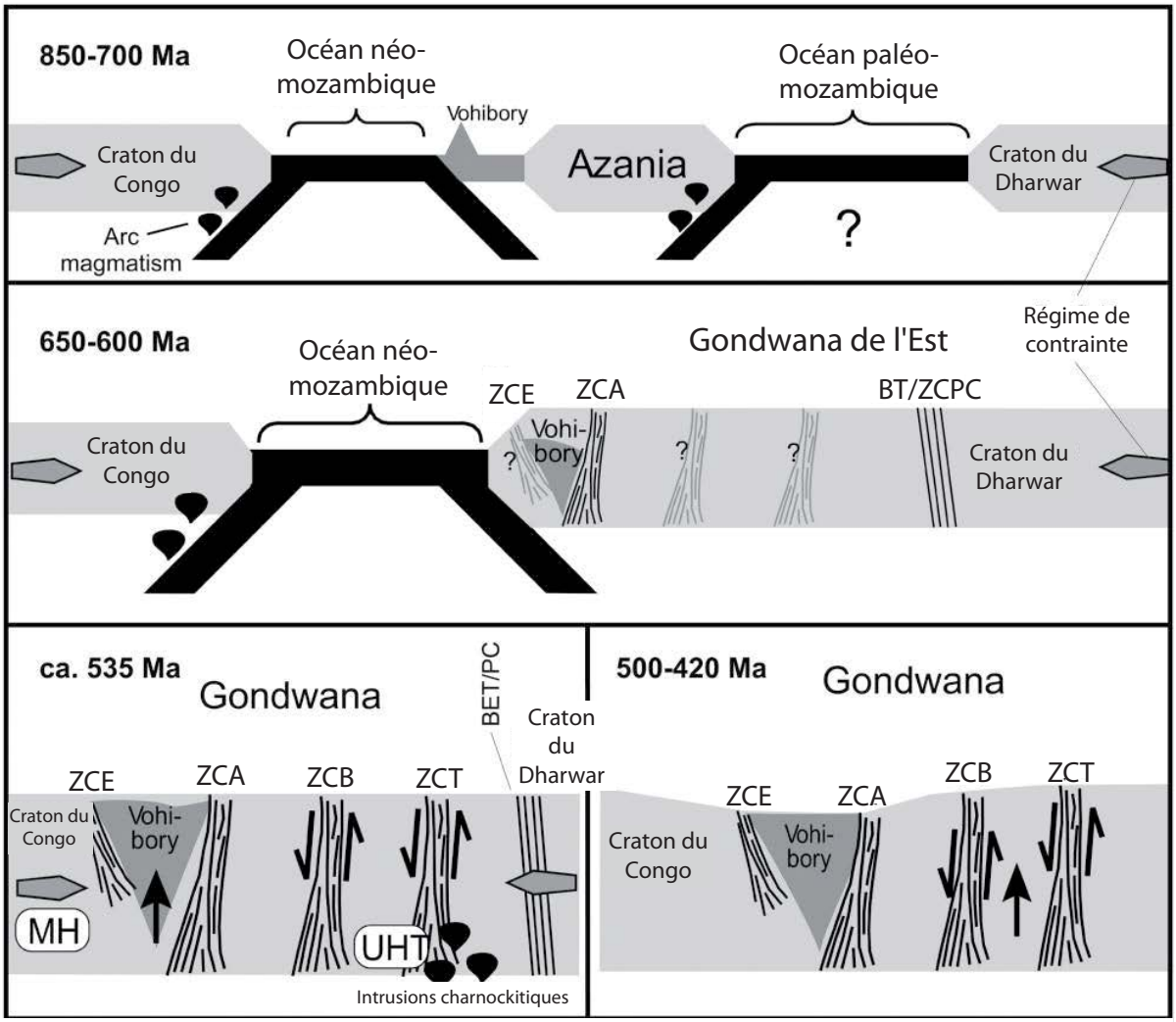


Figure II-24 : Schémas géotectoniques montrant la fermeture de l'océan mozambicain au Néoprotérozoïque à Madagascar (d'après Emmel et al., 2008)

BET : suture de Betsimisaraka (qui a été reconsidérée depuis 2008 par le PGRM comme partie intégrante des domaines d'Atongil et de Anaboriana-Manamptosy); MH : métamorphisme de faciès schiste blanc de Mautia Hill en Tanzanie; ZCPC : zone de cisaillement de Palghat-Cauvery; UHT : métamorphisme d'ultra-haute température dans l'unité de l'Androyen; ZCA : zone de cisaillement d'Ampanihy; ZCB : zone de cisaillement de Betroka; ZCE : zone de cisaillement d'Ejeda; ZCT : zone de cisaillement de Tranomaro.

l'apparition de plis droits, de failles inverses et décrochantes, accompagnée par des intrusions granitiques entre 570 et 539 Ma (Handke et al., 1997).

2.3.3.2 Géologie des gemmes

Madagascar est un paradis minéral pour les minéraux et gemmes (Lacroix, 1922; Pezzota, 1999). De nos jours, ce pays est devenu un des plus importants producteurs de pierres de haute valeur économique notamment l'émeraude, le rubis et le saphir. La plupart des pierres fines qui ont assis la réputation de la Grande Ile proviennent des pegmatites formées entre 550 et 500 Ma (Moine et al., 2004) avec l'héliodore, l'aigue-marine, les tourmalines polychromes,

la kunzite, la morganite, l'orthoclase jaune et l'amazonite. L'âge des pegmatites à londonite, pezzotaite et liddicoatite du centre de Madagascar, dans la région d'Antsirabe, comme celles d'Anjanabonoina (Dunn et al., 1977; Dirlam et al., 2002), d'Ambatovita (Laurs et al., 2003) et d'Antsongombato (Laurs et al., 2002) n'est pas connu. Une corrélation génétique entre ces pegmatites et la mise en place du granite d'Ibity, daté à 565 ± 17 Ma par la méthode U/Pb sur monazite, est parfois proposée (De Vito et al., 2006) mais pas démontrée. Ainsi, l'étude de ces pegmatites ne sera pas abordée dans la présente synthèse.

Les gemmes néoprotérozoiques sont principalement les rubis et les saphirs associés aux domaines du Vohibory, de l'Androyen, de l'Anosyen et d'Ikalamavony, la tsavorite du domaine du Vohibory et les grenats de type 'malaya' et à changement de couleur du domaine de l'Androyen. Les émeraudes des gisements d'Ianapera dans le domaine de l'Androyen (Andrianjakavah et al., 2009) et de Mananajary dans le domaine d'Anaboriana-Manamptosy (Moine et al., 2004) sont contenues dans des pegmatites déquartzifiées, des veines de quartz et des biotitites recoupant des RM-UM. Les deux gisements sont situés près des zones de cisaillement respectivement d'Ampanihy et d'Angavo (Figure II-25). L'âge de fonctionnement de ces zones de cisaillement et de la mise en place des pegmatites, compris entre 530 et 500 Ma, est déterminé à partir d'âges U/Pb sur monazite (Goncalvès, 2002; Goncalvès et al., 2003). L'âge de formation des émeraudes des régions d'Ianapera et de Manajary établi à 490 ± 8 Ma par la méthode Ar-Ar sur micas (Cheilletz et al., 2001) est assez cohérent avec les datations sur monazite. Ces minéralisations sont paléozoïques.

2.3.3.2.1 Les corindons gemmes

Les gisements de corindons gemmes se situent dans les terrains néoprotérozoïques du sud de Madagascar (Rakotondrazafy et al., 2008; Figure II-25). Les terrains métamorphiques en faciès granulite ($700 < T < 880°C$ et $3 < P < 12$ kbar; Nicollet, 1986; Martelat et al., 1997; Jöns et Schenk; 2008) et les gisements de corindons se sont formés durant l'orogenèse panafricaine entre 612 et 490 Ma. Cet intervalle d'âge correspond à deux évènements majeurs qui sont d'une part, la fermeture de l'océan mozambicain avec un épisode majeur de métamorphisme vers 650-600 Ma et d'autre part, la collision entre le bloc Azania-Inde et le craton du Congo à environ 535 Ma associée à l'extrusion et au refroidissement thermique des différents domaines tectono-métamorphiques du sud de Madagascar (500 à 350 Ma; Emmel et al., 2008). Ainsi, les âges à 490 Ma obtenus par la méthode Ar-Ar sur les micas associés aux corindons (Giuliani et al., 2007) correspondent à des âges de relaxation et de refroidissement des bâtis tectoniques

pour des températures de 350-400°C (température de fermeture du système des micas). Ces gisements se sont probablement formés au Néoprotérozoïque entre 650 et 540 Ma.

- Les gisements de saphirs dans les gneiss feldspathiques et la zone de cisaillement de Zazafotsy dans le domaine d'Ikalamavony

(i) Le gisement de saphirs multicolores de Sahambano (Ralantoarison et al., 2006) se situe à 30 km à l'est de la ville d'Ihosy (Figure II-25). Il est associé à la zone de cisaillement de Zazafotsy, siège d'une déformation ductile importante entre 600 et 500 Ma. Les saphirs se trouvent dans des lentilles de gneiss feldspathiques intercalées dans des leptynites. Les fractures associées au cisaillement ont permis la circulation de fluides métamorphiques. L'interaction fluide-roche a provoqué une biotitisation des gneiss feldspathiques. Les saphirs se trouvent dans des biotitites à spinelle et sillimanite, et dans des gneiss à saphirine, feldspath potassique, biotite, sillimanite, spinelle, grenat et albite. Les saphirs se sont formés durant le stade prograde du métamorphisme à une température ~700°C et à une pression ~5 kbar (Ralantoarison, 2006). Les saphirs ont différentes couleurs : bleu foncé, bleu clair, bleu gris, fuchsia, orange, rose, rose orangé, violet, mauve, marron, vert-marron, 'vert de gris'.

(ii) Le gisement de saphir de Zazafotsy, également connu sous le nom de 'Amboarohy' (Pezzotta, 2005), est situé à 35 km au nord de la ville d'Ihosy (Figure II-25). Tout comme à Sahambano, la minéralisation se situe dans des lentilles de gneiss feldspathiques intercalées dans les leptynites à grenat affectées par la circulation de fluides le long de fractures concordantes à la foliation métamorphique (Andriamamonjy, 2006). La plupart des saphirs sont contenus dans des biotitites. Les cristaux de saphirs, pouvant atteindre 10 cm de long sont associés à de la biotite, du plagioclase, du spinelle et du feldspath potassique formés autour du saphir et du grenat. Les saphirs ont différentes couleurs allant du bleu foncé, bleu clair, bleu gris, fuchsia, violet, au mauve et marron.

- Les gisements de rubis et de saphirs dans le domaine de l'Androyen

(i) Le gisement de rubis d'Ambatomena (Figure II-25) est encaissé dans les séries de l'Androyen composées de paragneiss, d'orthogneiss, de marbre, de granite, de pyroxénite et de quartzite (Andriamamonjy, 2010). Le rubis est contenu dans des lentilles de cordiéritites intercalées dans une charnockite à biotite-sillimanite et cordiérite, et dans des pegmatites. La zone minéralisée a subi une importante métasomatose alcaline caractérisée par la transformation de la pegmatite en anorthitite et une biotitisation de la charnockite et de la cordiéritite. Les phlogopitites par contre sont dépourvues de rubis. Dans les zones de contact entre la cordiéritite et la charnockite, la

métasomatose alcaline a formé des roches à saphirine, anorthite et phlogopite contenant parfois du rubis. Celui-ci se trouve dans les cordiéritites composées de cordiérite, de rutile, de feldspath potassique, de saphirine, de phlogopite et parfois de clinopyroxène.

(ii) Le gisement de saphirs polychromes dans les cordiéritites d'Iankaroka se situe à 35 km au sud de la ville de Betroka (Rakotondrazafy et al., 2008; Figure II-25). Les saphirs sont contenus dans une cordiéritite d'approximativement 7 m de long et 4 m de large, intercalée dans des leptynites à biotite et cordiérite des séries androyennes. La cordiéritite est formée de cordiérite bleutée, de phlogopite, de plagioclase, de tourmaline verte, de chlorite, de pyrite, de spinelle et de sillimanite. Le saphir est disséminé au sein de la cordiéritite mais très souvent relié à des microfissures générées par les mouvements en cisaillement. Les bordures de la lentille sont également reprises dans le cisaillement et l'interaction fluide-roche a provoqué une biotitisation de la roche encaissante. Les saphirs sont polychromes et ils présentent des bandes de couleurs distinctes (Koivula et al., 1992). Dans un plan parallèle à l'axe c, le cristal est de couleur rose à mauve, et dans une direction perpendiculaire à l'axe c, le cristal présente une alternance de fines bandes de couleur bleu-vert, orange, marron, rose et parfois rouge rubis. La taille des cristaux est comprise entre 1 et 10 mm.

- Les gisements de saphirs associés aux skarns de la région de Tranomaro dans le domaine de l'Anosyen (Figure II-25; Rakotondrazafy et al., 2008)

En 1952, le géologue français Hibon reporta la présence de saphir éluvial associé à la hibonite, minéral hexagonal de couleur noire et de formule $CaAl_{12}O_{19}$, au sud du village d'Andranondambo. En 1991, le premier gisement de saphir fut découvert à Esiva. La nouvelle se répandit rapidement et en 1996, 10 000 mineurs exploitaient des puits profonds d'une quinzaine de mètres et de 50 à 80 cm de large notamment à Andranondambo, Antirimena, Analalava et Andranomitrohy. Les gisements de saphirs de la région de Tranomaro se localisent dans les formations granulitiques du groupe Tranomaro (Rakotondrazafy et al., 1996). Ce groupe d'âge protérozoïque est formé de roches métasédimentaires (métapélites, roches calco-silicatées et marbres) intercalées dans des gneiss leucocrates. Au cours du métamorphisme, les marbres et les gneiss à minéraux calciques ont été transformés en skarns. Ceux-ci sont formés de marbres calcitiques impurs, de diopsidites à diopside, scapolite, spinelle, thorianite et pargasite, et de roches peralumineuses formées de plagioclase et/ou scapolite avec spinelle, thorianite, hibonite et/ou du saphir bleu à rose. La clinopyroxénite se forme très souvent au contact du marbre et des intrusions de granites ou de charnockites. Une origine métasomatique a été proposée par Rakotondrazafy et al. (1996) avec trois stades de cristallisation pour les skarns :

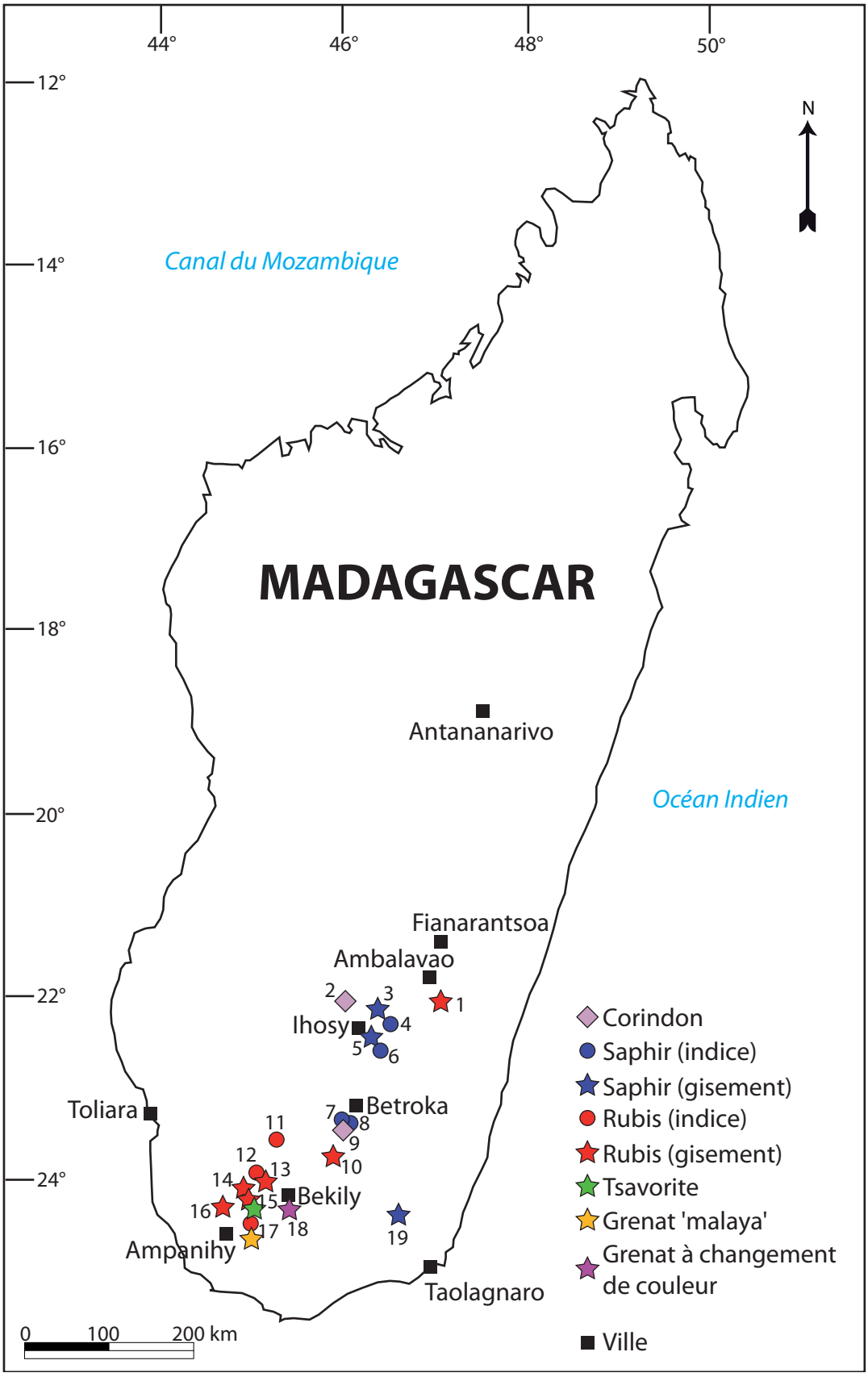


Figure II-25 : Carte de répartition des minéralisations néoprotérozoïques à corindons, tsavorite, grenat à changement de couleur et grenat 'malaya' de Madagascar (modifiée de Giuliani et al., 2007)

1 : Miarinarivo; 2 : Sakeny; 3 : Zazafotsy; 4 : Sakalalina; 5 :Sahambano; 6 : Ambinda (Ihosy); 7 : Ambinda (Betroka); 8 : Iankaroka; 9 : Vohidava (Voronkafotra); 10 : Ambatomena; 11 : Ianapera; 12 : Anavoha; 13 : Fotadrevo; 14 : Vohitany; 15 : Gogogogo; 16 : Ejeda; 17 : Maniry; 18 : Bekily; 19 : Andranondambo.

(i) Métasomatose (stade 1) à T = 850°C et P = 5 kbar. Des ségrégations à méionite, spinelle, thorianite et corindon se forment dans une matrice à sphène, scapolite et diopside alumineux. Une datation U/Pb des zircons de la clinopyroxénite a donné un âge à 565 ± 11 Ma (Andriamarofahatra et de La Boisse, 1986) confirmant l'âge néoprotérozoïque de ce gisement.
(ii) Métasomatose (stade 2) à T = 800°C and P = 3-3,5 kbar. Le diopside est partiellement transformé en fluoropargasite, et la scapolite en anorthite + calcite. La thorianite se forme avec une fluorophlogopite, et la hibonite cristallise aux dépens du saphir et du spinelle.
(iii) Métamorphisme rétrograde (stade 3) à plus basse température et pression. Des lentilles à phlogopite associée à la calcite, au diopside et à l'anhydrite, et des veines tardives à calcite riche en terres rares, zircon, sphène, urano-thorianite recoupent les formations calco-silicatées. Au cours du stade 3, des veines à feldspath potassique et saphir gemme bleu recoupent les marbres. Les veines sont verticales et possèdent une épaisseur variant du centimètre au décimètre. Le saphir gemme est associé au feldspath potassique, à la fluoroapatite, la calcite et la phlogopite. Les conditions de formation sont estimées à T = 500°C et P = 2 kbar. Les saphirs gemmes et d'importance économique sont à relier à ce stade 3 d'évolution du skarn et non à la phase de cristallisation de la hibonite (Gübelin et Peretti, 1997). Les marbres ont été infiltrés par un fluide syn-métamorphique responsable de la formation des pyroxénites et des minéralisations à thorium et uranium ainsi que des saphirs (Rakotondrazafy et al., 1996). Les études isotopiques du carbone et de l'oxygène des marbres de Tranomaro montrent que les fluides métasomatiques résultent du mélange de fluides provenant de la dévolatilisation métamorphique des marbres et de fluides contemporains de la formation des granites et des charnockites (Boulvais et al., 1998).

- Les gisements de rubis dans les roches mafiques et anorthosites du domaine du Vohibory

L'unité du Vohibory est limitée à l'est par la zone de cisaillement d'Ampanihy (ZCA, Figure II-23). Cette unité est composée de gneiss amphibolitiques qui comprennent des intercalations d'amphibolites, de marbres et d'orthogneiss. Les complexes mafiques et ultramafiques de péridotites, gabbros et troctolites sont transformés en amphibolites et serpentinites associées à des veines plagioclasiques (Nicollet, 1986). Les gisements de rubis se situent au nord de la ville d'Ampanihy entre les villages d'Ejeda et de Fotadrevo. Il s'agit des gisements de Maniry, de Gogogogo, de Vohitany, d'Anavoha, de Vohidava, de Marolinta et d'Ianapera exploités de façon sporadique (Mercier et al., 1999). Le rubis est associé à différentes roches métamorphiques en faciès granulite avec des pressions P ~ 8-11 kbar et des températures T ~ 750-800°C (Nicollet, 1986) :

(i) dans des amphibolites concordantes à la foliation de plusieurs décamètres de long et de quelques décimètres de large. Deux associations minérales sont décrites : (i_1) hornblende, plagioclase, rubis, spinelle et phlogopite; (i_2) hornblende, plagioclase, rubis, , gédrite, grenat, spinelle, ± saphirine.
(ii) dans des anorthosites en bandes et/ou veines qui présentent deux types d'associations minérales (Nicollet, 1986) : (ii_1) anorthite, rubis, ± grenat, ± hornblende, ± spinelle; (ii_2) anorthite, rubis, spinelle, zoïsite, ± clinopyroxène, ± hornblende.
Jöns et Schenk (2008) ont démontré que les roches métabasiques ont subi un métamorphisme de type granulite (9-12 kbar, 750°C) à 612 ± 5 Ma. Cet âge U/Pb sur zircon peut être considéré comme l'âge probable de formation des rubis. Par ailleurs dans le gisement de Vohitany, des pegmatites déquartzifiées ('plumasites') recoupent les amphibolites (Giuliani et al., 2007). Dans le gisement d'Anavoha, Lacroix (1922) a décrit des veines de plagioclasite appelées 'sakénites' à rubis qui sont formées d'anorthite, de clinopyroxène et de corindons.

2.3.3.2.2 Les grenats gemmes

Les gisements se localisent soit dans le domaine du Vohibory pour la tsavorite, soit dans le domaine de l'Androyen pour les grenats pyrope-spessartine (Figure II-25) :

- La tsavorite a été décrite pour la première fois par Mercier et al. (1997) dans le district minier de Gogogogo. Le grossulaire vanadifère ($1,10 < V_2O_3 < 4,10$ %poids; $0,16 < Cr_2O_3 < 0,68$ %poids; Feneyrol et al., 2010c), de couleur verte, est contenu dans des nodules (~ 5 cm de diamètre), disséminés dans des gneiss graphiteux qui sont surmontés par des marbres dolomitiques. La succession lithologique de la série métasédimentaire est similaire à celle décrite au Kenya et en Tanzanie. Il s'agit de sédiments de plate-forme carbonatée métamorphisés dans le faciès amphibolite.
- Le grenat 'malaya', de couleur rose à rose orangé et parfois orangé à rouge, est un grenat de composition pyrope (24-70 mol.%) - spessartine (13-59 mol.%) - almandin (4-25 mol.%). Il contient des traces de vanadium et de chrome (Schmetzer et al., 2001). Au nord du village de Bekily, le grenat se trouve dans des gneiss graphiteux alternant avec des gneiss à almandin, cordiérite et sillimanite (Figure II-25). Apparu sur le marché international en 1997, il constitue la deuxième source de grenat 'malaya' au monde. Les grenats contiennent des inclusions de graphite, rutile, quartz, apatite, zircon et sillimanite (Schmetzer et al., 2001).
- Le grenat à changement de couleur a une composition pyrope (33-39 mol.%) - spessartine (51-55 mol.%) - almandin (5-7 mol. %). Il contient un peu plus de manganèse que le grenat

'malaya' (14,3 < MnO < 37,8 %poids) et des traces de vanadium et de chrome (Johnson et Koivula, 1998; Schmetzer et al., 2002). Il passe d'une teinte jaune-vert à du rose-rouge, ou bien d'une teinte bleu-vert à du violet (Johnson et Koivula, 1998; Schmetzer et Bernhardt, 1999). Dans le gisement de Tranoroa au sud de Bekily (Figure II-25), il est également exploité dans des gneiss graphiteux riches en vanadium et chrome et est de couleur rose à rosâtre.

2.3.3.2.3 Les pierres fines gemmes

On pourra citer la scapolite jaune provenant d'un gisement situé à 35 km au sud d'Ihosy dans le domaine Anosyen (Figure II-25). Il s'agit de veines associées à des skarns développés dans des gneiss (Superchi et al., 2010). La scapolite appartient à la variété méionite ($Ca[Al_6Si_6O_{24}]CO_3$) et est associée à la calcite, à l'apatite, au diopside et au spinelle. Les inclusions de la scapolite tels le grossulaire, le diopside et la phlogopite indiquent un mileu de cristallisation magnésien et calcique, probablement des roches calco-silicatées ou des marbres intercalés dans les gneiss.

2.3.4 L'Inde

Des roches néoprotérozoïques et/ou déformées au Néoprotérozoïque sont connues : (i) au sud de l'Inde dans le Terrain Granulitique du Sud (TGS) d'âge protérozoïque (Harris et al., 1994; Chetty et al., 2006; Santosh et al., 2009), adjacents au nord au craton archéen du Dharwar; (ii) à l'est dans la ceinture de Ghats; (iii) au nord-ouest dans les terrains précambriens du Rajasthan.

2.3.4.1 Géologie et géodynamique

2.3.4.1.1 Le Terrain Granulitique du Sud (TGS)

Le TGS est constitué de nombreux blocs crustaux dilacérés par des zones de cisaillement et de suture (Figure II-26). La zone de suture principale est reprise par la zone de cisaillement de Palghat-Cauvery (ZCPC) liée à la fermeture de l'océan mozambicain (Collins et al., 2007). Elle s'étend sur 400 km d'est en ouest et 70 km du nord au sud. Elle se poursuit à l'ouest, à Madagascar, par la zone de suture d'Ifanadiano-Angavo (Figure II-23) et à l'est, en Antarctique (Harris et al., 1994). Six blocs crustaux sont distingués dans le TGS :

- Le bloc de Salem, au nord de la ZCPC, est formé de roches du Mésoarchéen (~3,2 Ga) au Néoarchéen (~2,5 Ga), et a subi un métamorphisme de faciès granulite depuis la fin de l'Ar-

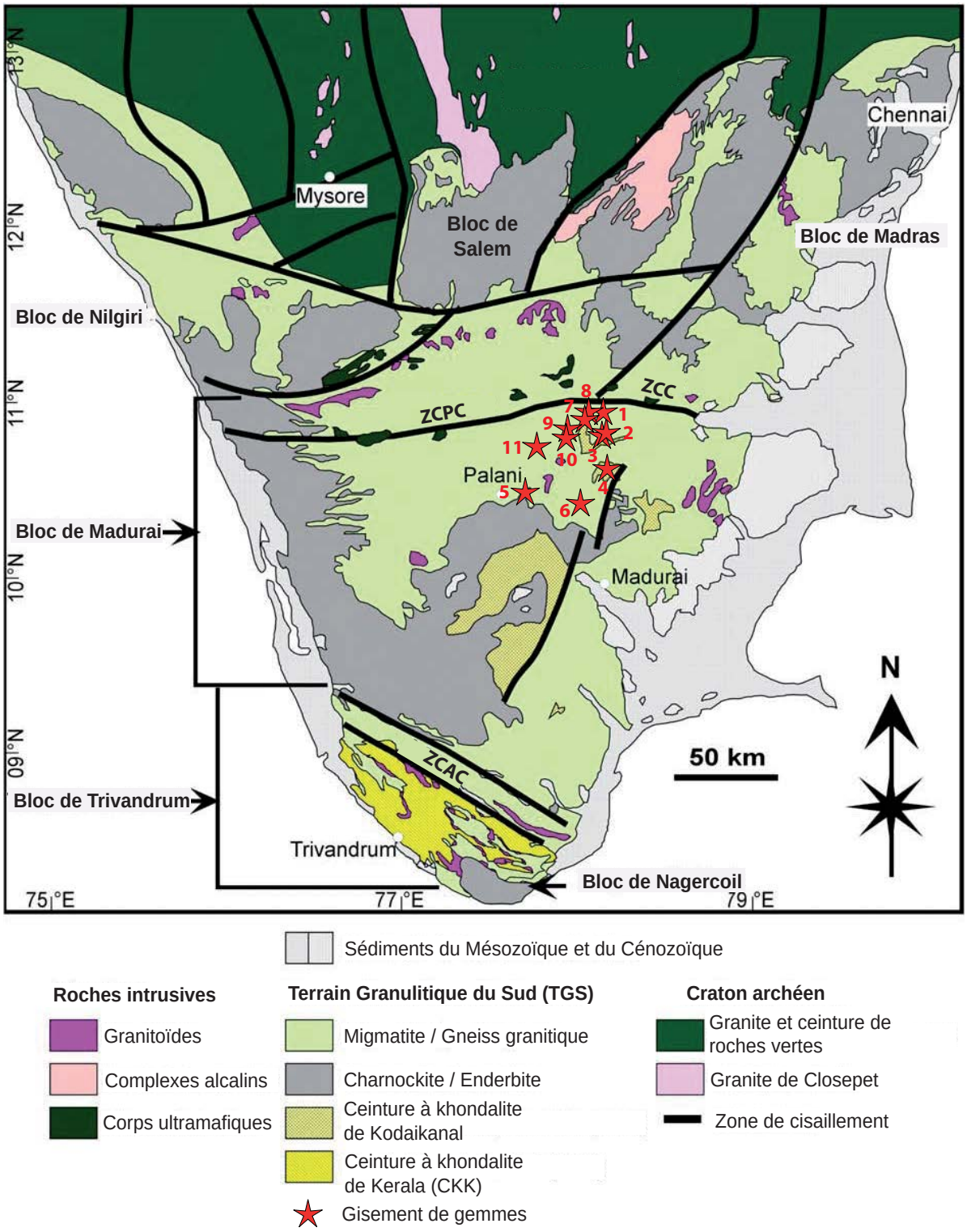


Figure II-26 : Carte géologique simplifiée du sud de l'Inde avec les différents blocs tectono-métamorphiques de Salem, Madras, Nilgiri, Madurai, Trivandrum et Nagercoil (d'après Santosh et al., 2009)

Localisation des principaux gisements et indices à gemmes localisés dans le bloc de Madurai (modifié d'après Santosh et Collins, 2003) : 1: Lachmanapatti (corindon, cordiérite, feldspath); 2: Malapatty (corindon, cordiérite); 3: Kiranur (cordiérite, feldspath); 4: Kadavur (améthyste); 5: Oddanchathram (labradorite, grenat); 6: Dindigul (topaze); 7: Aravakkurichchi (quartz); 8: Landakottai (rubis étoilé); 9: Thantoni (rubis étoilé); 10: Kodumudi (pierre de lune); 11: Kangayam (pierre de lune).

chéen jusqu'au début du Protérozoïque (Peucat et al., 1993).

- Le bloc de Madurai, le plus vaste des six blocs, situé au sud de la ZCPC, est affecté par des épisodes de métamorphisme entre 900 et 600 Ma (P = 7-11 kbar et T = 950-1150°C) et par un magmatisme de type andin vers 500 Ma.
- Les blocs de Nilgiri, de Madras et de Nagercoil sont similaires à celui de Madurai.
- Le bloc de Trivandrum est séparé du bloc de Madurai par la zone de cisaillement d'Achankovil (ZCAC). Il est formé de gneiss à grenat et de khondalites ou métapélites en faciès granulite, à grenat, spinelle, cordiérite et sillimanite (Santosh et al., 2009). Cet ensemble de roches définit la ceinture à khondalites de Kerala (CKK; Chacko et al., 1987) formée à P = 5-9 kbar et T = 750-1000°C. Les datations U/Pb sur zircons indiquent un intervalle d'âge néoprotérozoïque compris entre 600 et 500 Ma (Santosh et al., 2009). La CKK est interprétée comme un ancien rift, et les protolithes sont des sédiments de marge continentale déposés jusqu'à 700 Ma environ.

Les épisodes de formation de la TGS depuis le démantèlement du continent Rodinia jusqu'à la formation du Gondwana sont (Santosh et al., 2009) :

- Vers 750 Ma, une zone de rifting est apparue donnant naissance à l'océan mozambicain (Figure II-27).
- Le rifting a été immédiatement suivi par une phase de subduction de la plaque océanique à la fin du Néoprotérozoïque, qui a été incorporée au craton du Dharwar. La subduction a entraîné la formation de marges andines et d'orogenèses de type péri-Pacifique. C'est ainsi que le bloc de Madurai, et peut-être également celui de Nagercoil, se sont formés.
- La subduction s'est bloquée lorsque le craton du Dharwar est entré en collision au Cambrien avec le bloc de Madurai, formant la ZCPC. Cette collision, de type himalayen cette fois, est accompagnée d'une deuxième collision entre les blocs de Madurai et de Nagercoil, formant la ZCAC et le bloc de Trivandrum.
- La dernière étape est une phase d'extension post-orogénique accompagnée d'intrusions plutoniques acides.

2.3.4.1.2 La ceinture orientale de Ghats

La ceinture orientale de Ghats (COG) s'étend le long de la côte est de l'Inde sur environ 1000 km et est orientée NE-SW (Figure II-28). Elle est limitée par les cratons du Dharwar et de Bastar à l'ouest, et par le craton de Singhbhum au nord. La COG est désormais définie à partir

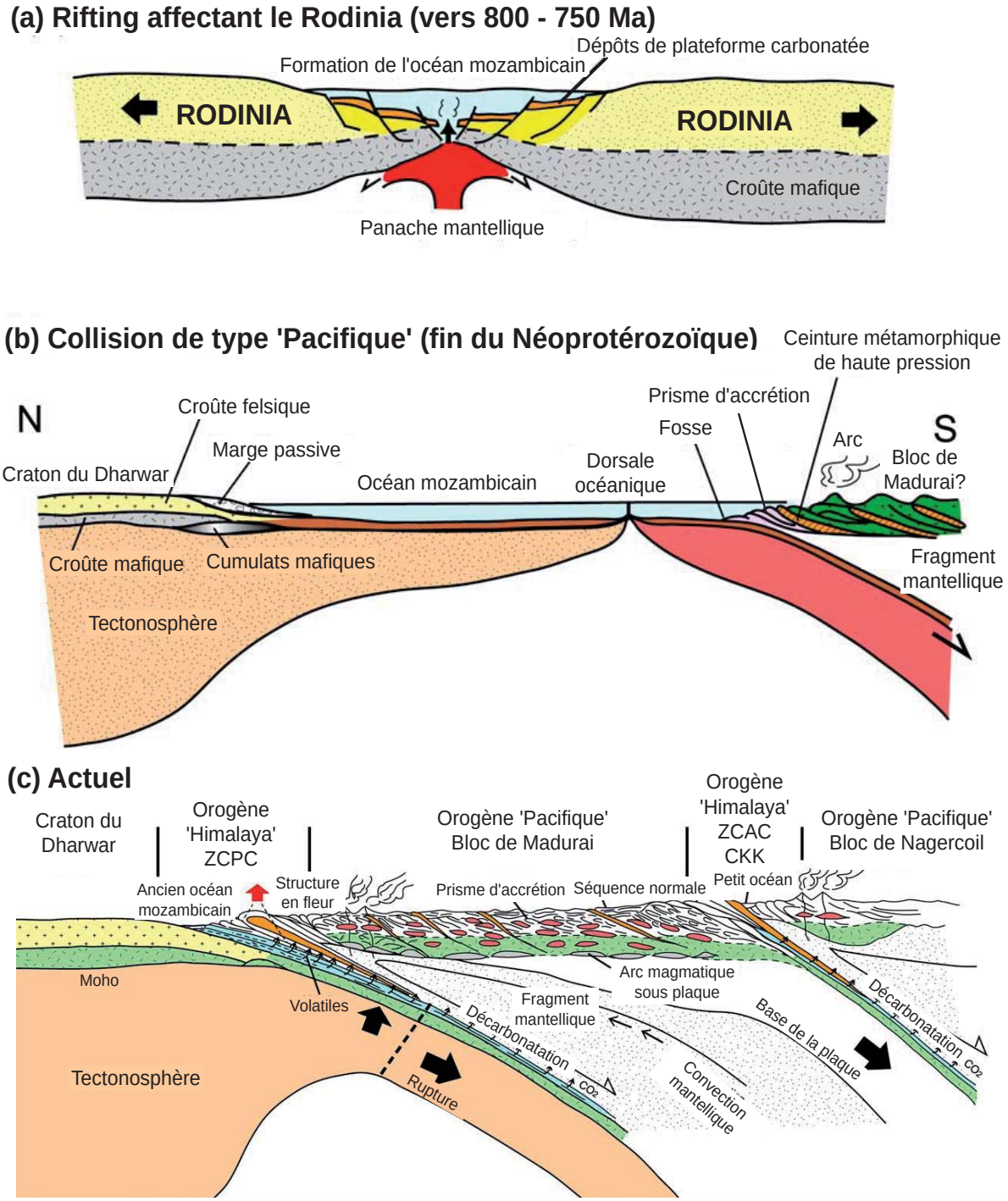


Figure II-27 : Coupes nord-sud reconstituant l'évolution de la ceinture métamorphique du sud de l'Inde (modifiée d'après Santosh et al., 2009)

(a) Au Néoprotérozoïque lors de la formation de l'océan mozambicain et des dépôts sédimentaire de type plate-forme carbonatée. (b) Au cours de la collision de type pacifique à la fin du Néoprotérozoïque. (c) Au cours de la collision continentale de l'Eocène au Quaternaire.

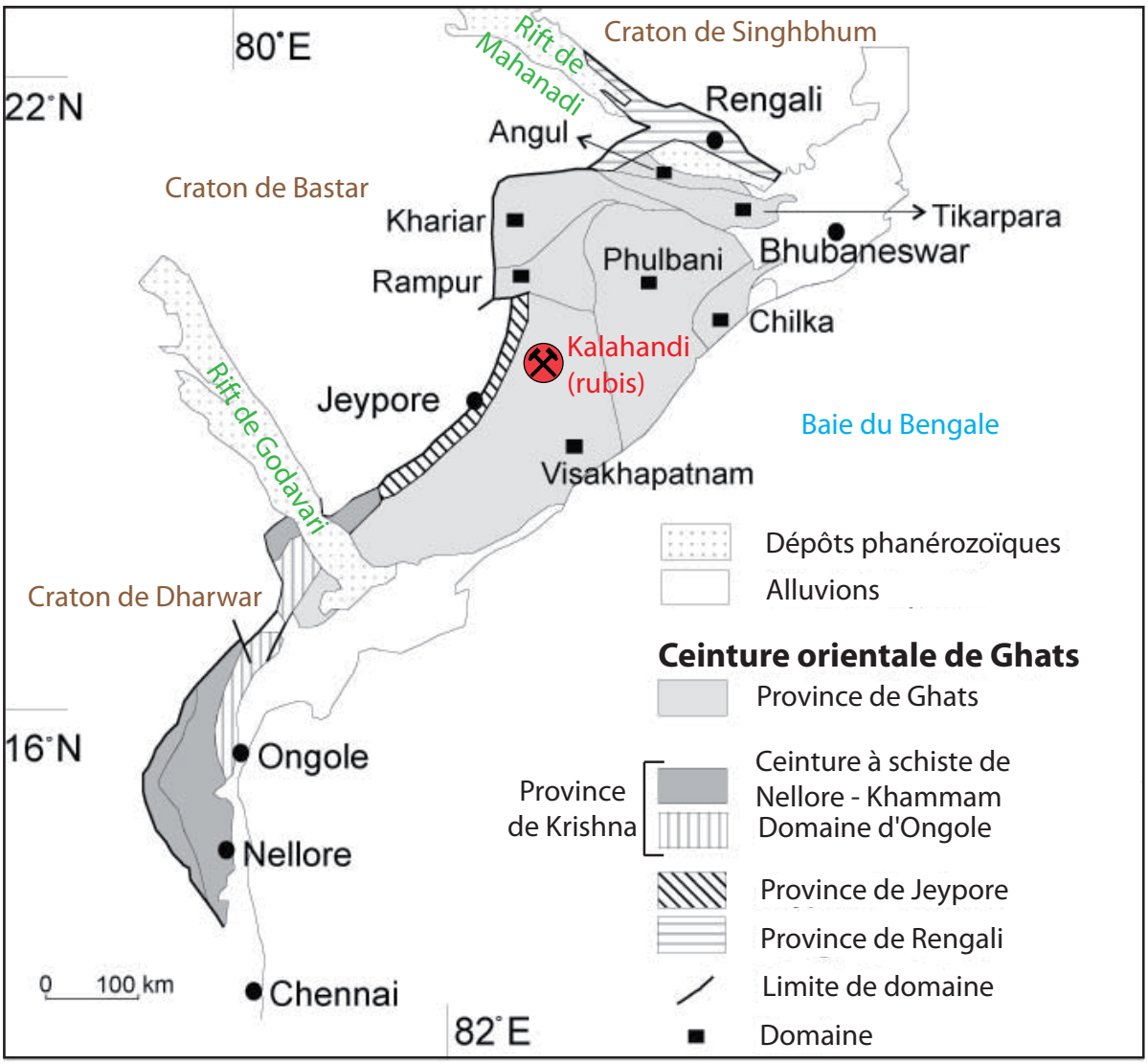


Figure II-28 : Schéma géologique de la ceinture orientale de Ghats formée par les provinces de Ghats, Krishna et Jeypore (modifiée d'après Dobmeier et Raith, 2003) et localisation du gisement de rubis de Kalahandi (d'après Hughes, 1997)

de trois provinces, décomposées en domaines qui sont soulignés par des zones de cisaillement (Dobmeier et Raith, 2003) :

- La province de Jeypore (PJ), au contact du craton de Bastar, est formée par des charnockites-enderbites, des granulites mafiques, et quelques gneiss d'origine pélitique.
- La province de Krishna (PK) comprend les domaines d'Ongole et de Nellore-Khammam. Elle est formée par des granulites mafiques et des corps volumineux de gneiss enderbitiques et de leptynites.
- La province de Ghats (PG) est formée par des gneiss khondalitiques, des granulites enrichies en magnésium et aluminium, des gneiss calco-silicatés, des granulites et enderbites mafiques, des complexes intrusifs à granite et charnockite, et des anorthosites.

2.3.4.1.3 La province du Rajasthan

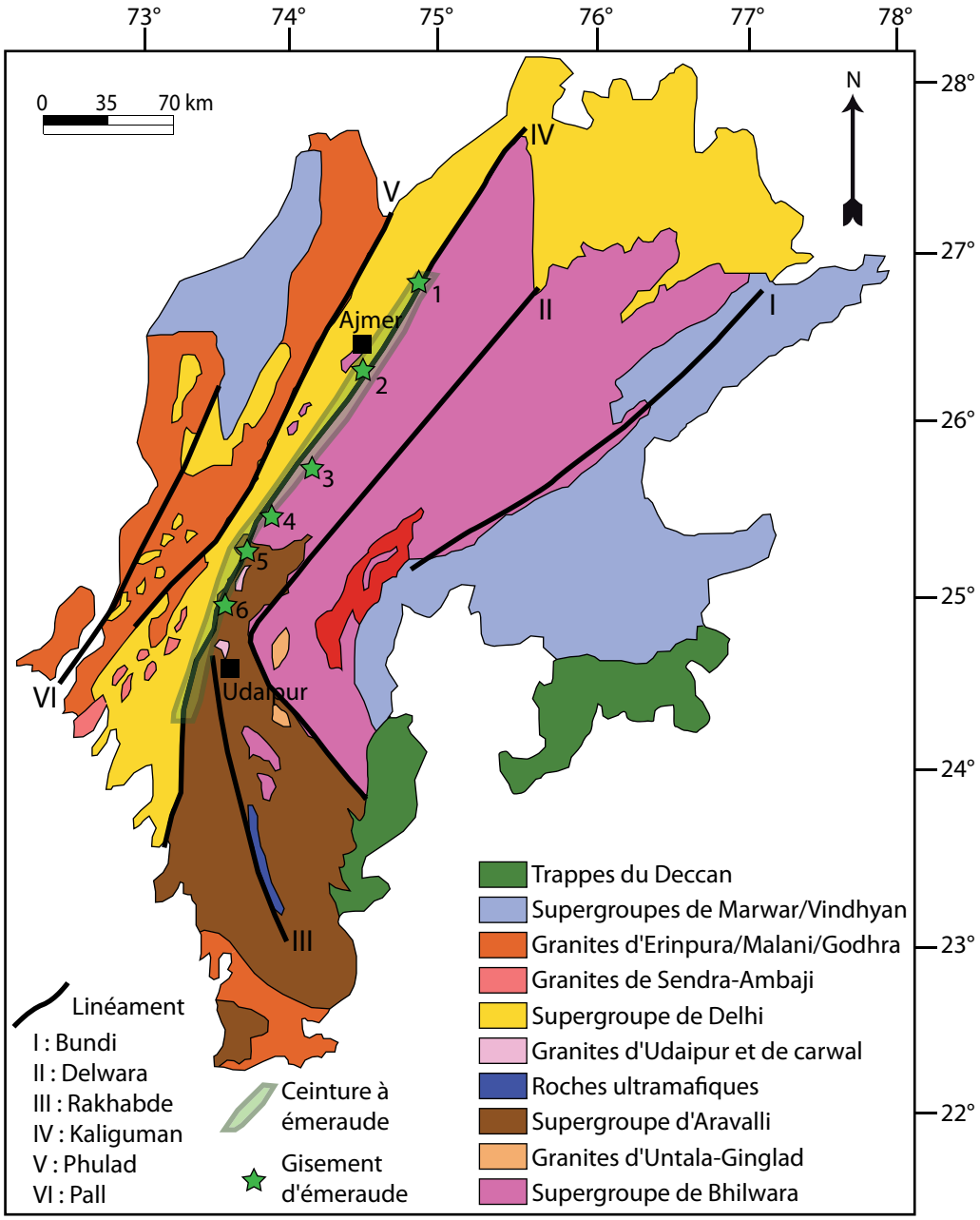


Figure II-29 : Carte géologique du Rajasthan et de Gujarat avec la localisation des gisements d'émeraude de la ceinture néoprotérozoïque (d'après Garkhal, 2002)
1. Bubani; 2. Rajgarh; 3. Tikki; 4. Kaliguman; 5. Amllar; 6. Gaongurha.

Dans la marge nord-ouest de l'Inde, les formations archéennes et protérozoïques font partie du Rajasthan et du Gujarat (Figure II-29). Le craton archéen d'Aravalli est constitué de granites et de gneiss, ainsi que des métavolcanites et métasédiments paléoprotérozoïques du supergroupe Bhilwara (2000-1700 Ma). Les formations mésoprotérozoïques des supergroupes Delhi (1600 Ma) et Vindhyan (1600-700 Ma) sont constituées de gneiss à grenat-sillimanite-biotite, de schistes et de gneiss graphiteux avec des intercalations de gneiss calco-silicatés,

d'amphibolites et de pegmatites. Elles ont été affectées par un métamorphisme de faciès amphibolite supérieur à P = 7 kbar et T = 700°C (Höller et Gandhi, 1997) au début du Néoprotérozoïqque. Puis elles sont intrudées par des granites néoprotérozoïques similaires aux granitoïdes observés aux Seychelles (Tucker et al., 2001), comme les granites d'Untala, de Ginglad, de Berach, d'Udaipur et de Carval (Garkhal, 2002).

2.3.4.2. Géologie des gemmes

De nombreux gisements de gemmes se localisent au sud de la zone de cisaillement de Palghat-Cauvery (ZCPC) dans le sud de l'Inde (Figure II-26). Ils sont regroupés dans la ceinture de Karur-Kangayam dans l'Etat de Tamil Nadu au sud-ouest de Salem (Santosh et Collins, 2003). Les minéralisations rencontrées sont principalement les corindons, rubis et saphirs étoilés, qui sont associés soit à des cordiéritites comme à Lachmanapatti, Malapatti et Kiranur (Tsunogae et Santosh, 2003), soit à des biotitites similaires à celles décrites à Sahambano et Zazafotsy à Madagascar. Les autres gemmes sont la topaze jaune (Dindigul), l'aigue-marine et l'émeraude (Manikapuram), l'alexandrite (Chinnadharapuram), la bronzite en œil-de-chat (Pulampatty), l'apatite (Edapadi), le spinelle (Manavadi, Kujampalayam), la kornérupine en œil-de-chat (Edappadi, Ponnambalam), la tourmaline noire (Ottani), la labradorite, les grenats (Oddanchathram), et l'améthyste (Kadavur). Les corindons, spinelle et kornérupine sont trouvés dans des métasédiments alumineux intercalés dans des orthogneiss (Santosh et Collins, 2003). Ces faciès pétrographiques sont identiques à ceux rencontrés dans les domaines de l'Anosyen et d'Ikalamavony (cordiéritites à saphir, spinelle et saphirine, biotitites à saphir) de Madagascar.

D'autres gisements de rubis sont décrits dans les formations néoprotérozoïques du sud de l'Inde mais sans description géologique détaillée (Hughes, 1997). Nous mentionnerons ainsi les différents districts à rubis : (i) à Karnataka avec les corindons connus sous le nom de rubis étoilé de Mysore dans la région de Channa-Patna; (ii) à Orissa avec les districts de Balangir et Kalahandi; (iii) à Andra Pradesh avec les districts de Guntur, Anatapur, Khammam, Kishna, Kurnool, Nellore, Visakhapatnam et Warangal; (iv) à Madhya Pradesh et le district de Betul; (v) à Kerala avec les secteurs miniers de Travancore; (vi) à Tamil Nadu avec les secteurs miniers de Madurai, Salem, Coimbatore et Tiruchirapalli.

Au nord-ouest de l'Inde, dans la province du Rajasthan, les minéralisations principales sont d'une part les sulfures massifs à Pb-Zn contenus dans les roches supracustales de Bhilwara (Mishra et Bernhardt, 2008) et d'autre part, les gisements à émeraude, découverts en 1943,

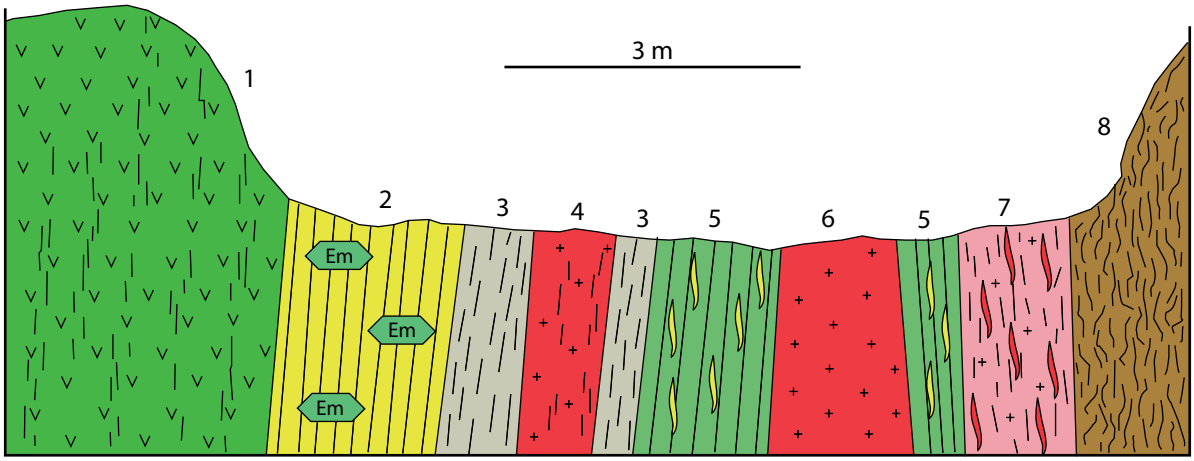


Figure II-30 : Coupe géologique simplifiée du gisement d'émeraude (Em) de Kaliguman au Rajasthan (modifiée d'après Roy, 1955)

1. Péridotite à actinote et trémolite; 2. Schiste à actinote, trémolite, biotite et émeraude; 3. Schiste à biotite; 4. Pegmatite contenant des lambeaux de schiste à biotite; 5. Schiste à biotite; 6. Schiste à hornblende avec des veines de quartz; 7. Pegmatite; 8. Schiste à hornblende avec des veines de quartz; 9. Schiste à feldspaths et biotite recoupé par des veines de pegmatites; 10. Schiste à hornblende et chlorite.

reliés à des pegmatites néoprotérozoïques qui recoupent les formations du supergroupe Delhi (Figure II-29). Il s'agit d'une ceinture à émeraude de 200 km de long, constituée de corps de pegmatites concordants à la foliation régionale NE-SW. Les datations K-Ar sur les muscovites des pegmatites ont fourni un âge protérozoïque moyen de 791 Ma (Alexandrov, 1997). Du nord au sud, la ceinture à émeraude est formée par les gisements de Bubani, de Rajgarh, de Tikki, de Kaliguman et de Gaongurha (Figure II-29; Garkhal, 2002). Le gisement de Kaliguman, le plus important de la région, a été surtout exploité en 1945 mais la qualité gemme constituait seulement 1% de la production totale. Le gisement type est centré sur un filon de pegmatite à muscovite et grenat au contact d'un massif de RUM (péridotites) avec des orthogneiss à intercalations d'amphibolites (Roy, 1955). Les contacts avec la pegmatite sont soulignés par une phlogopitisation des gneiss et des péridotites (Figure II-30). De la pegmatite vers la péridotite à dolomite et actinote, une colonne métasomatique formée de la succession pétrographique suivante est décrite : (i) phlogopitite grossière (2 m d'épaisseur); (ii) phlogopitite fine à émeraude (15 cm); (iii) talc-schistes à trémolite (4 m); (iv) talc-schistes à actinolite (5 m). L'émeraude est associée également soit à des veines de quartz à tourmaline soit à des zones de cisaillement à remplissage de phlogopite recoupant les RUM.

Dans le gisement de Raigarh, les pegmatites sont à tourmaline et l'émeraude est associée à de l'apatite dans les phlogopitites (Figure II-30). Ce type de gisement est typique des émeraudes formées par la circulation de fluides hydrothermaux qui ont réagi avec des pegmatites et des RUM (Garkhal, 2002). Le béryllium provient des pegmatites et le chrome et le vanadium des RUM. Le potassium et le magnésium de la phlogopite proviennent respectivement de

la déstabilisation du feldspath potassique de la pegmatite et du magnésium des péridotites.

2.3.5 Le Pakistan

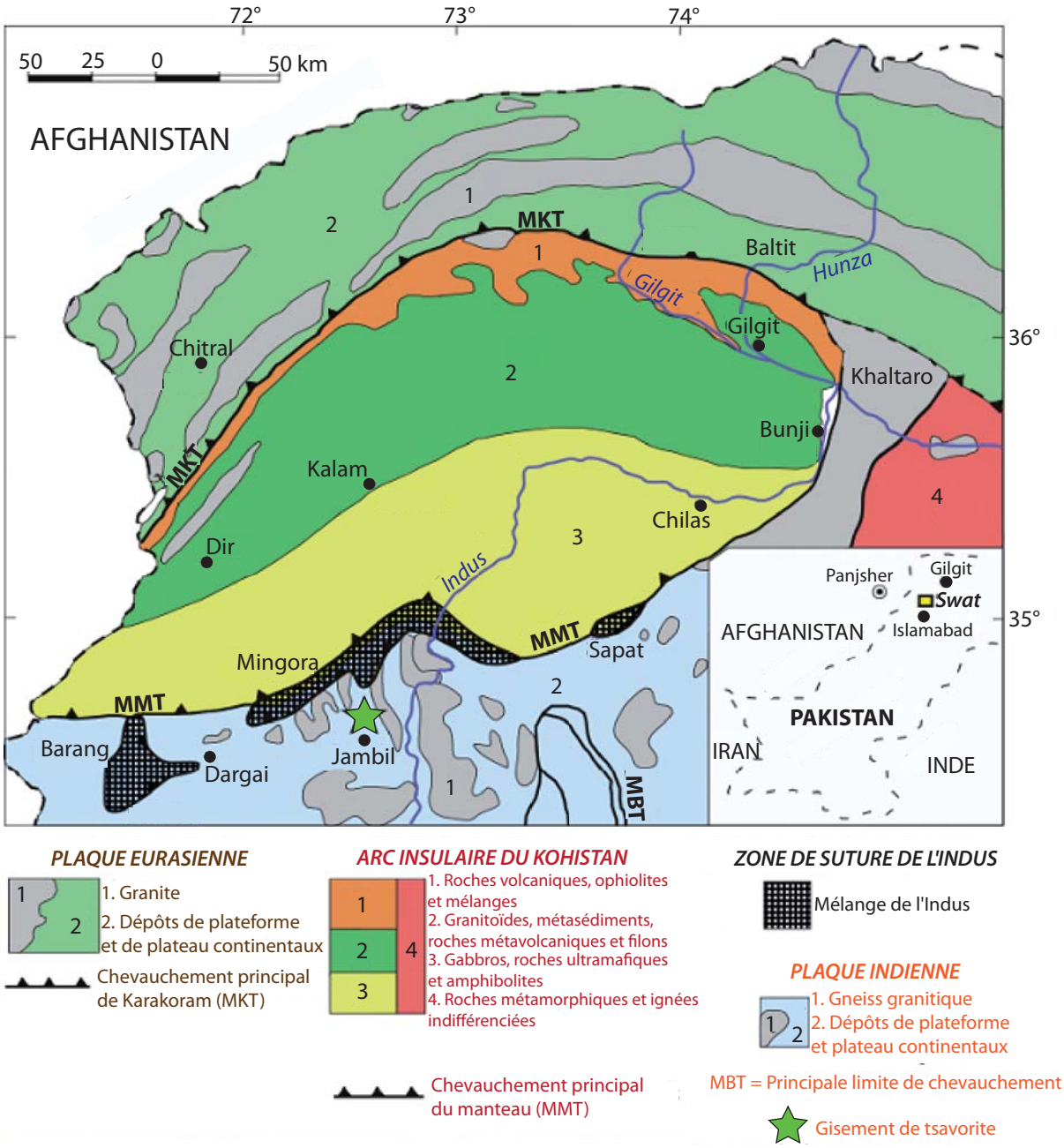


Figure II-31 : Carte géologique du nord-ouest du Pakistan avec la localisation du gisement de tsavorite de Jambil dans la vallée de Swat (modifiée d'après Hussain et al., 1984)

Les formations métamorphiques et les intrusions magmatiques néoprotérozoïques du Pakistan sont en cours d'étude, notamment les formations métasédimentaires du groupe de Manglaur, dans la province des frontières du nord-ouest, près de la vallée de Swat (Kazmi et

Rana, 1982), et les granites peralumineux du craton de Nagarparker, datés par U/Pb sur zircons entre 700 et 800 Ma, sur la bordure sud-est du Pakistan au Rajasthan pakistanais (Khan et al., 2009).

Le groupe de Manglaur se situe dans les formations cristallines du Haut Himalaya appartenant à la plaque indienne (Figure II-31). Il comprend des métapélites, des roches calco-silicatées et des marbres issus d'un protolithe de type plate-forme carbonatée qui sont recoupés par des granitoïdes précambriens à cénozoïques (Kazmi et Rana, 1982). A la base du groupe de Manglaur se situe la formation néoprotérozoïque de Pacha composée de gneiss et de schistes graphiteux, de roches calco-silicatées, de marbres, de micaschistes et de quartzites métamorphisés dans le faciès amphibolite. Cette formation présente des similitudes importantes avec les formations métamorphiques, de type plate-forme carbonatée et porteuses de la tsavorite, décrites en Afrique de l'Est et à Madagascar. Dans la région de Jambil, un village situé à 10 km à l'est du gisement d'émeraude de Mingora, près de Swat (Figure II-31), un gisement de tsavorite a été exploité dans des gneiss graphiteux (Hussain et al., 1984). La tsavorite est contenue soit dans des filons de quartz à graphite, muscovite, pyrite et apatite, soit dans des poches à quartz associées aux filons. Le grossulaire vanadifère de Jambil présente les teneurs en vanadium les plus fortes analysées pour une tsavorite ($2,74 < V_2O_3 < 7,5$ %poids) et des teneurs en chrome élevées ($0,54 < Cr_2O_3 < 0,82$ %poids; Hussain et al., 1984; Feneyrol et al., 2010c).

2.3.6 Le Sri Lanka

2.3.6.1 Géologie et géodynamique

Le Sri Lanka, lors de l'assemblage du Gondwana, était situé entre le Terrain Granulitique du Sud en Inde et le complexe de Lützow-Holm en Antarctique de l'Est (Kriegsman, 1995). Depuis cette période, l'île a effectué une rotation de 70° dans le sens anti-horaire (Yoshida et al., 1992), passant d'une orientation ENE-WSW à une orientation N-S.

Le Précambrien du Sri Lanka (Figure II-32) est subdivisé en quatre provinces tectoniques (Cooray, 1994) qui sont successivement, de l'ouest vers l'est, les complexes de Wanni (CW), de Kadugannawa (CK), de Highland (CH) et de Vijayan (CV). Le complexe CH chevauche le complexe CV alors que les complexes CW et CK sont des nappes de chevauchement supérieures déposées sur le complexe CH (Kriegsman, 1994). L'ensemble des données géochronologiques fournissent des âges modèles obtenus par Nd/Sm compris entre 3,1 et 2 Ga pour CH, entre 1,9 et 1 Ga pour CW et CV (Möller et al., 1998). Dans les quatre complexes, le pic de

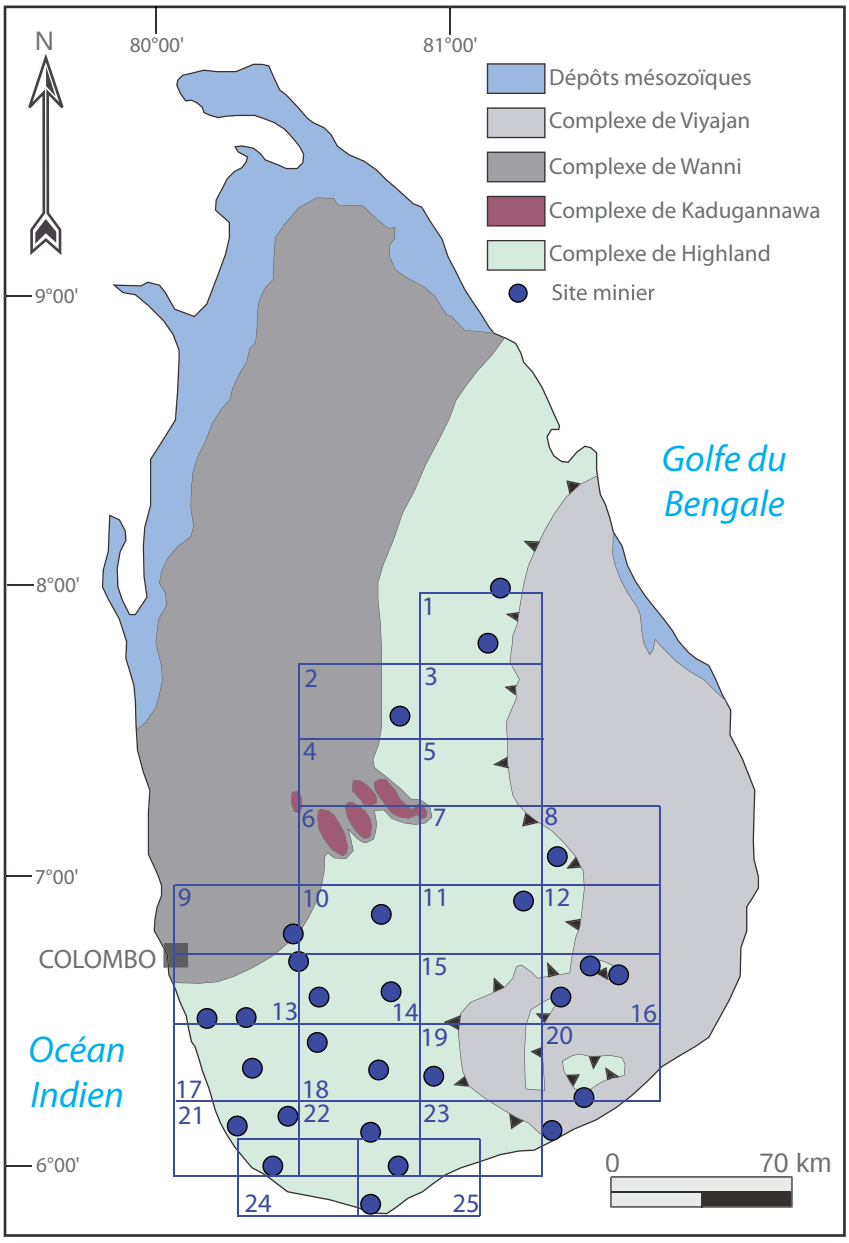


Figure II-32 : Carte géologique simplifiée du Sri Lanka (d'après Kriegsman, 1995) avec la localisation des districts gemmifères et des principales mines du Sri Lanka (d'après Dissayanake et Chandrajith, 1999; Dissayanake et al., 2000)

1. Polonnaruwa : corindon, grenat; 2. Nalanda : apatite; 3. Elahera : chrysobéryl, corindon, grenat, cordiérite, kornérupine, sinhalite, sphène, spinelle, zircon; 4. Kurunegala : améthyste, apatite, citrine, fluorite, cordiérite, topaze, tourmaline; 5. Rangala : pas de gemmes économiques; 6. Kandy : améthyste, aigue-marine; 7. Hanguranketa : corindon; 8. Nilgala : corindon, grenat, spinelle, tourmaline, zircon; 9. Avissawella : améthyste, andalousite, béryl, chrysobéryl, corindon, diopside, épidote, cordiérite, kornérupine, grenat, sinhalite, spinelle, tourmaline, zircon; 10. Hatton : andalousite, corindon, grenat, cordiérite, spinelle, topaze; 11. Nuwara Eliya : améthyste, corindon, spinelle, zircon; 12. Passara : corindon, ékanite, grenat, kornérupine, spinelle, taafféite, topaze, tourmaline, zircon; 13. Panadura-Horana : aigue-marine, axinite, béryl, chrysobéryl, corindon, grenat, vésuvianite, phénakite, scapolite, sillimanite, spinelle, tafféite, topaze, tourmaline, zircon; 14. Ratnapura : améthyste, andalousite, apatite, béryl, chrysobéryl, citrine, corindon, diamant, danburite, diopside, ékanite, grenat, cordiérite, kornérupine, scapolite, sillimanite, sinhalite, spinelle, tafféite, topaze, tourmaline, zircon; 15. Haputale : andalousite, axinite, béryl, chrysobéryl, corindon, diopside, grenat, vésuvianite, spinelle, topaze, tourmaline, zircon; 16. Buttala : corindon, ékanite, grenat, spinelle, tourmaline; 17. Alutgama : chrysobéryl, corindon, spinelle, zircon; 18. Rakwana : apatite, aigue-marine, axinite, béryl, chrysobéryl, corindon, danburite, diopside, ékanite, enstatite, fluorite, grenat, kornérupine, spinelle, tourmaline, zircon; 19. Timbolketiya : grenat; 20. Kataragama : corindon, spodumène, sphène, spinelle; 21. Ambalangoda : pierre de lune; 22. Morawaka : aigue-marine, béryl, chrysobéryl, corindon, danburite, diopside, grenat, sillimanite, sphène, spinelle, tourmaline, zircon; 23. Ambalantota : béryl, chrysobéryl, corindon, grenat, vésuvianite, cordiérite, scapolite, sillimanite, sinhalite, spinelle, tourmaline, zircon; 24. Galle : béryl, chrysobéryl, corindon, sphène; 25. Matara : aigue-marine, chrysobéryl, corindon, grenat, zircon.

métamorphisme a été atteint vers 610 Ma et les roches supracrustales ont été enfouies à environ 30 km de profondeur, dans les conditions métamorphiques du faciès granulite à P = 9 kbar et T = 830°C (Schumacher et al., 1990; Faulhaber et Raith, 1991).

Le complexe CH est composé de granitoïdes et de roches supracrustales paléoprotérozoïques qui ont subi une intense charnockitisation (granite à orthopyroxène) vers 550 Ma et un métamorphisme en faciès granulite entre 550 et 540 Ma (Kröner et al., 1994). Il est constitué (Dissanayake et Chandrajith, 1999) : (i) de charnockites; (ii) de schistes à quartz, feldspath, grenat, sillimanite et graphite; (iii) de quartzites; (iv) de marbres; (v) et de gneiss à silicates calciques.

Le complexe CW est constitué de gneiss granitiques, de gneiss charnockitiques, et de granites, associés à des métasédiments semi-pélitiques à pélitiques de faciès amphibolite à granulite (Milisenda et al., 1991). Cependant, le complexe CW a subi la même tectonique du Néoprotérozoïque supérieur au Cambrien que le complexe CH. Ces deux complexes auraient fait partie du même bloc tectonique avec le sud de Madagascar, le sud de l'Inde, et la Tanzanie (Kröner et Williams, 1993).

Le complexe CV a subi un métamorphisme de degré amphibolite supérieur entre 558 et 465 Ma (Meert, 2003). Les roches composant ce complexe sont des gneiss à biotite et hornblende, associés à des bandes de métasédiments et de gneiss charnockitiques (Dissanayake et Chandrajith, 1999).

2.3.6.2 Géologie des gemmes

Le Sri Lanka possède de nombreux sites miniers situés presque exclusivement dans le sud-est du pays et uniquement dans le complexe granulitique de Highland (Figure II-32). Les gemmes sont exploitées principalement dans des placers qui proviennent du démantèlement des gisements primaires. Ce sont des corindons, de la tourmaline, de l'aigue-marine, du spinelle, du chrysobéryl, du béryl, des grenats, du sphène et de la topaze (Dissayanake et Chandrajith, 1999; Dissayanake et al., 2000).

Dissanayake et Rupasinghe (1995) classent les gisements de gemmes en types magmatique, métamorphique et sédimentaire :

- Les gisements magmatiques sont caractérisés par des pegmatites à béryls et chrysobéryl (Rupasinghe et al., 1994).
- Les gisements métamorphiques sont dans la majorité des cas démantelés par l'érosion et les gemmes déposées dans des sédiments. Cependant, quelques gisements primaires sont

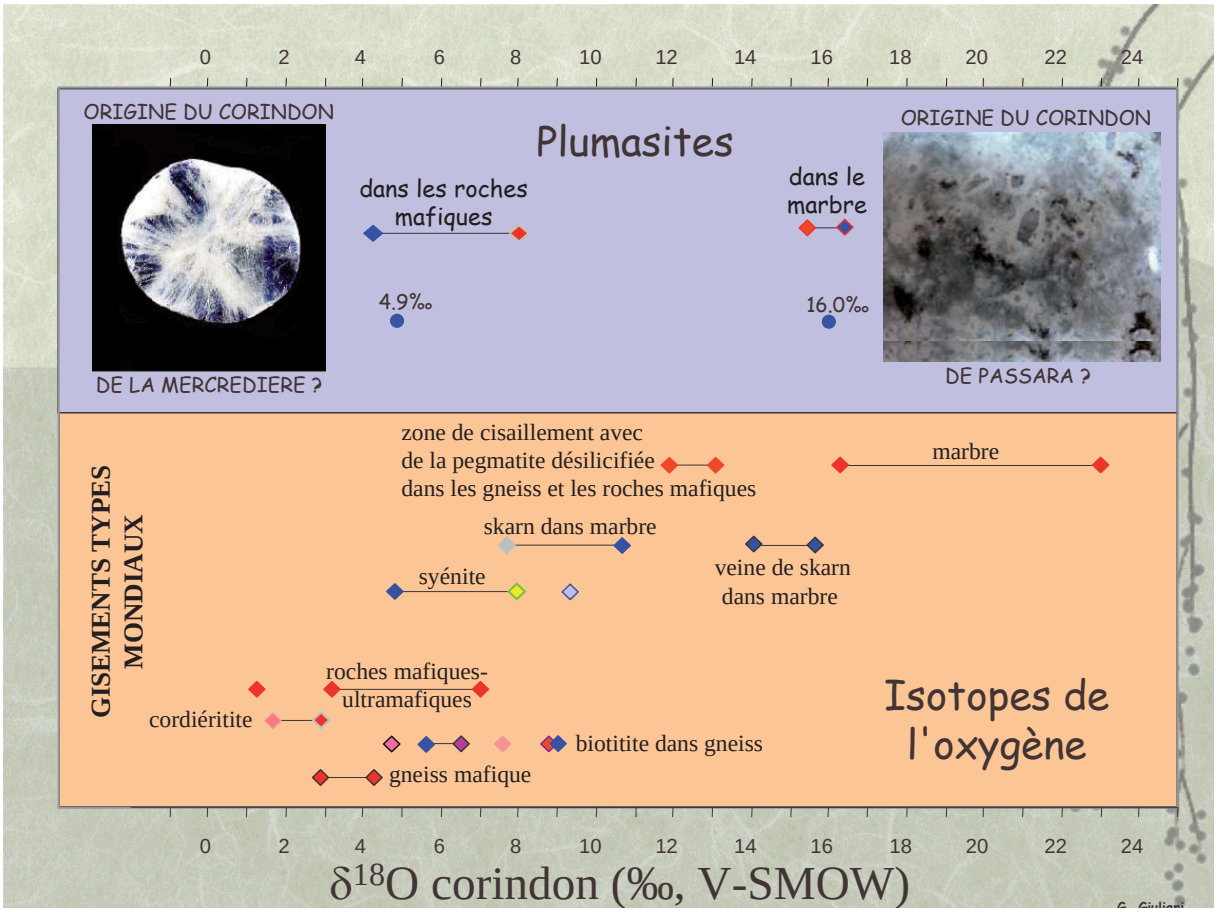


Figure II-33 : L'origine géologique des plumasites à corindons à partir de la signature de la composition isotopique en oxygène des saphirs (modifiée d'après Giuliani et al., 2005)

La plumasite de Passara au Sri lanka est une pegmatite déquartzifiée recoupant un marbre et est formée d'anorthite, scapolite, biotite, spinelle et saphir. La composition isotopique en oxygène du saphir associée est de $\delta^{18}O$ = 16 ‰, valeur qui s'intègre dans l'intervalle de valeurs défini pour les corindons associés à ce type de gisement. Par comparaison, le saphir de la plumasite à corindon de la Mercredière près de Nantes (France), qui recoupe une péridotite serpentinisée, a un $\delta^{18}O$ de 4,9 ‰ qui a été tamponné par la composition isotopique de son encaissant ultramafique.

décrits :

(i) Des plumasites à saphirs sont formées à partir de la déquartzification de pegmatites dans des marbres tels le gisement de Passara (Figure II-33). Des skarns à saphir, spinelle et scapolite sont formés dans des marbres et des gneiss calco-silicatés à Bakamuna dans la région d'Elahera (Silva et Siriwardena, 1988).

(ii) Des gneiss, des granulites et des charnockites à saphirs sont présents dans les régions d'Elahera et de Ratnapura (Munasinghe et Dissanayake, 1981).

(iii) Les gisements de corindons de Ratnapura se sont formés par un processus de déquartzification probablement causé par le métamorphisme de contact, à basse pression, lié à la mise en place de charnockites basiques et d'autres intrusions comme des sills riches en diopside dans des métasédiments alumineux (Rupasinghe et Dissanayake, 1985).

• Les gisements sédimentaires sont des dépôts alluvionnaires, éluvionnaires et résiduels (Dahanayake et al., 1980) :

(i) Les minéralisations contenues dans les alluvions sont les plus communes. Les bassins alluvionnaires font une vingtaine de mètres d'épaisseur et contiennent généralement deux à trois niveaux à gemmes (Dissanayake et al., 2000). L'espacement irrégulier entre ces niveaux, ainsi que leur forme et leur taille différentes, montrent que les courants fluviaux ont varié au cours du temps dans leur direction et intensité. Ces gisements se situent dans les anciennes terrasses alluviales et leurs plaines d'inondation. Les gemmes ont une forme arrondie témoignant d'un transport.

(ii) Les gisements éluvionnaires sont localisés sur les pentes de collines et sur les terrasses incisées par des vallées (Dissanayake et al., 2000). Les pierres y sont alors anguleuses à subarrondies.

(iii) Les gisements résiduels sont sous forme de lits déposés in-situ, et actuellement à des profondeurs de quelques centimètres à une dizaine de mètres. Ils sont exploités dans les plaines d'inondation.

2.3.7 L'Antarctique de l'Est

2.3.7.1 Géologie et géodynamique

Une grande partie des côtes actuelles de l'Antarctique de l'Est est formée de terrains archéens à mésoprotérozoïques qui ont été réactivés durant l'OAE et le métamorphisme panafricain associé. Ces formations précambriennes s'étendent depuis la Terre d'Enderby (TE) et le complexe de Napier (CN) à l'est, jusqu'à l'extrême ouest de la Terre de la Reine-Maud (TRM), voire jusqu'à la chaîne de montagnes de Shackleton (Will et al., 2010), point de départ des montagnes transantarctiques (Figure II-34).

La TRM est considérée comme la continuation vers le sud de l'OAE (Jacobs et al., 1998, 2003; Jacobs et Thomas, 2002; Grantham et al., 2003; Paulsson et Austrheim, 2003) d'où le terme d'orogenèse de l'Afrique et de l'Antarctique de l'Est proposé par Jacobs et Thomas (2002). La TRM est scindée en trois parties (Figure II-34) : (i) la TRM de l'est (TRMe); (ii) la La TRM centrale (TRMc); (iii) la TRM de l'ouest (TRMo). La TRMe est elle-même divisée en trois parties, avec d'est en ouest : (i) le complexe de Lützow-Holm (CLH); (ii) le complexe de Yamato-Belgique (CYB); (iii) les montagnes de Sør Rondane (MSR).

La TRMo aurait été en contact avec le sud-est de l'Afrique (Jacobs et Thomas, 2002) alors que le CLH dans la partie est, aurait été adjacent au Sri Lanka (Kriegsman, 1995).

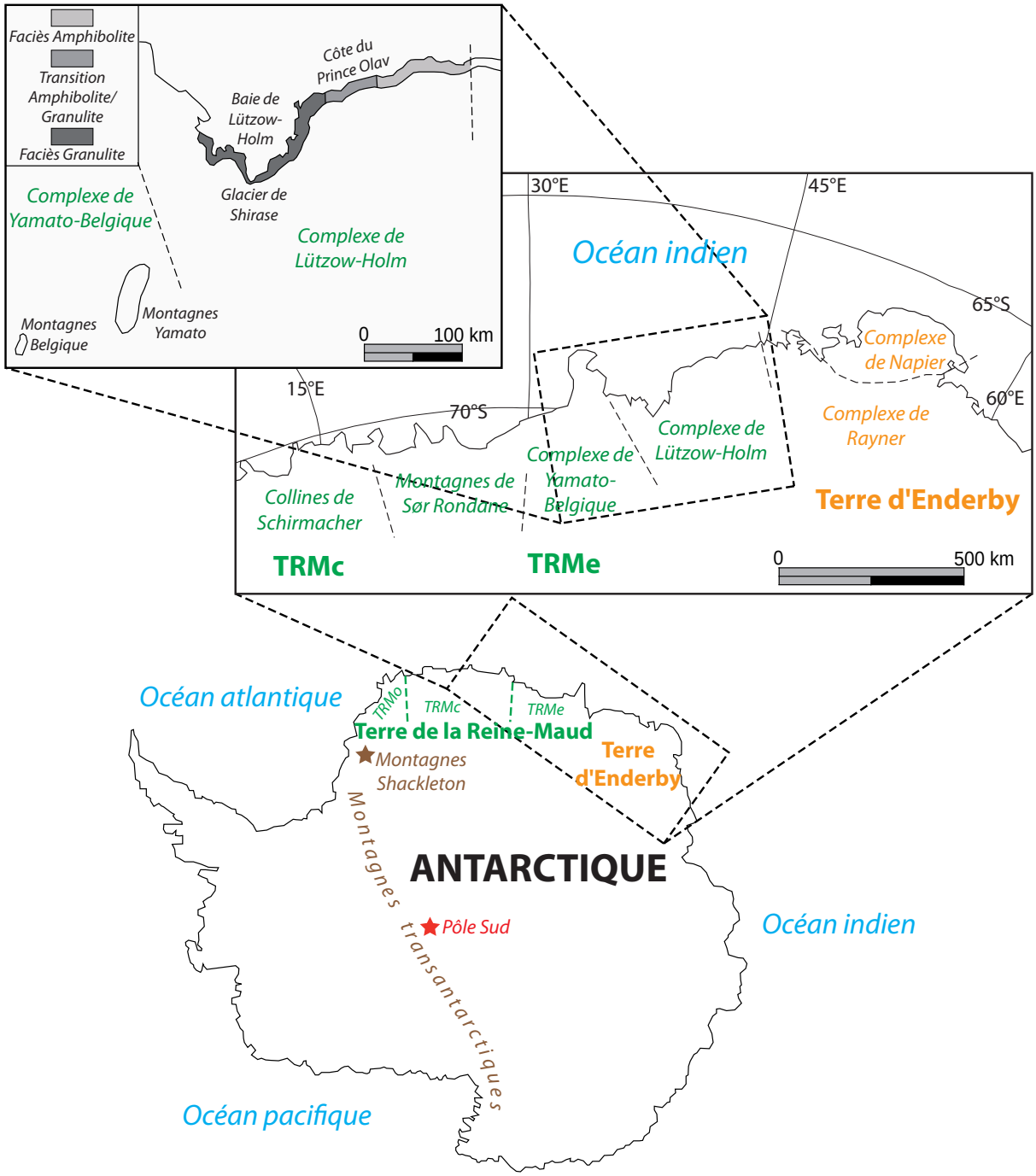


Figure II-34 : Carte de localisation de la Terre de la Reine Maud et de la Terre d'Enderby en Antarctique de l'Est ainsi que les complexes associés (modifiée d'après Shiraishi et al, 1992; 2008)

2.3.7.1.1 Les montagnes de Shackleton (MS)

Les MS (Figure II-34), chaîne de montagnes s'étendant sur 240 km d'est en ouest et sur 50 à 90 km du nord au sud, sont issues de la collision entre les cratons de l'Antarctique de l'Est

et du Kalahari (Tessensohn et al., 1999). Deux zones sont distinguées (Clarkson, 1982; Clarkson et al., 1995) : (i) la zone nord et est à roches néoprotérozoïques; (ii) la zone sud composée de roches paléoprotérozoïques affectées par un métamorphisme pan-africain entre 530 et 510 Ma (Will et al., 2010).

La zone nord et est contient des quartzites, des calcaires métamorphisés, des roches ultramafiques ainsi que des granitoïdes, des migmatites et des gneiss felsiques (Will et al., 2010). Un complexe ophiolitique (amphibolites, métagabbros, roches ultramafiques) s'est mis en place vers 530 Ma (Talarico et al., 1999) et est considéré comme un vestige de l'océan mozambicain (Tessensohn et al., 1999). L'ensemble des roches a été métamorphisé vers 520 Ma à P = 20-23 kbar et T = 710-850°C (Schmädicke et Will, 2006), puis vers 500 Ma dans le faciès amphibolite supérieur (Zeh et al., 2004; Will et al., 2009). Dans la partie la plus orientale, le métamorphisme de faciès amphibolite est daté à 600 Ma (Will et al., 2009).

La zone nord et est des MS est interprétée comme la zone de suture finale du Gondwana de l'Ouest et du Gondwana de l'Est (Will et al., 2010).

2.3.7.1.2 La partie ouest de la Terre de la Reine-Maud (TRMo)

La TRMo est divisée en deux parties par la zone de cisaillement N-S de Heimefront (Bauer et al., 2003) : (i) la partie à l'ouest de cette zone est composée de vestiges de ceintures datant du Mésoprotérozoïque et peu affectés par l'EAO; (ii) la partie à l'est de cette zone est constituée d'un socle mésoprotérozoïque retravaillé pendant l'EAO.

La partie est contient des roches métavolcaniques intrudées par des granitoïdes syntectoniques à la fin du Mésoprotérozoïque, des lentilles mafiques, ainsi que des métasédiments, dont des marbres, des gneiss à hornblende-biotite-plagioclase, des gneiss à grenat, des amphibolites, des métapélites et des quartzites. Ces roches ont été affectées par un métamorphisme de faciès amphibolite à P = 6,5 kbar et T = 650°C (Grantham et al., 1991) pendant le Pan-Africain. Les lentilles mafiques ont une signature géochimique caractéristique des basaltes de ride océanique (MORB) témoignant de l'ancienne présence d'un océan, alors que les métasédiments proviennent de dépôts de plate-forme de bassin d'arrière-arc (Grantham et Hunter, 1991).

2.3.7.1.3 La partie centrale de la Terre de la Reine-Maud (TRMc)

La TRMc est composée de séquences supracrustales épaisses avec des métasédiments et des roches métavolcaniques (Jacobs et al., 1998). L'ensemble a été affecté par plusieurs épisodes de métamorphisme de degré moyen à fort. Les roches métasédimentaires sont des schistes

à grenat et biotite, des gneiss à hornblende, des métapélites à sillimanite, des marbres et des quartzites. Elles sont accompagnées d'une unité épaisse de gneiss felsiques lités. Des intrusions granitiques, syénitiques, monzodioritiques et charnockitiques recoupent ces roches supracrustales. Deux épisodes de déformation crustale ont été identifiés : (i) entre 1130 et 1070 Ma; (ii) entre 600 et 510 Ma, lié à l'OEA. Le premier épisode est contemporain d'un magmatisme felsique lors du métamorphisme de faciès granulite. Les intrusions charnockitiques se sont mises en place vers 600 Ma. Deux périodes de métamorphisme ont suivi : (i) entre 570 et 550 Ma; (ii) entre 530 et 510 Ma.

2.3.7.1.4 La partie est de la Terre de la Reine-Maud (TRMe)

2.3.7.1.4.1 Le complexe de Lützow-Holm (CLH)

Le CLH est similaire au CH du Sri Lanka (Kriegsman, 1995) avec la présence de calcaires, pélites, roches quartzo-feldspathiques, roches basiques et ultrabasiques (Shiraishi et al., 1992; 1994). Quelques blocs de roches ultramafiques, provenant de complexes mafiques rubanés à allivalite et pyroxénite, se retrouvent dans les métasédiments. Le degré de métamorphisme évolue du faciès amphibolite, avec migmatisation, au faciès granulite. Le pic du métamorphisme en faciès granulite est estimé à P = 7-8 kbar et T = 800-850°C (Motoyoshi et al., 1989; Hiroi et al., 1991), et celui de faciès amphibolite à P = 6,5 kbar et T = 700°C (Ogo et al., 1992). Shiraishi et al. (1994) ont daté le métamorphisme entre 550 et 530 Ma par datation U-Pb sur zircon.

2.3.7.1.4.2 Le complexe de Yamato-Belgique (CYB)

Le CYB est constitué de deux chaînes de montagnes, nommées respectivement Yamato et Belgique (Figure II-34) formées principalement par des intrusions granitiques et syénitiques (Shiraishi et al., 1994). Les roches métasédimentaires associées sont de faciès amphibolite et ont des compositions quartzo-feldspathiques. Quelques roches ont atteint le faciès granulite sous les conditions P < 5 kbar et T = 700-750°C (Shiraishi et al., 1987).

2.3.7.1.4.3 Les montagnes de Sør Rondane (MSR)

Les MSR (Figure II-35) forment une des plus grandes chaînes de montagne d'Antarctique de l'Est. Elles reposent sur des roches métamorphiques de degré moyen à fort, associées à des intrusions de roches granitiques et de filons mafiques (Shiraishi et al., 1991, 1997). Les

MSR sont subdivisées en deux terrains qui sont séparés par la zone de suture de Sør Rondane (Osanai et al., 1992). Le terrain du nord-est (TNE) est formé de roches métamorphiques en faciès granulite telles que des métapélites et des métapsammites, alors que le terrain du sud-ouest (TSO) contient des roches du faciès amphibolite et schistes verts (Shiraishi et al., 2008). Les deux terrains sont intrudés par des granites, des syénites, des diorites et des filons mafiques alcalins, mis en place après l'orogenèse.

Dans le TNE, le métamorphisme prograde est en faciès granulite à P = 7-8 kbar et T = 800°C, suivi d'un métamorphisme rétrograde de faciès amphibolite à P = 5,5 kbar et T = 530-580°C (Asami et Shiraishi, 1987; Shiraishi et Kojima, 1987; Grew et al., 1989; Asami et al., 1990, 1992, 2007; Ishizuka et al., 1995). Cependant, des assemblages à saphirine, kyanite et spinelle, signalés également dans le CLH et au Sri Lanka, témoignent de conditions plus importantes pour le faciès granulite, à P = 12 kbar et T = 860-895°C, à partir du thermomètre saphirine-spinelle et du champ de stabilité de la kyanite (Asami et al., 2007).

2.3.7.1.5 La Terre d'Enderby (TE)

La TE est formée des complexes de Rayner (CR) et Napier (CN). Le CN est un complexe d'âge archéen (Black et McCulloch, 1987). Le CR est composé d'orthogneiss et de paragneiss de faciès amphibolite à granulite, associés à des couches et boudins à composantes pélitique, mafique, ultramafique et calcaire (Shiraishi et al., 1994). Sa partie ouest est parfois considérée comme le prolongement du LHC (Jacobs et Thomas, 2002). Trois épisodes tecto-no-métamorphiques sont idientifiés au cours du temps (Shiraishi et al., 1994) : (i) un épisode de métamorphisme de faciès granulite vers 960 Ma, à P = 7-8 kbar et T = 750°C (Black et al., 1987); (ii) une phase de magmatisme felsique à 770 Ma; (iii) entre 550 et 500 Ma, évidence d'un métamorphisme de faciès amphibolite qui est accompagné d'intrusions de granites et de pegmatites (Grew, 1978) ainsi que des indices de métamorphisme dans le faciès schiste vert (T = 400-500°C) localisés dans des zones de cisaillement.

2.3.7.2 Géologie des gemmes

Le premier indice de gemmes a été trouvé en 1990 par une expédition japonaise de l'Institut National de la Recherche Polaire (JARE-31) dans les montagnes de Sør Rondane dans la chaîne de Menipa (Figure II-35; Osanai et al., 1990). La minéralisation se localise dans des roches métamorphiques de faciès granulite formées de gneiss à grenat-hornblende-biotite et de gneiss à biotite et sillimanite, avec des intercalations de roches calcosilicatées, des marbres et

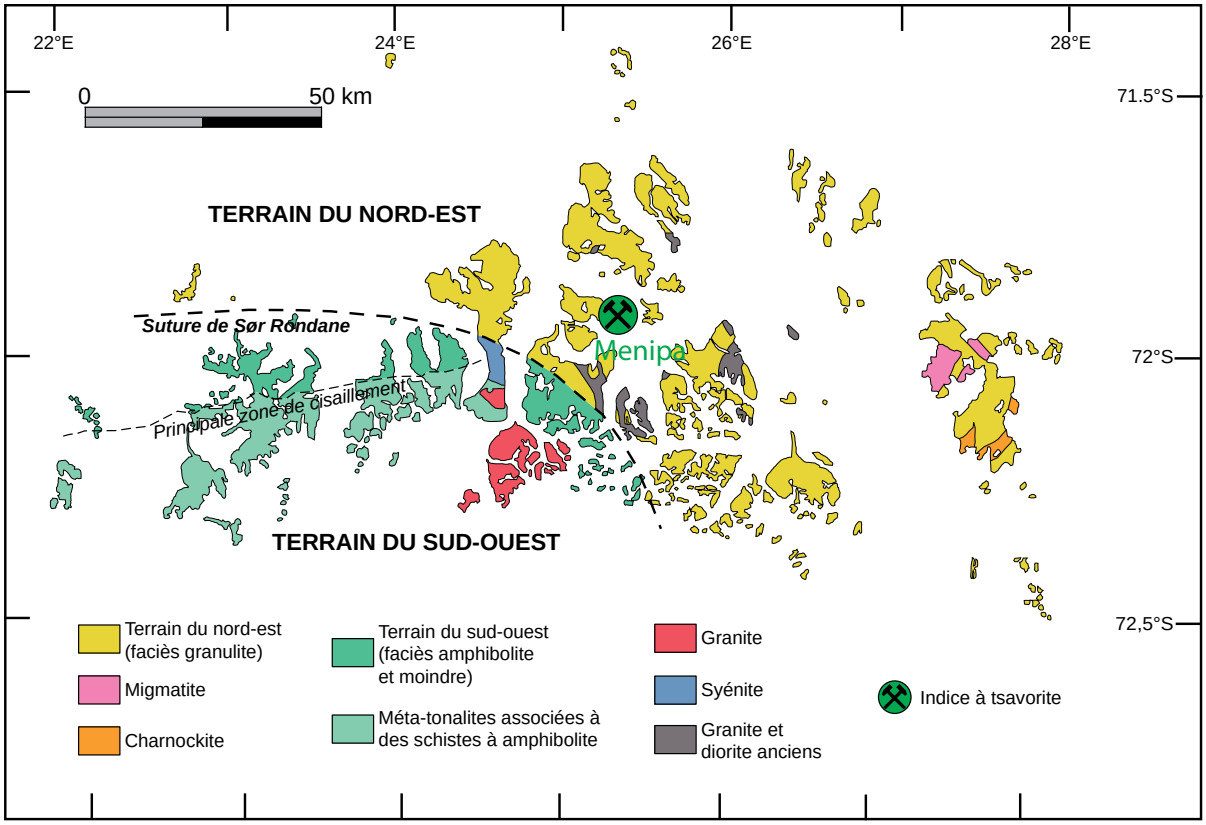


Figure II-35 : Carte géologique simplifiée des montagnes de Sør Rondane avec la localisation de l'indice à tsavorite de Menipa (modifiée d'après Osanai et al., 1992)
PZC: principale zone de cisaillement; SSR: suture de Sør Rondane.

Figure II-36 : Tsavorite d'un nodule provenant de l'indice de Menipa (photo : J. Feneyrol)
Du cœur vers la périphérie, trois zones à tsavorite (tsa) sont identifiées : tsa1, au cœur du nodule, massive et gemme; tsa2, une auréole de 1 à 10 mm d'épaissseur formée par une association symplectique de grenat, de zoïsite, de plagioclase, de quartz et de titanite; tsa3 sur la bordure en association avec la scapolite, le diopside et la titanite.

des métapélites carbonatées. Les métapélites carbonatées et graphiteuses contiennent des porphyroblastes de grossulaire vanadifère, variété tsavorite, de 0,5 à 10 cm de diamètre, dispersés dans un niveau qui a une puissance de 5 à 10 m. Les métapélites carbonatées contiennent du grenat, du diopside, de l'anorthite, du quartz, et en moindre proportion de la zoïsite vanadifère (tanzanite), du sphène vanadifère et de l'apatite (Osanai et al., 1990). Les minéraux accessoires sont la calcite, la pyrrhotite, la magnétite vanadifère et le graphite. La tsavorite présente trois générations de croissance avec du cœur vers la périphérie des nodules (Figure II-36) : (i) un cœur de tsavorite (tsa1) massive et gemme à valeur économique, mais non exploitable car l'Antarctique est une zone protégée; (ii) une auréole de 1 à 10 mm d'épaissseur développée autour du nodule formée par une association symplectique de grenat tsavorite (tsa2) en grains de 0,05 à 0,15 mm, avec de la zoïsite, du plagioclase, du quartz,et de la titanite; (iii) la bordure de l'auréole composée de tsavorite (tsa3) de 0,1-0,8 mm, scapolite, diopside et titanite. La teneur en vanadium et chrome des tsavorites varie du cœur à la périphérie depuis respectivement tsa1 ($0,61 < V_2O_3 < 0,84$ %poids et $0,04 < Cr_2O_3 < 0,09$ %poids), tsa2 ($9,91 < V_2O_3 < 14,12$ %poids et $1,01 < Cr_2O_3 < 1,38$ %poids), tsa3 ($19,03 < V_2O_3 < 21,19$ %poids et $1,82 < Cr_2O_3 < 2,00$ %poids). L'augmentation de la teneur en chromophores (V et Cr) depuis tsa1 à tsa3, passage de la composition du grenat de grossulaire à goldmanite, s'accompagne d'une augmentation dans l'intensité de la couleur verte de la tsavorite mais avec des rapports Cr_2O_3/V_2O_3 et Fe_2O_3/V_2O_3 constants. Ainsi, la substitution des cations dans le site de l'aluminium est $4V^{3+} + (Cr^{3+}, Fe^{3+}) = 5Al^{3+}$ (Osanai et al., 1990).

Shiraishi et al. (2008) ont mis en évidence dans les MSR que la sédimentation des protolithes de la tsavorite, c'est-à-dire les sédiments de type plate-forme carbonatée, s'est effectuée après 750 Ma. Ces sédiments ont subi un premier épisode de métamorphisme en faciès granulite vers 600 Ma (datation U-Pb sur zircon) qui est relié à l'orogenèse de l'OAE. Le deuxième épisode métamorphique est rétrograde et s'effectue dans le faciès amphibolite vers 570-550 Ma (datation U/Pb sur zircon). Cet épisode est relié à la formation de zones de cisaillement à grande échelle qui affectent les MRS. Ces conditions métamorphiques et la nature de la minéralisation à tsavorite sont similaires à celles décrites pour la tsavorite de la CMNM de l'Afrique de l'Est.

2.4 Les caractéristiques de la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine

2.4.1 Lithologies et gemmes

2.4.1.1 Lithologies

L'état de l'art sur la géologie et la géodynamique des différentes régions de la ceinture mozambicaine a mis en évidence des lithologies communes à chacun des ensembles (Tableau II-1) :

• Des fragments de croûte océanique sont retrouvés dans le bouclier arabo-nubien (Blasband et al., 2000), au Kenya (e.g. Mosley, 1993), à Madagascar (e.g. Collins et al., 2000), dans le sud de l'Inde (e.g. Santosh et al., 2009) et en Antarctique de l'Est (e.g. Talarico et al., 1999). Il s'agit de vestiges de l'océan mozambicain qui ont été obductés lors de sa fermeture. La séquence complète (péridotite, gabbro, basalte, métasédiments) est uniquement retrouvée dans le bouclier arabo-nubien, majoritairement constitué de croûte océanique. Le deuxième site d'importance ophiolitique de la ceinture mozambicaine est le sud de l'Inde au sein de la zone de suture de Palghat-Cauvery. La continuité de la présence de vestiges océaniques du bouclier arabo-nubien à l'Antarctique de l'Est montre bien que la ceinture mozambicaine résulte de la fermeture d'un océan.

• Des roches issues d'un magmatisme d'arc insulaire ou d'une marge continentale liée à un épisode de subduction sont signalées dans l'ensemble de la ceinture mozambicaine. Ces vestiges, à l'instar des ophiolites, sont plus fréquemment observés dans le bouclier arabo-nubien, et tendent à se raréfier en allant vers le sud.

• Les roches métamorphiques sont nombreuses au sein de la ceinture mozambicaine et constituent la grande majorité de sa surface, excepté dans le bouclier arabo-nubien. C'est pourquoi la ceinture mozambicaine est considérée comme une ceinture métamorphique. Les roches les plus fréquentes sont les marbres, les quartzites, les orthogneiss et les paragneiss à associations de biotite, de graphite, de grenat, de hornblende, de quartz, de feldspath, et de sillimanite. Les protolithes de ces roches correspondent à des dépôts de plate-forme continentale carbonatée transformés lors du métamorphisme panafricain : (i) les roches détritiques ont donné des quartzites et des gneiss pélitiques; (ii) les marnes enrichies en matière organique sont devenues des horizons de gneiss ou schistes graphiteux; (iii) les carbonates ont été métamorphisés en marbres ou en roches calco-silicatées (marbres impurs). Les orthogneiss dérivent des roches d'arc magmatique ou de croûte continentale remaniée du Mésoprotérozoïque (1600 à 100 Ma)

		BAN	KEN	TZA	MOZ	SYC	MDG	IND S	IND E	RAJ	PAK	LKA	AQ E
OPHIOLITES	Péridotite	x	T				T	x					T
	Gabbro	x						x					
	Basalte	x											
ARCS MAGMATIQUES	Andésite	x											
	Basalte	x											
	Dolérite					x						x	
	Gabbro	x					x						
	Granitoïde				T	x	x	T	T			x	
	Métavolcanite	x											
	Serpentinite		x	x			x						x
	Syénite						x						
	Tonalite	x											x
	Tuffs	x											
ROCHES METAMORPHIQUES	Amphibolite		x	x			x	x		x			
	Calc-silicates			x			x	x	x	x	x	x	x
	Charnockite/Enderbite			x	x		x	x	x			x	x
	Chert	x	x										
	Gn. à biotite		x	x			x	x		x	x	x	x
	Gn. graphiteux		x	x			x	x	x	x	x	x	x
	Gn. à grenat		x	x			x	x	x	x		x	x
	Gn. à hornblende		x	x			x	x				x	x
	Gn. à kyanite			x								x	x
	Gn. (semi-)pélitique		x	x			x	x	x		x		x
	Gn. quartzo-feldspathique		x	x			x	x				x	x
	Gn. à sillimanite		x	x			x	x		x		x	x
	Granulite		x	x	x		x	x	x				
	Marbre	x	x	x			x	x			x	x	x
	Migmatite		x	x	x		x	x	x				x
	Orthogneiss			x	x	x	x	x					
	Quartzite		x	x			x	x	x		x	x	x
INTRUSIONS EXTENSIVES	Diorite	x											x
	Gabbros anorthosiques		x	x								x	
	Granitoïde	x		x	x		x			x	x	x	x
	Pegmatite		x							x			
	Tonalite	x											
	Syénite												x

Tableau II-1 : Récapitulatif des lithologies rencontrées dans la CMNM
BAN : bouclier arabo-nubien; KEN : Kenya; TZA : Tanzanie; MOZ : Mozambique; SYC : Seychelles; MDG : Madagascar; IND S Inde du Sud; IND E : Inde de l'Est; RAJ : Rajasthan; PAK : Pakistan; LKA : Sri Lanka; AQ E : Antarctique de l'Est; T : traces.

au Mozambique, à Madagascar, en Inde, au Sri Lanka et en Antarctique de l'Est.

• Des intrusions liées à l'extension post-orogénique sont également retrouvées dans l'ensemble de la ceinture mozambicaine. Il s'agit souvent de granitoïdes et/ou de gabbros anorthosiques.

2.4.1.2 Gemmes

Cette similitude des lithologies est confirmée par les ressources contenues dans l'ensemble de la ceinture mozambicaine, notamment les gemmes (Tableau II-2). La ceinture mozambicaine est considérée à juste titre comme une ceinture à rubis par Malisa et Muhongo (1990) ou une ceinture à graphite et à gemmes par Dissayanake et Chandrajith (1999). En outre, la ceinture mozambicaine contient des gemmes uniques au monde comme la tanzanite,

	BAN	KEN	TZA	MOZ	SYC	MDG	IND S	IND E	RAJ	PAK	LKA	AQ E
Aigue-marine		x	x			x	x				x	
Alexandrite			x			x	x					
Almandin			x				x				x	
Amazonite		x	x			x						
Améthyste		x	x			x	x				x	
Amphibole		x	x			x						
Andalousite											x	
Apatite		x	x			x	x				x	
Axinite											x	
Bronzite							x					
Chrysobéryl						x					x	
Chrysoprase			x			x						
Citrine											x	
Cordiérite		x	x			x	x				x	
Corindon		x	x	x		x	x				x	x
Démantoïde						x						
Diopside		x				x	x				x	
Ekanite			x								x	
Emeraude	x		x	x		x	x		x		x	
Epidote			x								x	
Grenat 'color-change'		x	x			x						
Kornérupine		x	x			x	x				x	
Kyanite			x									x
Hessonite		x	x			x						
Labradorite						x	x					
'Malaya'			x			x						
Moonstone (pierre de lune)		x	x			x						
Oligoclase		x				x						
Olivine		x	x									
Opale			x			x						
Phénakite											x	
Pyrope			x				x				x	
Rhodolite		x	x			x						
Scapolite			x			x					x	
Sinhalite			x								x	
Spessartine			x			x					x	
Spinelle		x	x			x	x				x	x
Sphène						x					x	
Sunstone (pierre de soleil)			x			x	x					
Taaffeite											x	
Tanzanite		x	x			x						
Topaze		x	x	x		x	x				x	
Tourmalines		x	x	x		x	x				x	
Tsavorite		x	x			x						x
Turquoise		x	x									
Vésuvianite											x	
Zircon		x	x			x					x	

Tableau II-2 : Récapitulatif des gemmes de la CMNM

BAN : bouclier arabo-nubien; KEN : Kenya; TZA : Tanzanie; MOZ : Mozambique; SYC : Seychelles; MDG : Madagascar; IND S Inde du Sud; IND E : Inde de l'Est; RAJ : Rajasthan; PAK : Pakistan; LKA : Sri Lanka; AQ E : Antarctique de l'Est.

la tsavorite, les grenats à changement de couleur et les grenats 'malaya'. La diversité des gemmes de haute valeur économique de la ceinture mozambicaine en fait une aire d'exploitation gemmifère importante et une plus-value pour chacun des pays concernés. Dans le bouclier arabo-nubien, les gisements de gemmes sont différents et l'émeraude est associée aux ophiolites et aux arcs magmatiques (séries volcanosédimentaires) marqués par la quasi-absence de roches métamorphiques. L'est de l'Inde avec la ceinture de Ghats est quasiment dépourvue de gemmes, avec seulement quelques indices à rubis. Pour l'Antarctique de l'Est, il y a un certain manque de données dû à l'accessibilité difficile du territoire. Cependant l'indice à tsavorite des montagnes de Sør Rondane (Osanai et al., 1990), ainsi que des assemblages à saphirine, kyanite et spinelle (Asami et al., 2007), témoignent d'un probable potentiel gemmifère.

2.4.2 Déformation et métamorphisme

La ceinture mozambicaine est une zone de collision caractérisée par des plis, des chevauchements, des cisaillements et une migmatisation. Des marqueurs communs de ces épisodes tectoniques sont signalés dans l'ensemble de la ceinture mozambicaine :

- Les plis sont majoritairement isoclinaux (Kenya, Tanzanie, Madagascar, Antarctique de l'Est) et d'orientation NE-SW à NW-SE. Des plis cylindriques sont également présents au Kenya, ainsi que des plis asymétriques à Madagascar.
- Les zones de cisaillement sont le témoin d'une collision oblique (compression transpressive) entre les fragments du Gondwana. Les fractures cisaillantes sont souvent sénestres (Egypte, Kenya, Tanzanie, Antarctique de l'Est) avec des plongements quasi-verticaux (Tanzanie), et sont orientées pour la plupart NW-SE. Quelques cisaillements conjugués dextres sont orientés NE-SW, comme la ceinture de Lurio au Mozambique (Jacobs et Thomas, 2002).

Ces déformations sont accompagnées d'un métamorphisme de faciès amphibolite supérieur à granulite dans l'intervalle P = 6-10 kbar et T = 600-850°C (Tableau II-3). Le métamorphisme s'est déroulé en plusieurs épisodes compris entre 900 et 500 Ma. Le pic du métamorphisme semble avoir été atteint entre 650 et 500 Ma suivant les régions, avec des âges décroissants du nord au sud. Les différents épisodes s'exliquent par la collision successive de plusieurs micro-continents présents dans l'océan mozambicain (Jacobs et Thomas, 2002).

2.4.3 Le puzzle de la ceinture néoprotérozoïque métamorphique mozambicaine

La ceinture mozambicaine résulte de l'assemblage de fragments du : (i) Gondwana de

	FACIES	PRESSION (kbar)	TEMPERATURE (°C)	AGE (Ma)	REGION
BOUCLIER ARABO-NUBIEN	Amphibolite	7	650-700	620-580 640-530	*Arabie Saoudite* *Israël*
	?			600 600-580	*Soudan* *Ethiopie*
KENYA	Granulite	7,5-9,5 10-12	760-820 760-840	820 / 760 / 620	*Taita* *Voi*
	Amphibolite	5,4-6,7	620-670		*Taita*
	Schiste vert			530	
TANZANIE	Granulite	8-11	700-850	645-640 625-605 650-625 655-614	*Pare* *Usambara* *Uluguru* *Furua*
	Amphibolite	7,7-9,1 6-6,5	600-740 610-670	600	*Merelani* *Merelani*
	Schiste vert à amphibolite			620-560	
MOZAMBIQUE	Granulite	15,7	950	735-610 557	*Lurio Belt*
MALAWI	Granulite			570-550	
ZIMBABWE	Amphibolite			535	
MADAGASCAR	Granulite	9-11	700-850	650-610 519	*Vohibory* *Bemarivo*
INDE DU SUD	Granulite	7-11 5-9 20 8,5-9	950-1150 750-1000 1000 940-1040	900-600 513 600-500 548-526	*Madurai* *Trivandrum* *ZCPC* *ZCA*
INDE DE L'EST	Granulite	6-8	800-850	1000-950	
	Amphibolite	4,5	650	550-500	
SRI LANKA	Granulite	9	830	610-500	
ANTARCTIQUE DE L'EST	Eclogite	20-23	710-810	520	*RS*
	Granulite	7-8 12 7-8 7-8	800-850 860-895 750 800	 960 600 570-510	*CLH* *CLH* *CR* *MSR* *TRMc*
	Amphibolite	6,5 5,5 6,5	700 530-580 650	550-530 570-550	*CLH* *MSR* *TRMo*
	Schiste vert à amphibole			550-500	*CR*

Tableau II-3 : Récapitulatif des épisodes métamorphiques de la CMNM

ZCA : zone de cisaillement d'Achankovil; TRMc : partie centrale de la terre de la Reine-Maud; CLH : complexe de Lützow-Holm; ZCPC : zone de cisaillement de Palghat-Cauvery; CR : complexe de Rayner; MS : montagnes de Shackleton; MSR : montagnes de Sør Rondane.

l'Est avec les cratons et domaines mésoprotérozoïques malgaches, indiens, sri lankais et de l'Antarctique de l'Est; (ii) Gondwana de l'Ouest avec les cratons du Congo et du Kalahari. Cette orogenèse a en outre formé la région du bouclier arabo-nubien. Cependant les limites entre ces différents domaines ne sont pas toujours clairement définies.

La zone de suture entre les deux parties du Gondwana dans le bouclier arabo-nubien est la suture de Nabitah, située en Arabie Saoudite et qui se prolonge au Yémen (Figure II-3). Cette suture témoigne d'un épisode de compression transpressive (Caby, 1982) et sépare deux croûtes différentes : une océanique juvénile à l'ouest, et une continentale ou à influence continentale archéenne à paléoprotérozoïque à l'est (Pallister et al., 1988; Harris et al., 1990).

La zone de suture se poursuit au Kenya à l'ouest de l'ophiolite de Baragoi (Figure II-6), au niveau de la zone de cisaillement sénestre de Barsaloi, jusqu'à Taita et Dar-es-Salaam en Tanzanie (Shackleton, 1996). Cette suture se prolonge à Madagascar par celle d'Ifanadiana-Angavo, qui contient des vestiges sédimentaires de l'océan mozambicain (Collins et al., 2000; Raharimimahefa et Kusky, 2006). Raharimahefa et Kusky (2006) et Emmel et al. (2008) proposent de relier la suture d'Ifanadiana-Angavo à la zone de suture de Palghat-Cauvery en Inde car elles correspondent à des zones de fermeture d'océan (Figure II-26). La suture entre les deux parties du Gondwana se poursuit jusqu'en Antarctique de l'Est dans la région des complexes de Lützow-Holm et de Rayner (Harris et al., 1994; Kriegsman, 1995). Cependant sa localisation et son extension restent inconnues, même si Grunow et al. (1996) la prolongent jusqu'à l'est des montagnes de Sør Rondane.

Un des points qui est le plus sujet à débat est la position du Sri Lanka lors de la formation de la ceinture mozambicaine : (1) entre l'Inde, Madagascar et l'Antarctique (Figure II-1; Smith et Hallam, 1970; De Wit et al., 1988; Kröner, 1991); (2) entre l'Inde, le Mozambique et le complexe de Lützow-Holm (Figure II-37; Kriegsman, 1995). La deuxième hypothèse est la plus vraisemblable (Jacobs et Thomas, 2002). Le complexe de Lützow-Holm en Antarctique de l'Est est alors considéré comme un point triple de jonction entre l'Antarctique de l'Est, le Sri Lanka et le Mozambique (Kriegsman, 1995; Jacobs et Thomas, 2002).

2.5 Conclusions

La définition de la ceinture néoprotérozoïque métamorphique mozambicaine a beaucoup évoluée depuis la première définition de Holmes (1951) qui la décrivait comme une ceinture orogénique formée vers 1300 Ma, s'étendant dans le centre-est et le sud-est du continent africain. Un demi-siècle plus tard, Meert (2003) l'interprète comme une zone de suture entre le

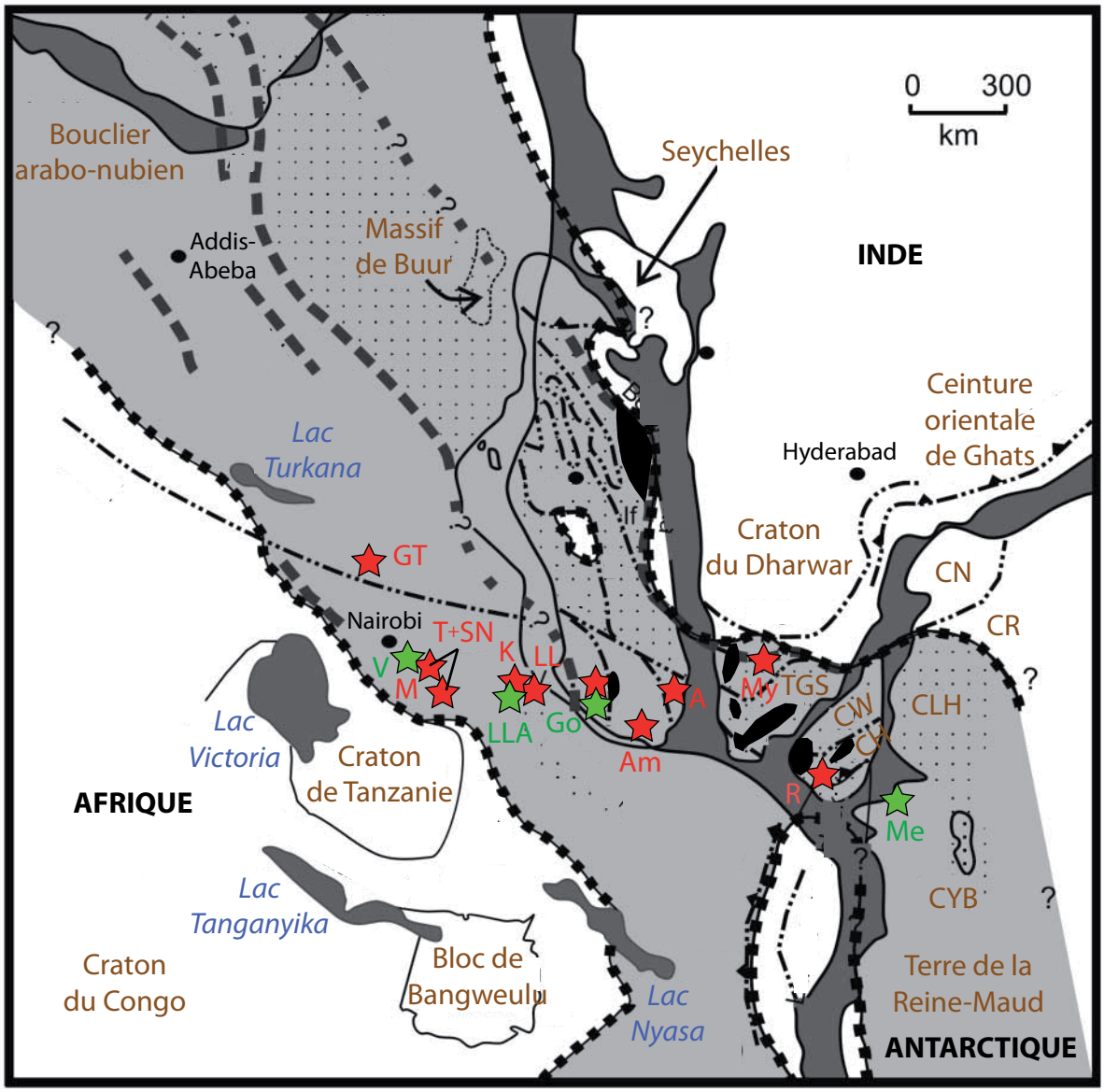


Figure II-37 : Juxtaposition du Sri Lanka, du sud de l'Inde, de Madagascar, de l'Antarctique et de l'Afrique dans le supercontinent Gondwana et localisation des gisements de corindons et de tsavorite (modifiée d'après Service Géologique de Madagascar, 1977; Collins et Windley, 2002; Dissayanake et Chandrajith, 1999; Mercier et al., 1999)

CH : complexe de Highland; CLH : complexe de Lützow-Holm; CN : complexe de Napier; CR : complexe de Rayner; CW : complexe de Wanni; CYB : complexe de Yamato-Belgique; TGS : terrain granulitique du sud. A : Andranondambo; Am : Ambosoary; GT : Garba Tula; Go : Gogogogo; K : Kalalani; LL : Longido-Lossogonoï; LLA : Lelatema; M : Mangari; Me : Menipa; My : Mysore; R : Ratnapura; T+SN : Twiga-Si Ndoto.

Gondwana de l'Est et le Gondwana de l'Ouest, et dont la formation est datée entre 750 et 620 Ma lors des évènements de l'orogenèse de l'Afrique de l'Est (Figure II-38) : elle s'étend du bouclier arabo-nubien à l'Antarctique de l'Est.

Après ce parcours géologique depuis la Méditérannée orientale jusqu'à l'Antarctique, la ceinture mozambicaine et sa ceinture de gemmes peuvent être définies de la façon suivante :

- une ceinture orogénique N-S résultant de la fermeture de l'océan mozambicain qui suture une partie du Gondwana de l'Est avec une partie du Gondwana de l'Ouest.
- une ceinture orogénique formée entre 700 et 500 Ma (phases d'obduction et de collision) lors de l'orogenèse de l'Afrique et de l'Antarctique de l'Est.
- une ceinture orogénique affectée par un régime transpressif sénestre.
- une ceinture orogénique qui a subi un métamorphisme en faciès amphibolite supérieur à granulite (P = 6-10 kbar et T = 600-850°C).
- une ceinture orogénique composée principalement de vestiges ophiolitiques et d'arcs magmatiques, de quartzites, de gneiss pélitiques, de gneiss graphiteux, de marbres (protolithes néoprotérozoïques = ceinture néoprotérozoïque métamorphique mozambicaine au sens strict) et de croûtes remaniées au Pan-Africain et d'âge mésoprotérozoïque à plus ancien (protolithe pré-Néoprotérozoïque = ceinture néoprotérozoïque métamorphique mozambicaine au sens large).
- une ceinture orogénique à haut potentiel gemmifère notamment rubis, saphir, tsavorite et tanzanite.

Il existe une dualité dans la ceinture mozambicaine (Pinna, 1995) : (i) le bouclier arabo-nubien et les Seychelles, vestiges d'un ancien océan et de zones d'accrétion d'arc, sans ressources gemmifères notoires; (ii) du Kenya à l'Antarctique, zone de collision continent-continent à fortes ressources gemmifères de haute valeur économique. Il est à noter que dans ce deuxième ensemble, le Kenya et la Tanzanie se distinguent par d'importantes surfaces métasédimentaires issues de dépôts de plate-forme continentale carbonatée, alors que les autres régions comportent plutôt de la croûte plus ancienne remaniée lors des évènements panafricains.

A partir de cette définition, il est possible de proposer les limites géographiques suivantes pour la ceinture néoprotérozoïque métamorphique mozambicaine (Figure II-39) :

- La ceinture néoprotérozoïque métamorphique mozambicaine au sens strict correspond aux terrains formés ou très fortement remaniés au Néoprotérozoïque lors des évènements de l'orogenèse de l'Afrique de l'Est et à fort potentiel gemmifère : Afrique de l'Est, sud de Mada-

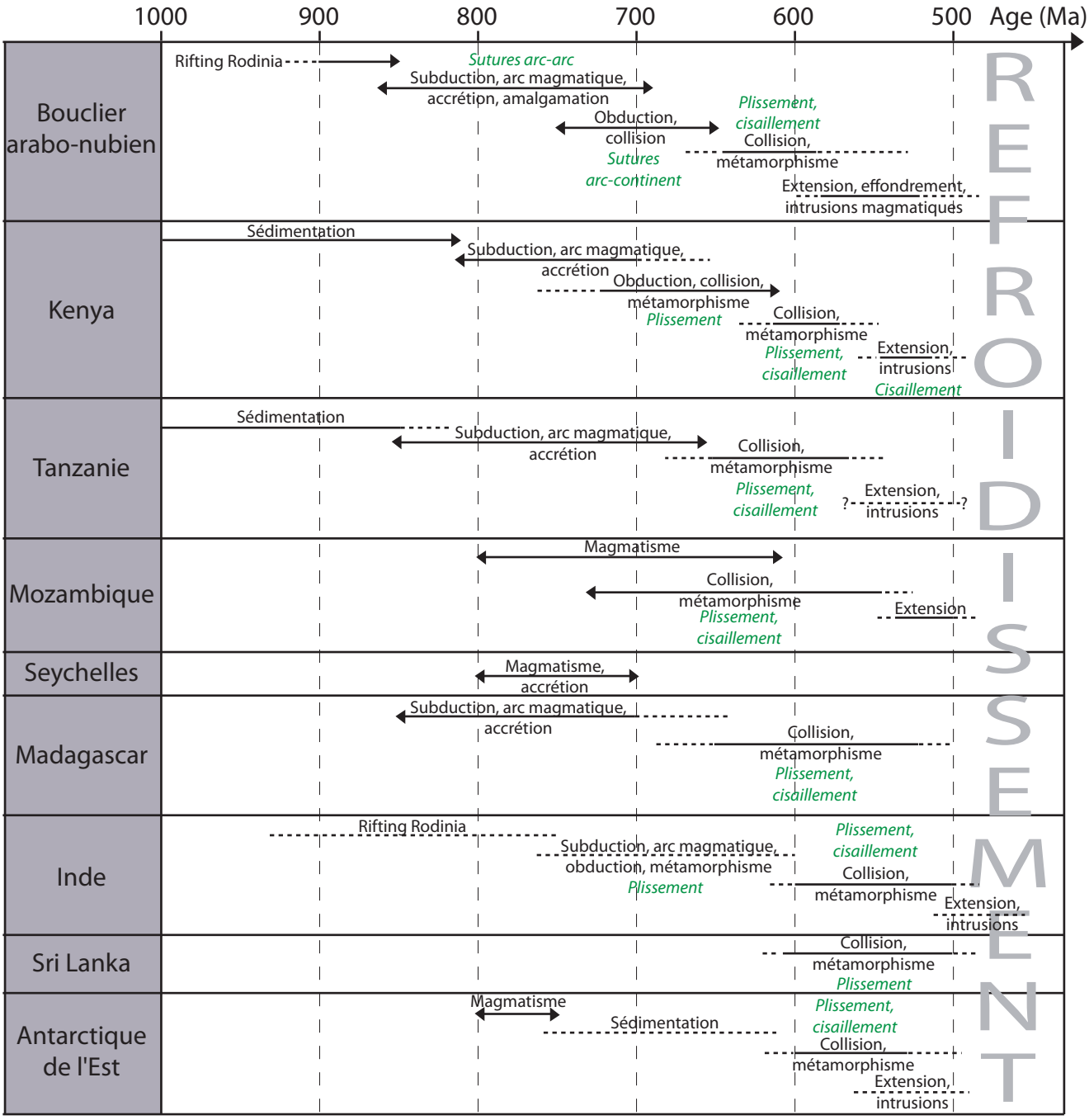


Figure II-38 : Chronogramme des évènements affectant les différentes parties de la CMNM au Néoprotérozoïque

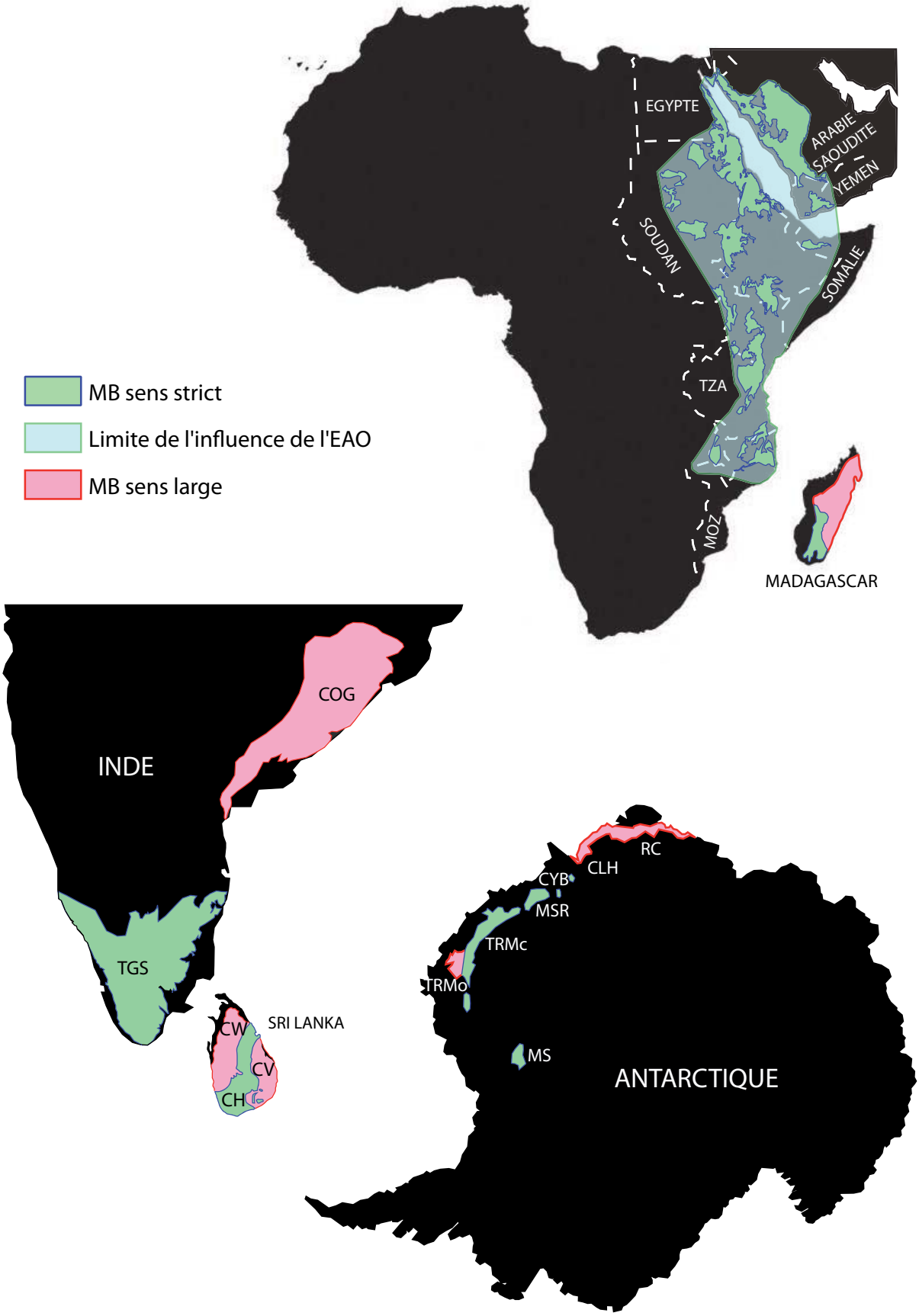


Figure II-39 : Proposition de localisation géographique actuelle de la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine

gascar, les terrains granulitiques du sud en Inde, le complexe de Highland au Sri Lanka, et la Terre de Reine-Maud (dont les montagnes de Sør Rondane) et les montagnes de Shackleton en Antarctique de l'Est (Figure II-37).

• La ceinture néoprotérozoïque métamorphique mozambicaine au sens large correspond aux terrains à 1 Ga et antérieurs faiblement remaniés lors de l'orogenèse de l'Afrique de l'Est, et à très faible potentiel gemmifère : nord de Madagascar, la ceinture de Ghats en Inde, les complexes de Viyajan, Kadugannawa et Wanni au Sri Lanka, les complexes de Lützow-Holm et de Rayner ainsi que l'extrême ouest de la partie ouest de la Terre de la Reine-Maud en Antarctique de l'Est.

CHAPITRE III

LES GRENATS

3.1 L'histoire des grenats

De nos jours, les grenats sont principalement utilisés en joaillerie. Cette pratique remonte à des temps très anciens (Gilg et al., 2008) : le plus vieil objet d'art connu est un sceau cylindrique composé de grossulaire vert translucide, et appartenant au scribe du roi sumérien Ibbi-Sin (XXIème siècle av. JC) de la cité d'Ur en Mésopotamie (actuel sud de l'Irak). Un exemple d'un tel sceau est exposé de nos jours au British Museum (Figure III-1). Jusqu'au début de l'âge de fer (vers 1200 av. JC), l'utilisation des grenats demeure rare car les pierres sont difficiles à travailler. L'apparition de nouveaux outils et l'instauration de nouveaux marchés entre la Grèce, l'Asie et l'Afrique, suite à la conquête de l'empire perse par Alexandre le Grand (330 av. JC), ont développé l'utilisation des grenats par les hommes (Gilg et al., 2008).

Théophraste (372-288 av. JC) fut le premier à décrire des grenats rouges dans un ouvrage consacré aux minéraux, *Peri Lithon* ('Des Pierres') : «ce sont des pierres qui ressemblent à des braises incandescentes de charbon à la lumière du Soleil, mais qui ne sont pas combustibles, et qui sont idéales pour la gravure». En référence à cette similitude avec le charbon, Théophraste nomma ces grenats *anthrax* (*carbunculus* dans les pays latins). Durant l'Antiquité, les grenats sont encore rares sur le marché : une seule pierre pouvait valoir 40 statères d'or (pièces grecques; 1 statère d'or pèse 7,8 g). Il existait seulement trois ports qui faisaient le commerce et la taille des grenats : Carthage (Tunisie), Marseille (France), et Milet (Turquie). Les pierres vendues à Carthage provenaient probablement d'Afrique de l'Ouest; celles de Marseille étaient issues des Alpes ou d'autres sites européens; et celles de Milet du sud-ouest de la Turquie (Gilg et al., 2008).

A la chute de l'empire romain en 476, le grenat rouge devint la gemme la plus utilisée, et ce jusqu'au VIIème siècle. Il était alors utilisé pour des objets confectionnés par la technique du 'cloisonné' (poignée d'épée, broches, bracelets,...). Un objet 'cloisonné' est composé de cellules remplies par une pierre comme le grenat, et qui sont séparées par de fines cloisons de métal comme l'or (Figure III-2). En Europe, aux Vème et VIème siècles, le grenat dominant dans le commerce est l'almandin provenant d'Inde. Au VIIème siècle, l'utilisation de la technique du 'cloisonné' s'estompa en même temps que débarquaient sur les marchés les pyropes européens.

Dans le monde arabe, les minéralogistes distinguaient déjà les grenats du rubis, du spinelle et de la tourmaline selon leurs duretés, densités, et leurs réactions à un traitement ther-

Figure III-1 : Sceau en grossulaire vert et son moule en argile (photo : © British Museum)

Ce sceau cylindrique (à droite), dont les dimensions sont de 1,4 cm pour le diamètre et de 4,3 cm pour la hauteur, est daté vers 720-700 av. J.C. Il représente une scène d'adoration de la déesse assyrienne et babylonienne Ishtar. Les détails de la gravure sont représentés sur le moule en argile (à gauche).

Figure III-2 : Fibule 'cloisonnée' ronde de la reine Arnegonde (photo : © Musée du Louvre)

Cette fibule de la femme du roi Clotaire Ier (511-561) est composé d'or cloisonné de grenats almandins. Une fibule est une agrafe qui sert à fixer les extrémités d'un vêtement.

Figure III-3 : Camée (photo : © Christie's) et intaille en hessonite (photo : © British Museum)

Le camée (à gauche) en hessonite, variété orange de grenat grossulaire, est de l'époque romaine (IIème siècle ap. J.C.) et représente le visage en relief d'un homme. L'intaille, accompagné du moule de sa gravure en creux, représente l'étoile Sirius de la constellation du Grand Chien.

mique. Cette distinction était beaucoup moins évidente en Europe. A la fin du XIème siècle, Constantin l'Africain traduisit le terme arabe pour rubis, *yāqūt ahmar*, en latin, *granatus*. Ce terme se propagea alors en Europe, mais se référait à une variété rouge de la grenade (fruit), *pomegranate*. C'est au XIIIème siècle, par l'intermédiaire d'Albert le Grand dans son ouvrage *Des minéraux*, que *granatus* remplaça *carbunculus*, et devint l'origine du terme 'grenat' actuel.

Du Moyen-Age à la Renaissance, le grenat fut peu utilisé. Sa notoriété s'accrut à nouveau au XVIIème siècle lorsqu'il fut utilisé pour des objets ornementaux, et se perpétua au XVIIIème siècle, avec l'utilisation des techniques (Figure III-3) de camée (pierre gravée en relief) et d'intaille (pierre gravée en creux). A partir du XVIIIème siècle et jusqu'à nos jours, la définition du terme 'grenat', désignant uniquement les pierres rouges, évolua avec les découvertes d'autres espèces de couleurs différentes.

3.2 Minéralogie des grenats

3.2.1 Formules chimiques et propriétés générales des grenats

Les grenats représentent un groupe minéral comportant quinze espèces (Tableau III-1), le plus souvent retrouvées au sein de roches métamorphiques (Deer et al., 1997). Ces espèces représentent les pôles de diverses séries isomorphes (Figure III-4). Il est rare qu'un grenat ait une composition de pôle pur : il forme une solution solide de plusieurs pôles, généralement deux. Il est alors nommé d'après l'espèce ayant la composante moléculaire la plus importante.

La formule chimique de toutes les espèces de grenat s'écrit $X_3Y_2(ZO_4)_3$ où X, Y et Z correspondent à des cations de valence 2 (Ca^{2+}, Mn^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}), 3 (Al^{3+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}, V^{3+}, Ti^{3+}, Zr^{3+}) et 4 (Si^{4+}, Ti^{4+}, Al^{4+}) respectivement (Geller, 1967; Rickwood, 1968). Z est essentiellement du Si : la formule des grenats est plus communément $X_3Y_2(SiO_4)_3$. Il s'agit donc d'un minéral silicaté.

Winchell (1933) a regroupé les six espèces principales de grenat, correspondant aux plus abondantes, en deux groupes :

- Le premier groupe rassemble les grenats alumineux, c'est-à-dire ceux dont le site Y est occupé par le cation Al^{3+}. Il est dénommé 'pyralspite' en référence aux trois espèces qui le composent : PYRope, ALmandin et SPessartine.
- Le second groupe est composé des grenats dont le site X est occupé par Ca^{2+}, et est appelé groupe des 'grandites'. Le GRossulaire et l'ANDradite en font partie; par extension l'Uvarovite appartient à ce groupe qui est alors nommé 'ugrandite'.

GROUPE	ESPECE	FORMULE CHIMIQUE	DURETE	DENSITE	INDICE DE REFRACTION	MAILLE ELEMENTAIRE (Å)
Pyralspite						
	Pyrope	$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$	7,0 - 7,5 (2)	3,58 (1)	1,714 (1)	11,459 (1)
	Almandin	$Fe_3^{2+}Al_2(SiO_4)_3$	7,0 - 7,5 (2)	4,32 (1)	1,830 (1)	11,526 (1)
	Spessartine	$Mn_3^{2+}Al_2(SiO_4)_3$	7,0 - 7,5 (2)	4,19 (1)	1,800 (1)	11,621 (1)
Ugrandite						
	Grossulaire	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$	6,5 - 7,0 (2)	3,59 (1)	1,734 (1)	11,851 (1)
	Andradite	$Ca_3Fe_2^{3+}(SiO_4)_3$	6,5 - 7,0 (2)	3,86 (1)	1,887 (1)	12,056 (1)
	Uvarovite	$Ca_3Cr_2(SiO_4)_3$	6,5 - 7,5 (2)	3,83 (1)	1,865 (1)	11,996 (1)
Autres						
	Caldérite	$Mn_3^{2+}Fe_2^{3+}(SiO_4)_3$	7,0 (2)	4,05 (3)	1,875 - 1,934 (2)(3)	11,807 (3)(4)
	Goldmanite	$Ca_3V_2^{3+}(SiO_4)_3$	7,0 (2)	3,74 (5)	1,821 (5)	12,011 (5)
	Hibschite	$Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$ $0,2 < x < 1,5$	6,0 - 6,5 (6)	3,05 - 3,13 (6)	1,670 - 1,677 (6)	12,020 - 12,220 (2)
	Katoïte	$Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$ $1,5 < x < 3,0$	5,0 - 6,0 (9)	2,76 (7)	1,632 (7)	12,286 - 12,358 (7)(8)
	Kimzeyite	$Ca_3(Zr, Ti)_2[(Si, Al, Fe^{3+})O_4]_3$	7,0 (10)	4,00 (10)	1,940 (10)	12,460 (10)
	Knorringite	$Mg_3Cr_2^{3+}(SiO_4)_3$	~7,0 (2)	3,83 (11)	1,803 (11)	11,622 - 11,650 (4)(11)
	Majorite	$Mg_3(Fe_2^{3+}, Al, Si)_2(SiO_4)_3$	7,0 - 7,5 (2)	~4,00 (2)	1,800 (9)	11,524 - 11,543 (2)
	Morimotoïte	$Ca_3TiFe^{2+}(SiO_4)_3$	7,5 (12)	3,75 (2)	1,995 (12)	12,163 (12)
	Schorlomite	$Ca_3(Ti^{4+}, Fe^{3+})_2[(Si, Fe^{3+})O_4]_3$	7,0 - 7,5 (2)	3,69 - 3,88 (2)	1,940 - 1,980 (2)	12,090 - 12,145 (2)

Tableau III-1 : Les espèces de grenats et leurs propriétés principales

(1) Deer et al., 1992; (2) Anthony et al., 1995; (3) Dunn, 1979; (4) McConnell, 1966; (5) Moench et Meyrowitz, 1964; (6) Belyankin et Petrov, 1941; (7) Passaglia et Rinaldi, 1984; (8) Ferro et al., 2003 (9) mindat.org; (10) Milton et al., 1961; (11) Nixon et Hornung, 1968; (12) Henmi et al., 1995.

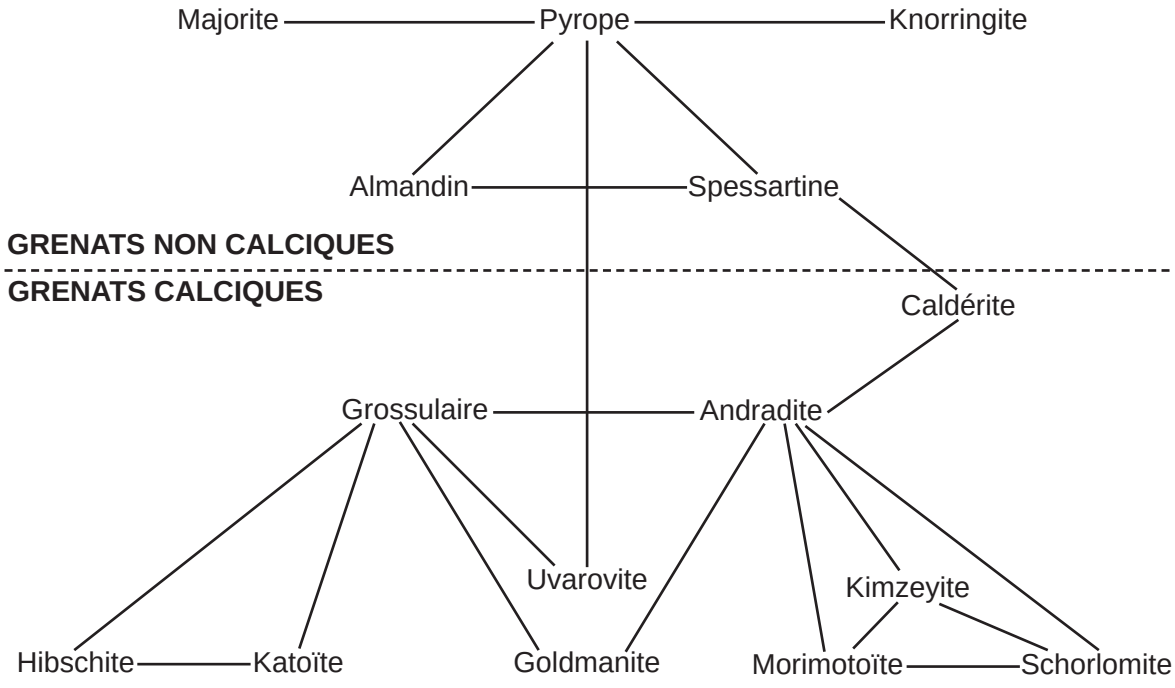


Figure III-4 : Pôles et solutions solides continues des grenats (modifiée d'après Flies, 2008)

Les neuf autres espèces sont plus rares et ont un intérêt économique très limité. Il s'agit de la caldérite, de la goldmanite, de l'hibschite, de la katoïte, de la kimzeyite, de la knorringite, de la majorite, de la morimotoïte et de la schorlomite. L'hibschite et la katoïte sont les seuls grenats hydratés et forment une solution solide avec le grossulaire. C'est pourquoi ils sont parfois nommés hydrogrossulaires par abus de langage. Lorsque la proportion de Si dans le site tétraédrique est inférieure à 50 %, il s'agit de katoïte; si elle est supérieure à 50 %, le grenat est une hibschite (Passaglia et Rinaldi, 1984).

Les grenats ont des densités comprises entre 3,05 (hibschite) et 4,32 (almandin), et des duretés comprises entre 6 et 7,5 sur l'échelle de Mohs (Tableau III-1). Leurs indices de réfraction sont importants, et varient de 1,714 (pyrope) à 1,995 (morimotoïte). La longueur de la maille élémentaire, l'indice de réfraction et la densité peuvent être combinés pour déterminer la composition d'un grenat selon les cinq espèces principales (Figure III-5; Winchell, 1958). Les grenats ont un éclat vitreux à résineux et sont des minéraux majoritairement isotropes. Cependant, certaines spessartines et quelques grenats calciques, notamment les uvarovites, présentent des anisotropies plus ou moins marquées (Hariya et Kimura, 1978; Deer et al., 1997), liées à une faible biréfringence (< 0,005). Le zonage des cristaux est uniquement observé pour les cristaux biréfringents (Deer et al., 1997).

Des études expérimentales ont permis de déterminer les champs de stabilité des six espèces principales de grenat, dont les liquidus se situent dans le domaine de la sillimanite (Figure III-6).

3.2.2 Structure et morphologie des grenats

Les grenats cristallisent dans le système cubique (isométrique) centré et font partie de la classe hexoctaédrique 4/m 3 2/m et du groupe d'espace Ia3d (Andersson et O'Keefe, 1977). Leur structure a été étudiée pour la première fois par Menzer (1926, 1928) : elle est composée de tétraèdres ZO_4 et d'octaèdres YO_6 mettant en commun leurs atomes d'oxygène, et associés à des cubes déformés ou dodécaèdres triangulaires XO_8 (Figure III-7). Chaque oxygène est en coordination avec un Z, un Y, et deux X. Les cations occupent chacun une cavité au sein d'un des polyèdres élémentaires.

Les tétraèdres SiO_4 ne sont pas reliés entre eux et sont isolés les uns des autres dans la structure cristalline : les grenats sont des nésosilicates (de *nesos*, 'île' en grec). Les tétraèdres et les octaèdres partagent respectivement deux et six atomes d'oxygène avec les dodécaèdres. Chaque dodécaèdre a quatre oxygènes en commun avec un autre dodécaèdre. Le nombre de

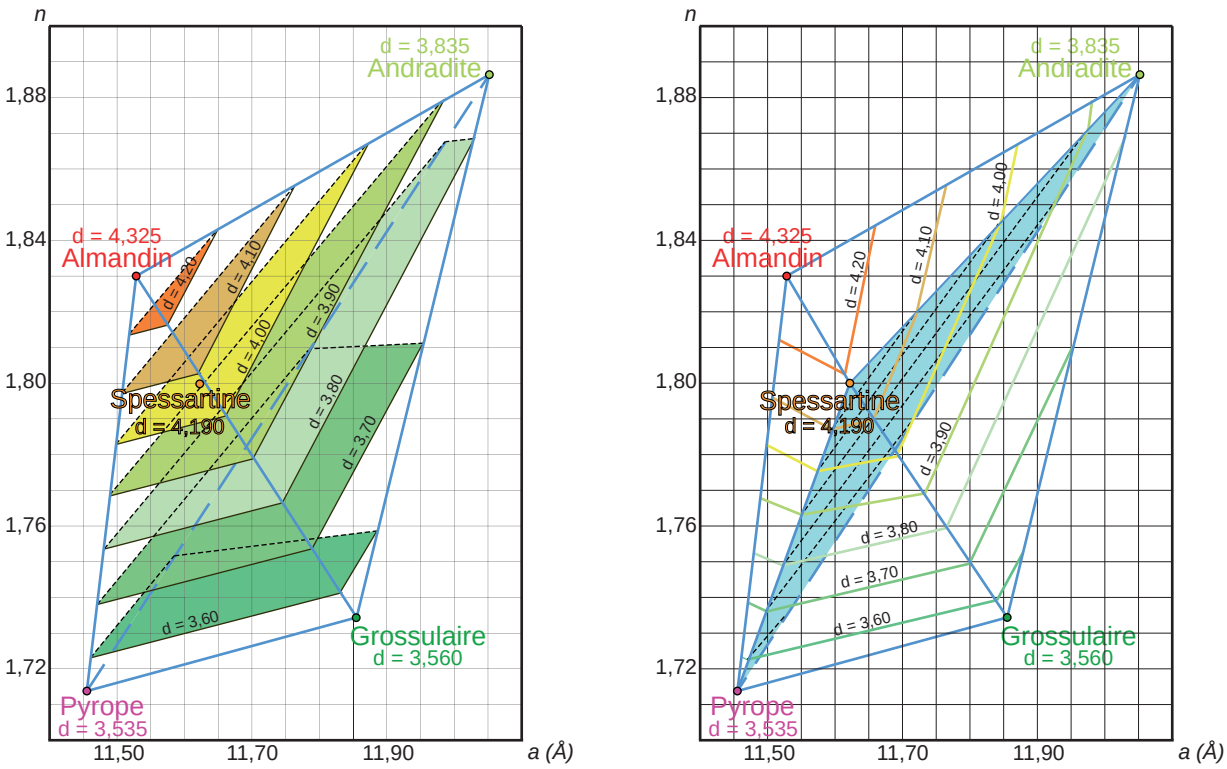


Figure III-5 : Charte de détermination des grenats (d'après Winchell, 1958)

Ces diagrammes permettent d'estimer la composition d'un grenat à partir de la longueur de sa maille élémentaire (a), de son indice de réfraction (n) et de sa densité (d). Cette composition est donnée en proportion de chacune des cinq espèces principales (pyrope, almandin, spessartine, grossulaire, andradite).

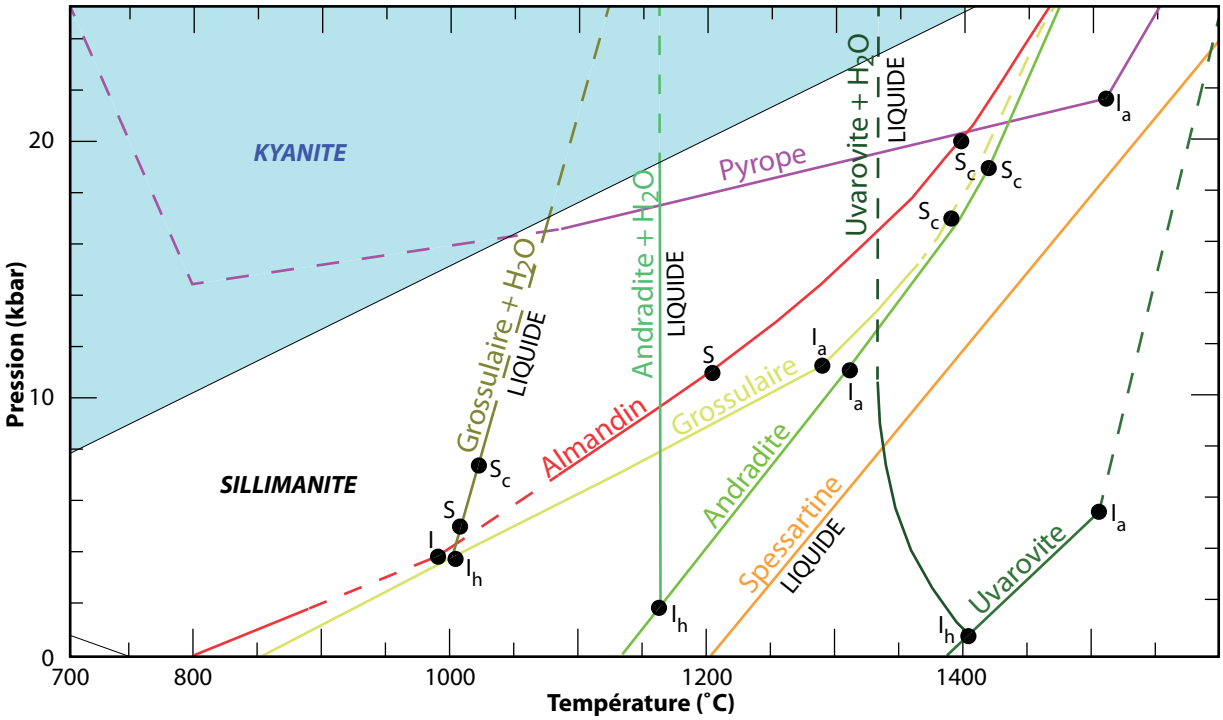


Figure III-6 : Diagramme P-T des courbes de réaction des six espèces principales de grenat (données compilées par Deer et al., 1997)

I : point invariant; I_a : point de fusion anhydre; I_h : point de fusion hydraté; S : point singulier; S_c : fusion congruente sous conditions hydratées et anhydres.

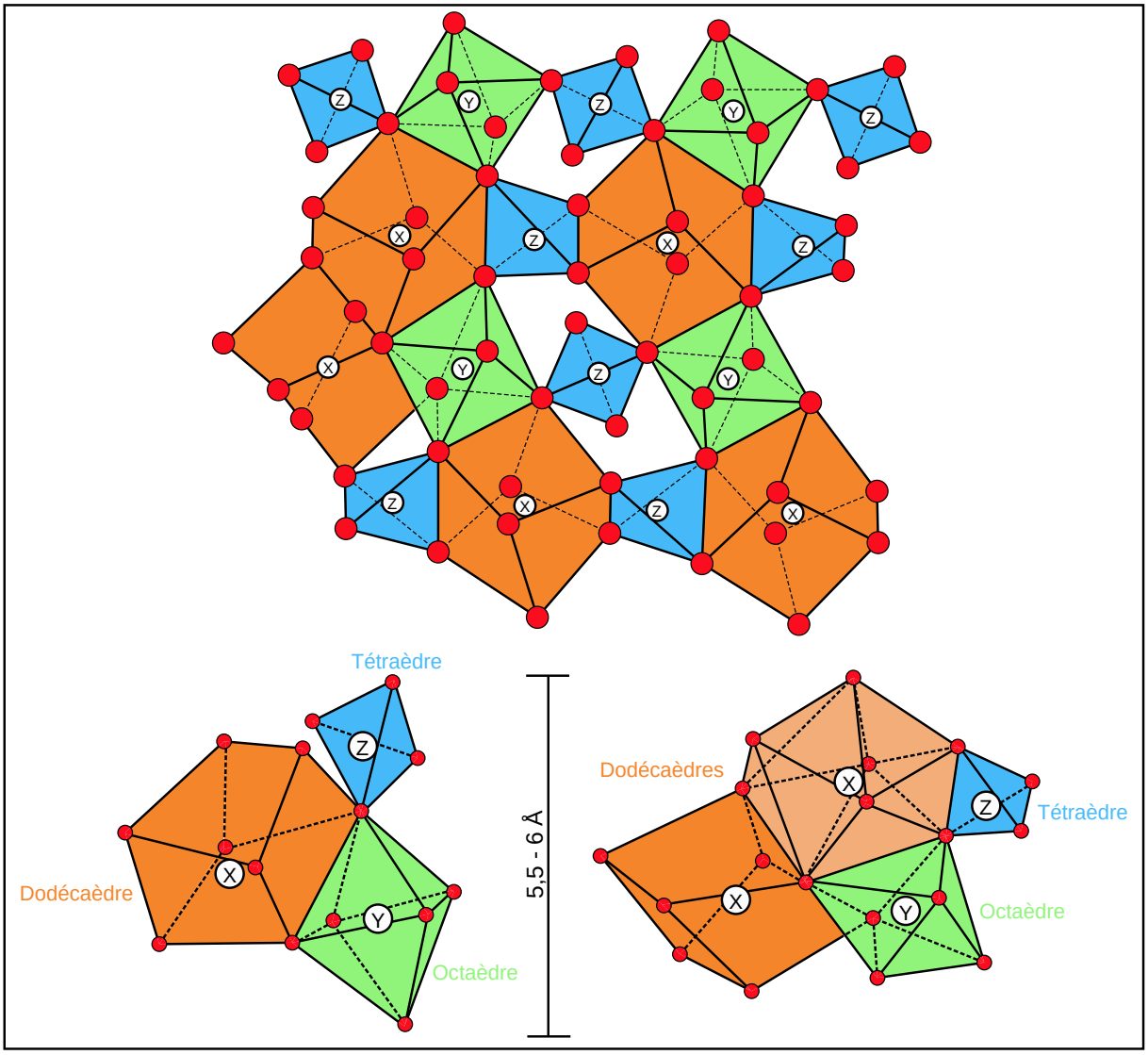


Figure III-7 : Structure du grenat projeté selon l'axe z (d'après Novak et Gibbs, 1971)

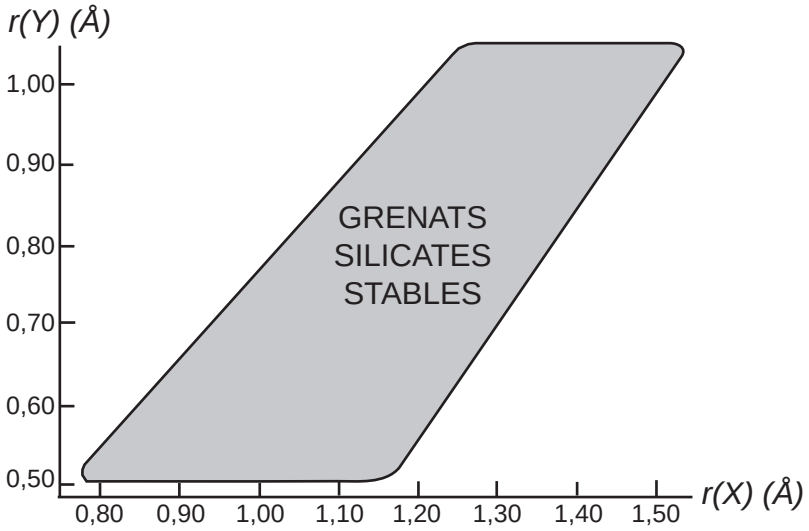


Figure III-8 : Champ de stabilité des grenats selon le rayon des cations X et Y (d'après Novak et Gibbs, 1971)

A	B	C	Référence
9,125	1,560	2,000	Gnevushev et al., 1956
9,223	1,407	1,694	Bertaut et Forrat, 1957
9,900	1,121	1,464	McConnell, 1966
9,040	1,610	1,890	Novak et Gibbs, 1971

Tableau III-2 : Différents paramètres de la maille élémentaire des grenats (d'après Deer et al., 1997)

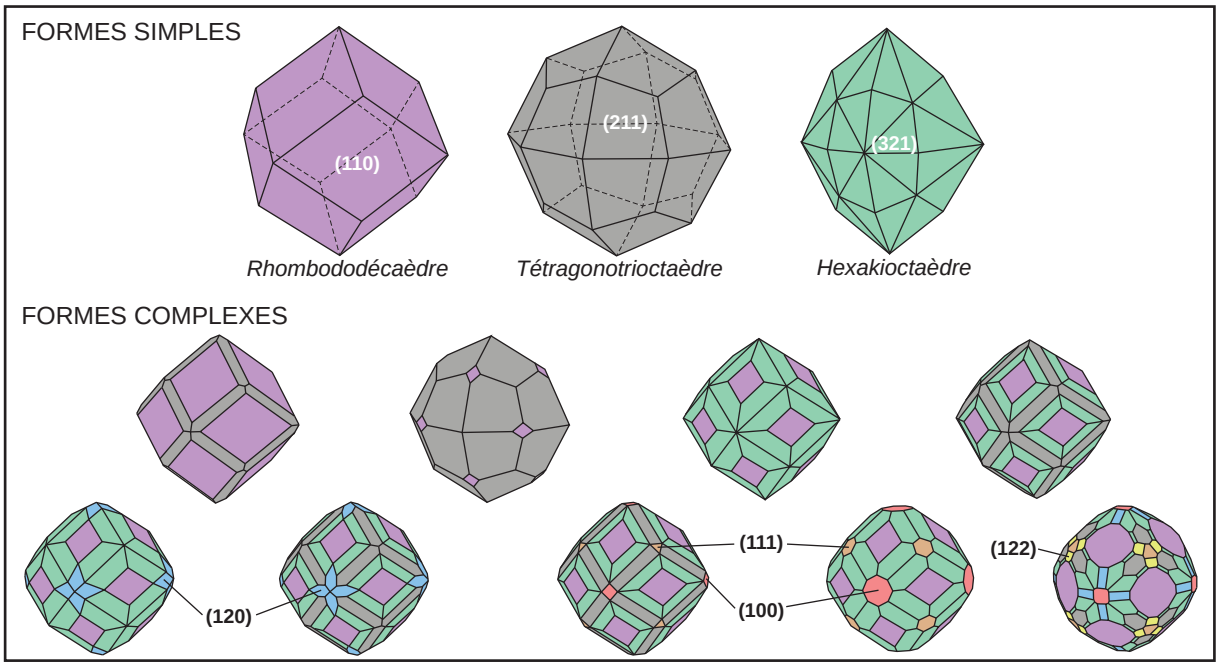


Figure III-9 : Habitus simples et complexes des cristaux de grenats (d'après Deville, 1995)

Les formes simples ont des faces du groupe {110}, {211} et plus rarement {321}. Ces faces peuvent se combiner pour donner des cristaux aux formes plus complexes. De nouveaux groupes de face peuvent alors apparaître : {120}, {100}, {111}.

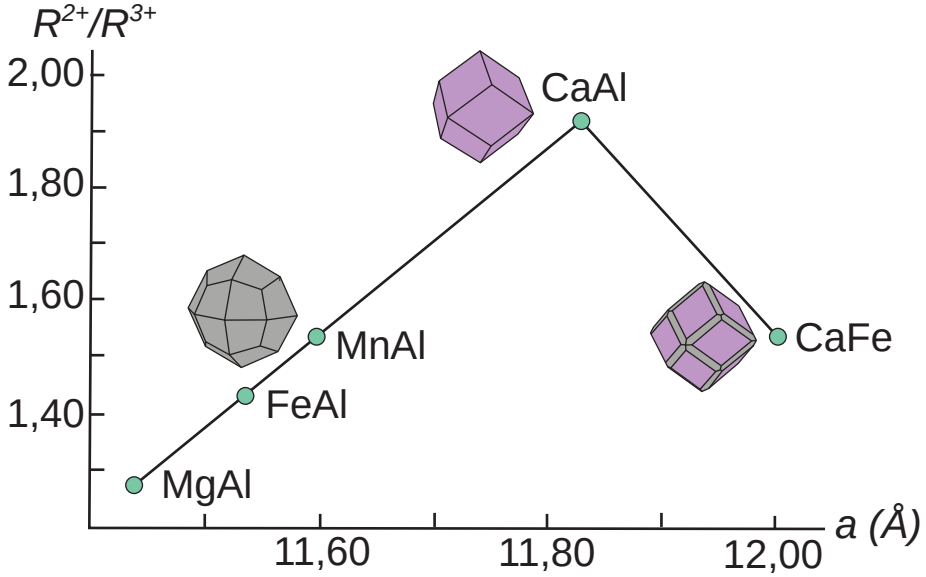


Figure III-10 : Habitus d'un grenat en fonction de la longueur de sa maille élémentaire et de son rapport cationique (d'après Kostov, 1968)

sommets partagés est important : la structure des grenats est très compacte, et se reflète à travers leurs densités et leurs indices de réfraction élevés (Gibbs et Smith, 1965). En revanche, cela induit une déformation des polyèdres : les tétraèdres deviennent des bisphénoïdes tétragonaux, alors que les octaèdres se transforment en antiprismes trigonaux.

La longueur de l'arête de la maille élémentaire (Tableau III-1) dépend de la nature, de la quantité, et surtout du rayon des cations incorporés dans la structure des grenats. Elle peut être calculée par la relation suivante (Gnevushev et al., 1956) :

$$a(Å) = A + B.r(X) + C.r(Y)$$

où A, B et C correspondent aux paramètres de la maille élémentaire, et r(X) et r(Y) sont les rayons des cations X et Y respectivement. Ces rayons permettent notamment de définir le champ de stabilité de la structure des grenats (Figure III-8; Novak et Gibbs, 1971). Les paramètres A, B et C ont été déterminés plusieurs fois (Tableau III-2). Cependant ce sont les résultats de Novak et Gibbs (1971) qui sont les plus pertinents : ils ont réalisé une régression à partir de 56 échantillons bien caractérisés de grenats divers. L'équation de la longueur de la maille élémentaire devient ainsi :

$$a(Å) = 9,04 + 1,61r(X) + 1,89r(Y)$$

La morphologie des cristaux de grenat dépend de la maille cristalline. Deux habitus principaux sont identifiés (Figure III-9) : (i) le dodécaèdre rhomboïdal ou rhombododécaèdre (12 faces) à face {110}; (ii) l'icositétraèdre trapézoïdal ou tétragonotrioctaèdre (24 faces) à face {211}. Ces deux habitus peuvent également se combiner. Exceptionnellement quelques grenats peuvent avoir un habitus d'hexakioctaèdre (48 faces) à face {321} (Gilg et al., 2008).

Les formes rhombododécaèdriques se retrouvent surtout dans les grenats des roches métamorphiques, alors que les icositétraèdres sont plus caractéristiques des grenats des roches magmatiques, principalement les pyralspites (Figure III-10; Kostov, 1968).

Les grenats ne présentent pas de clivage. En revanche il peut y avoir des plans de séparation préférentiels comme le plan {110} (Goeman et Schumann, 1975). Les fractures dans les grenats sont conchoïdales, c'est-à-dire qu'il y a des cassures franches à surface lisse et courbe, plus ou moins onduleuse, traduisant le déplacement de l'onde de choc dans le minéral.

3.2.3 La couleur des grenats

Les grenats possèdent une gamme de couleur très variée : toutes les couleurs sont représentées, mis à part le bleu (Tableau III-3). Cependant, les grenats à changement de couleur

ESPECE	VARIETE	COULEUR	CAUSE(S) DE LA COULEUR	REFERENCE
Pyrope		Pourpre violacé	**Fe^{2+}** (CD)	(1)(2)
		Rouge	**Fe^{2+}** (CD), **Cr^{3+}** (O), transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+}	(1)(2)(3)(4)
		Rouge brun	**Fe^{2+}** (CD), transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+}	(1)(2)
Pyrope-almandin	*Rhodolite*	Rose	**Fe^{2+}** (CD), transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+}	(1)(2)
	Rhodolite	Rouge	**Fe^{2+}** (CD), Mn^{2+} (CD), Fe^{3+} (O), transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+}	(1)(2)(5)(6)(7)
Pyrope-spessartine	*'Color shift' type 'Malaya'*	Rose, rose-pourpre, rose-gris, rouge-pourpre, rouge, jaune, orange-rose, orange-rouge	**Fe^{2+}** (CD), **Mn^{2+}** (CD), Cr^{3+} (O), V^{3+} (O), transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+}	(2)(5)(8)
	'Color change'	Bleu, bleu-vert, rouge-pourpre	Fe^{2+} (CD), Mn^{2+} (CD), **Cr^{3+}** (O), **V^{3+}** (O), transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+}	(2)(5)(8)(9)
Almandin		Rouge sombre	**Fe^{2+}** (CD), transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+}	(1)(2)
Spessartine		Jaune-orange, orange, orange-rouge, brun, noir	**Mn^{2+}** (CD), Fe^{2+} (CD), transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+}	(1)(2)
Grossulaire	*Hessonite*	Orange, jaune-orange	Mn^{2+} (CD), Fe^{3+} (O), **transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+}**	(2)(10)(11)
	Tsavorite	Vert, jaune-vert	**V^{3+}** (O), **Cr^{3+}** (O), Fe^{3+} (O), transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+}	(2)(12)(13)(14)
	'Raspberry'	Rose vif	**Mn^{3+}** (O), Fe^{2+} (CD)	(15)(16)
Andradite	*Démantoïde*	Vert	**Cr^{3+}** (O), transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+}	(2)(3)(4)(17)(18)(19)
	Mélanite	Noir	**Transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+}**	(2)(20)(21)
	Topazolite	Jaune	**Transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+}**	(2)(20)(21)
	'Arc-en-ciel'	Multicolore	**Diffraction**	(22)(23)
Uvarovite		Vert sombre	**Cr^{3+}** (O), Fe^{3+} (O), Ti^{3+} (O)	(24)(25)(26)

Tableau III-3 : Les couleurs des espèces principales de grenats et leurs causes

Les chromophores sont soit en coordination cubique déformée (CD), soit en coordination octaédrique (O). Le phénomène majeur responsable de la coloration est signalé en gras.

(1) Manning, 1967b; (2) Flies, 2008; (3) Anderson, 1954; (4) Anderson, 1955; (5) Schmetzer et al., 2001; (6) Manson et Stockton, 1981; (7) Stockton et Manson, 1985; (8) Schmetzer et al., 1980; (9) Krzemnicki et al., 2001; (10) Manning, 1970b; (11) Manson et Stockton, 1982; (12) Switzer, 1974; (13) Gübelin et Weibel, 1975; (14) Manning et Tricker, 1977; (15) Manning et Owens, 1977; (16) Geiger, 1999; (17) Schmetzer et al., 1975a; (18) Stockton et Manson, 1983; (19) Manson et Stockton, 1984; (20) Dowty, 1971; (21) Moore et White, 1971; (22) Hirai et Nakazawa, 1982; (23) Koivula, 1987; (24) Frankel, 1959; (25) Manning, 1969; (26) Calas, 1978.

de Madagascar peuvent arborer des nuances bleues selon l'orientation et le type de lumière (Krzemnicki et al., 2001).

Ces colorations diverses sont dues à la présence de cations métalliques dans la structure des grenats, nommés chromophores (Ford, 1915). Ces éléments sont : Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ti^{4+}, Mn^{2+}, Mn^{3+}, Cr^{3+}, et V^{3+}. Ils peuvent faire partie de la structure du grenat initialement, comme Fe^{2+} pour l'almandin ou Mn^{2+} pour la spessartine; ou alors ils sont présents en traces et se substituent dans le réseau cristallin aux cations X pour Fe^{2+} et Mn^{2+} (site en coordination cubique déformée), ou Y pour Fe^{3+}, Mn^{3+}, Cr^{3+} et V^{3+} (site en coordination octaédrique). Un grenat dépourvu de ces éléments chromophores est incolore, ce qui est très rare dans la nature.

Dans certains grenats, des inclusions fines aciculaires de rutile confèrent aux pierres un aspect étoilé (Guinel et Norton, 2006; Gilg et al., 2008).

3.2.3.1 Les phénomènes d'émission de la lumière

3.2.3.1.1 La luminescence

Un atome est composé de protons chargés positivement, d'électrons chargés négativement, et de neutrons qui n'ont pas de charge. Les électrons sont en rotation autour du noyau de protons et neutrons, et circulent sur des orbites qui ont une énergie croissante en s'éloignant du noyau. Lorsqu'un électron reçoit de la lumière, il absorbe une partie de l'énergie de cette lumière. Il passe alors d'un état stable de faible énergie à un état excité de haute énergie : ce phénomène se nomme 'transition'. La différence d'énergie entre les deux états correspond à l'énergie de la lumière absorbée.

Lorsque l'électron retourne à son état initial, l'état excité étant instable, il émet une radiation lumineuse dans le domaine du visible : c'est la luminescence. L'énergie émise ne peut être supérieure à celle qui a été absorbée.

La lumière produite va alors dépendre du cation émetteur, à travers deux facteurs :

- La valence : dans le cas du manganèse, Mn^{2+} est responsable de la couleur orange des spessartines (Manning, 1967b), alors que Mn^{3+} donne une couleur rose au grossulaire (Manning et Owens, 1977).
- La coordination : selon que le chromophore se situe en coordination octaédrique ou cubique déformé, la lumière renvoyée sera différente. Mn^{2+} en coordination cubique déformée est responsable de la couleur orange de la spessartine (Manning, 1967b), alors que s'il est en coordination octaédrique, il confère une coloration rose à la rhodocrosite par exemple (Lehmann, 1978). Pour les grenats, ce facteur n'intervient pas.

3.2.3.1.2 Le transfert de charge

Lors de la luminescence, l'électron excité ne quitte pas l'atome. Cependant, il peut arriver que des électrons passent d'un atome à un autre lorsqu'ils sont excités. Il y a alors un transfert de charge négative d'un atome à un autre.

Il existe plusieurs types de transfert de charge. Dans le cas des grenats, il s'agit d'un transfert de charge d'intervalence entre Fe^{2+} et Ti^{4+}, résumé par l'équation $Fe^{2+} + Ti^{4+} \rightarrow Fe^{3+} + Ti^{3+}$. Pour que ce phénomène soit possible, il faut que ces atomes soient proches.

En fait, il est plus juste de parler de charge de transfert Fe^{2+}-O-Ti^{4+} car l'électron passe de l'atome de fer à celui de l'oxygène, qui est l'atome le plus proche, avant d'incorporer la structure de l'atome de titane le plus proche de celui de l'oxygène.

3.2.3.2 Les nuances de coloration rouge de la série isomorphe pyrope-almandin

Les grenats de la solution solide pyrope-almandin ont des couleurs allant du rose au pourpre, en passant par le rouge (Figure III-11). Le pyrope est pourpre à rouge et l'almandin est rouge sombre. Le pyrope-almandin, appelé rhodolite et considéré comme une variété de pyrope, arbore des teintes roses. Tous les pyropes ont en commun d'être principalement colorés par Fe^{2+} en coordination cubique déformée (Manning, 1967b).

Les différentes nuances de rouge observées s'expliquent par la combinaison de plusieurs facteurs :

- La quantité de Fe^{2+} dans la structure du grenat influe sur l'intensité de la couleur (Figure III-12). Une pierre arborera un rouge de plus en plus sombre avec une quantité croissante de Fe^{2+} (Flies, 2008) : l'almandin est donc plus sombre que le pyrope.
- Les transferts de charge Fe^{2+}-Ti^{4+} permettent d'introduire la composante rouge du pyrope-almandin. En effet, sans ces transferts de charge, un tel grenat a une couleur pourpre violacée (Figure III-11; Flies, 2008).
- Pour les pyropes chromifères, la quantité de Cr^{3+} en coordination octaédrique, en association avec Fe^{2+}, joue également sur la teinte des pierres (Anderson, 1954, 1955; Manning, 1967b). Pour 1 à 2 %poids de Cr_2O_3, le pyrope a une couleur flamboyante, appréciée des gemmologues : le chrome fait remonter l'indice de réfraction jusqu'à 1,74-1,76 (Gilg et al., 2008). Si la teneur en chrome augmente, il prendra une teinte plus orangée. Pour des teneurs encore plus importantes, le pyrope devient violet, avec parfois des reflets verdâtres.

Figure III-11 : Les nuances de coloration de la série isomorphe pyrope-almandin

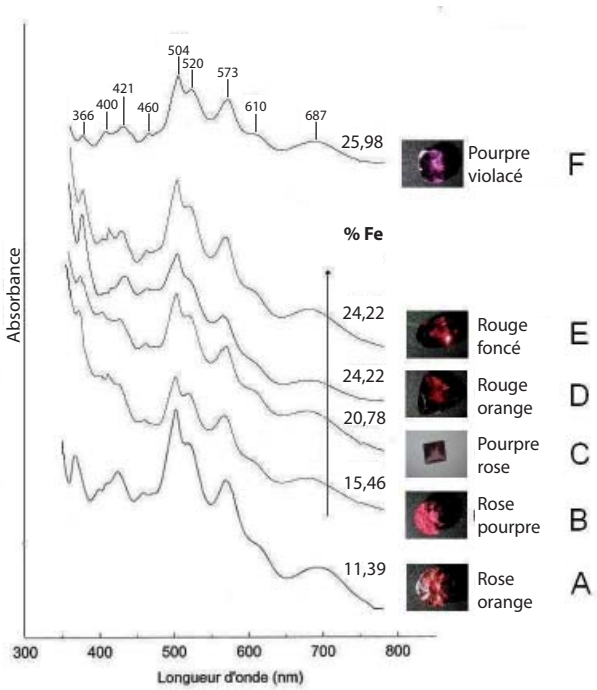


Figure III-12 : Spectres d'absorption de grenats appartenant à la solution pyrope-almandin (d'après Flies, 2008)

La coloration de ces grenats est essentiellement due à la présence de Fe^{2+} dont les pics d'absorption sont présents à 420, 460, 504, 520, 573, 610, et 680-690 nm. Des transferts de charge Fe^{2+}-Ti^{4+} ont été observés pour les grenats A à E, alors qu'ils sont absents dans le grenat F. Il est noté une corrélation entre la teneur en Fe^{2+} et l'assombrissement de la teinte rouge.

● Une rhodolite, de couleur pourpre-rose à pourpre-rouge, peut virer au rouge avec l'incorporation de Mn^{2+} : le cation supprime en fait la composante pourpre (Schmetzer et al., 2001). Fe^{3+} a le même effet (Manson et Stockton, 1981; Stockton et Manson, 1985).

3.2.3.3 Les nuances orangées de la spessartine et de la série spessartine-almandin

La spessartine, ainsi que la spessartine-almandin, ont une couleur orange qui peut tendre vers le rouge (Figure III-13). La coloration est majoritairement due au manganèse en coordination octaédrique (Manning, 1967b). Des transferts de charge Fe^{2+}-Ti^{4+} sont signalés (Flies, 2008) mais leur rôle reste flou dans la coloration. En fait, c'est le rapport Mn^{2+}/Fe^{2+} qui va influer sur la teinte des pierres (Schmetzer et al., 2001).

Si le rapport MnO/FeO est important (> 5; Flies, 2008), la spessartine est jaune-orange à orange (Figure III-14). Plus il y a de manganèse et plus la teinte est jaune. La spessartine jaune-orange est aussi dénommée 'mandarin'.

Si le rapport MnO/FeO est plus faible (< 5; Flies, 2008), le fer va introduire une composante rouge, qui s'intensifie avec l'augmentation de la teneur en fer (Figure III-14), et donc de la diminution du rapport Mn^{2+}/Fe^{2+}. Le grenat obtenu est une spessartine-almandin et si la proportion d'almandin augmente encore, la pierre devient rouge sombre, et peut même devenir brune à noire (Figure III-13; Gilg et al., 2008). L'incorporation de fer augmente l'indice de réfraction à 1,808 et la densité à 4,22 pour certaines spessartines-almandins de Madagascar (Schmetzer et al., 2001).

3.2.3.4 Les grenats pyropes-spessartines à changement de couleur

Les pyropes-spessartines à changement de couleur sont des grenats qui prennent des teintes totalement différentes selon qu'ils soient exposés à la lumière du jour (bleue), à une lumière incandescente (rouge), ou à une lumière solaire (blanche). Deux types de pyrope-spessartine sont distingués (Flies, 2008) : (i) le 'color shift' dont le changement de couleur est difficilement perceptible; (ii) le 'color change' dont le changement de couleur est radical (Figure III-15).

Le phénomène de changement de couleur est causé par les différentes teneurs en Fe^{2+} et Mn^{2+} en coordination cubique déformée, et en Cr^{3+} et V^{3+} en coordination octaédrique (Schmetzer et al., 1980). Les spectres d'absorption des pyropes-spessartines comportent deux bandes d'absorption situées dans le violet et dans le vert-orange (Figures III-16 et III-17). Suivant les

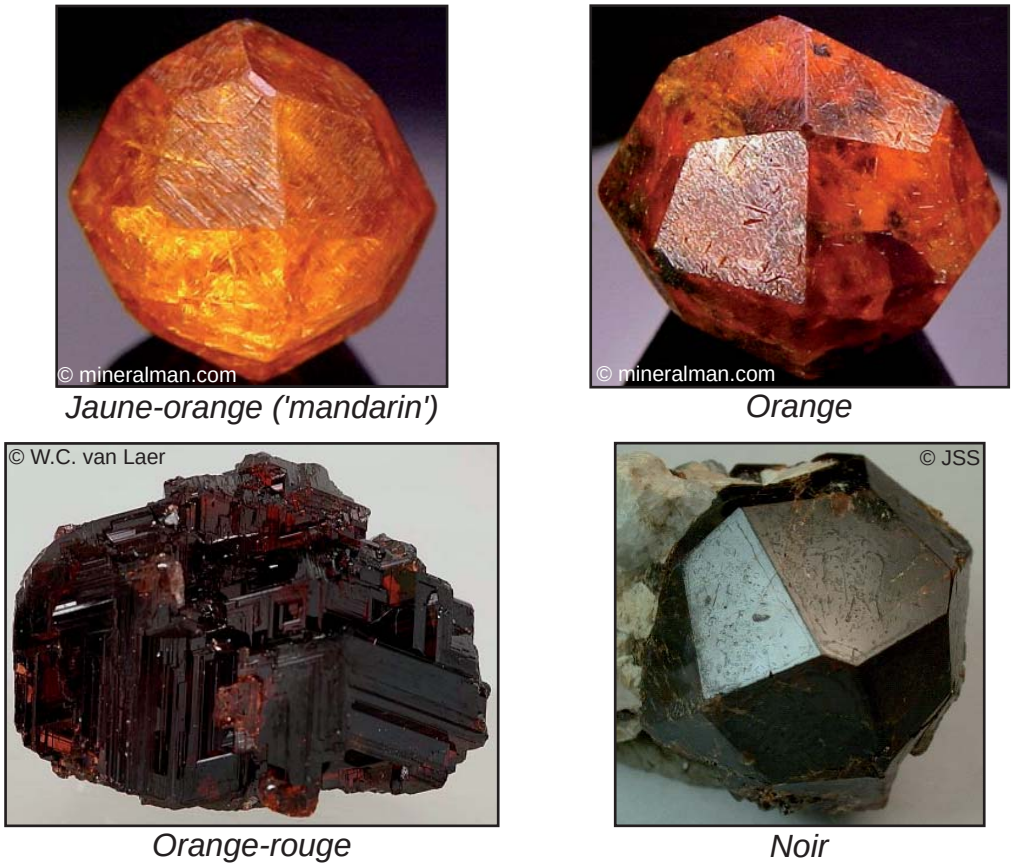


Figure III-13 : Les nuances de coloration de la spessartine(-almandin)

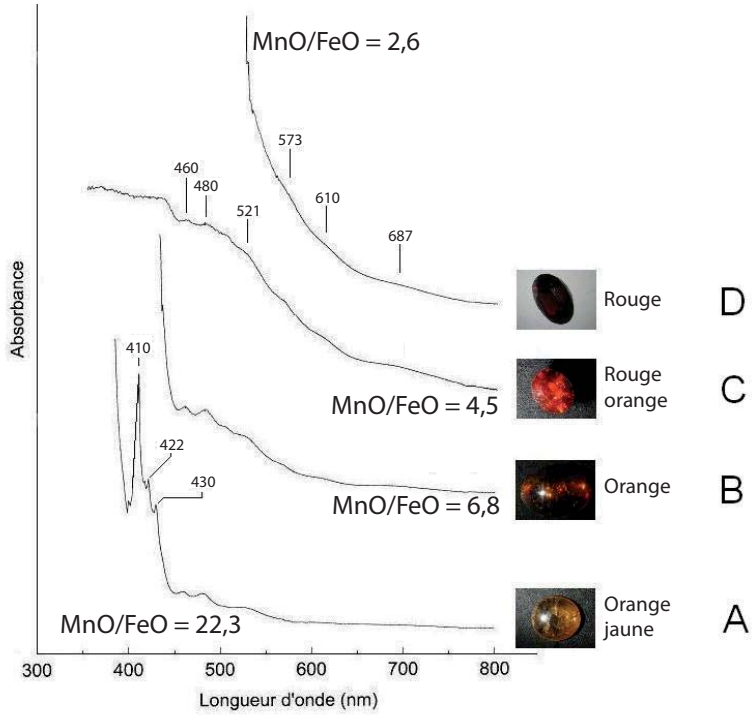


Figure III-14 : Spectres d'absorption de la spessartine (d'après Flies, 2008)

Le Mn^{2+} présente des pics d'absorption à 410, 420, 430, 460, 480 et 520 nm qui peuvent être confondus avec certains pics du Fe^{2+} (420, 460, 504, 520, 573, 610 et 680-690 nm). L'augmentation de la teneur en Fe^{2+} sature rapidement le signal. Il existe une corrélation entre la diminution du rapport MnO/FeO et l'assombrissement de la teinte orange de la spessartine.

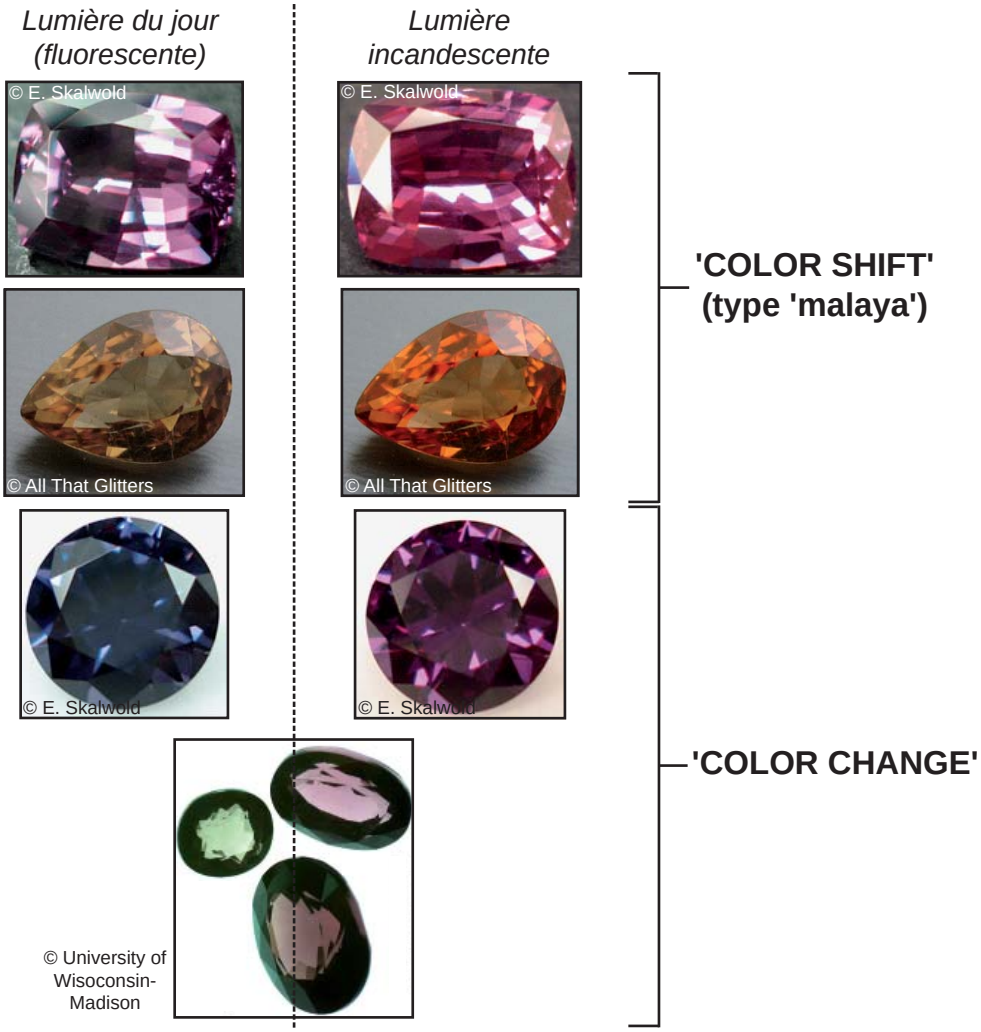


Figure III-15 : Les grenats à changement de couleur

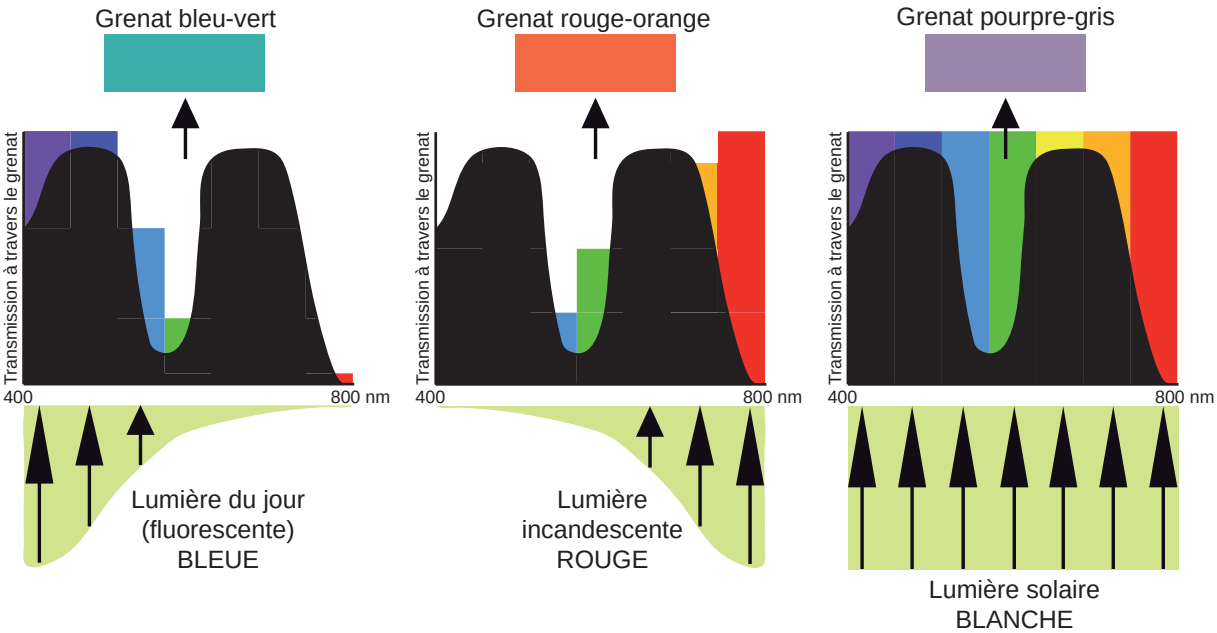


Figure III-16 : Transmission de la lumière à travers les grenats à changement de couleur (modifiée d'après Flies, 2008)

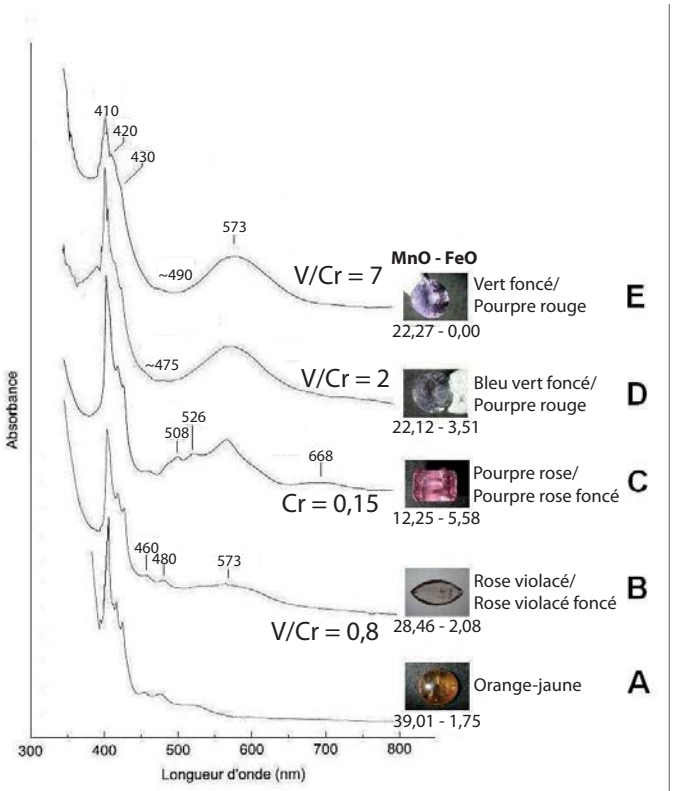


Figure III-17 : Spectres d'absorption de grenats à changement de couleur comparés à celui d'une spessartine (d'après Flies, 2008)

A : spessartine; B et C : grenats 'color shift'; D et E : grenats 'color change'.

La spessartine possède une bande d'absorption entre 400 et 450 nm. La présence combinée de vanadium, et à un degré moindre de chrome, fait apparaître une deuxième bande d'absorption centrée à 573 nm dont l'intensité est proportionnel au ratio V/Cr. Plus la teneur en vanadium est importante et plus le changement de couleur est prononcé.

Les pierres B et C sont majoritairement colorées selon le ratio Mn^{2+}/Fe^{2+}, le vanadium et le chrome contribuant surtout au changement de couleur. Pour expliquer les teintes verte et bleu-vert des 'color change', induites par le vanadium et le chrome, il faut regarder la position de leur fenêtre de transmission : 475 nm (dans le bleu-vert) pour D, 490 nm (dans le vert) pour E.

GROUPE	COULEUR LUMIERE DU JOUR	COULEUR LUMIERE INCANDESCENTE	INTENSITE DU CHANGEMENT DE COULEUR	REFERENCES
I	Bleu	Bleu avec une nuance de violet	Léger	(1)(2)
II	Bleu-vert à bleu	Bleu-violet à violet	Modéré à fort	(2)(3)(4)(5)(6)(7)(8)
III	Jaune-vert	Rose à faiblement pourpre	Léger à modéré	(2)(6)(7)(8)(9)(10)(11)
IV	Vert brun	Rouge brun	Modéré	(6)
V	Brun	Brun rougeacé	Très léger	

Tableau III-4 : Les groupes de grenats à changement de couleur (d'après Krzemnicki et al., 2001)

(1) Schmetzer et Ottemann, 1979; (2) Schmetzer et Bernhardt, 1999; (3) Jobbins et al., 1975; (4) Johnson et Koivula, 1996b; (5) Johnson et Koivula, 1998a; (6) Koivula et Kammerling, 1988; (7) Liu et al., 1999; (8) Stockton, 1982; (9) Johnson et Koivula, 1996a; (10) Johnson et Koivula, 1998b; (11) Stockton et Manson, 1985.

concentrations des chromophores, ces bandes vont se déplacer et l'absorption de la lumière par le grenat sera différente. Selon le type de lumière reçue, le grenat ne transmettra pas les mêmes radiations lumineuses (Figure III-16) :

● La lumière du jour, dite aussi fluorescente, émet une énergie lumineuse forte dans les gammes de violet, bleu et vert : le grenat ne transmettra que la couleur bleue.

● La lumière incandescente contient une énergie lumineuse faible comprise majoritairement entre le jaune et le rouge : le grenat transmet de la lumière rouge, et un peu d'orange et de bleu, donnant une teinte rouge orangée.

●La lumière solaire, ou blanche, émet dans tout le spectre visible de couleur : le grenat transmet alors à égale quantité de la lumière bleue et de la lumière rouge, arborant une teinte pourpre à grise.

Les grenats 'color shift' ont généralement une couleur rose violacée (à pourpre) ou jaune à la lumière du jour. Sous une lumière incandescente, ils arborent une teinte rouge-pourpre ou orangée respectivement. Lorsqu'ils proviennent d'Afrique de l'Est, principalement de Tanzanie et de Madagascar, ils sont nommés 'malaya' ou 'malaia', qui signifie 'marginal' en swahili. Le fer et le manganèse sont les chromophores majoritaires dans ces grenats (Figure III-17; Schmetzer et al., 2001), avec une composante de pyrope légèrement plus importante.

A la lumière du jour, les grenats pyrope-spessartine 'color change' sont bleu-vert. Ils deviennent rouge-pourpre exposés à une lumière incandescente. Pour ces grenats, le vanadium et le chrome sont responsables du changement de couleur radical (Figure III-17; Krzemnicki et al., 2001). La composante spessartine est souvent plus importante que la composante pyrope.

Une nomenclature distinguant différents types de grenats 'color change' a été établie par Krzemnicki et al. (2001). Il classe les grenats en cinq groupes selon leur comportement à la lumière du jour et sous une lumière incandescente (Tableau III-4). Des transferts de charge Fe^{2+}-Ti^{4+} sont aussi signalés en tant que facteur secondaire de coloration (Flies, 2008).

3.2.3.5 Les nuances variées des grossulaires

Le grossulaire est le grenat présentant la plus large gamme de couleurs (Figure III-18). Pur, il est incolore, ce qui est rare dans la nature. Il contient généralement des impuretés qui lui confèrent des teintes rose, jaune, orange, brune ou encore verte. Trois variétés principales de grossulaire sont distinguées par leur couleur : (i) la tsavorite jaune-verte à verte; (ii) l'hessonite orange à brune; (iii) la 'raspberry' (framboise) rose vif.

Figure III-18 : Les couleurs du grossulaire

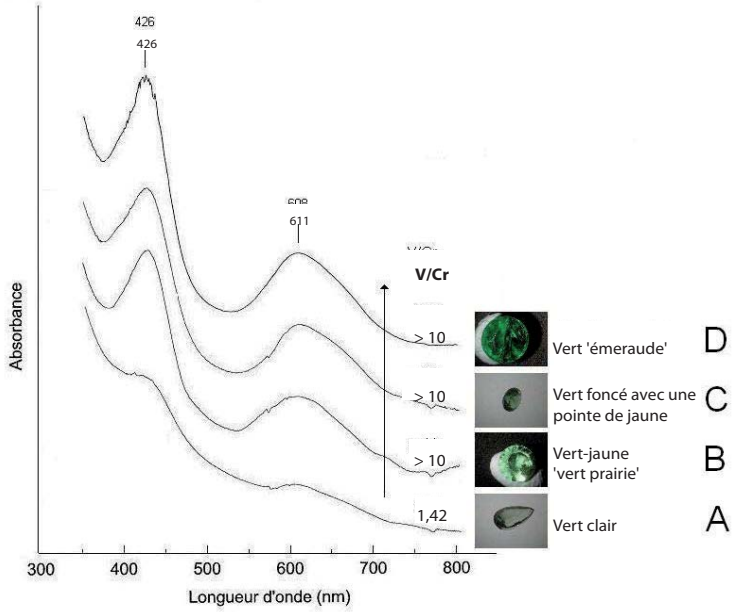


Figure III-19 : Spectres d'absorption du grossulaire tsavorite (d'après Flies, 2008)

V^{3+} est responsable de la présence de deux pics d'absorption à 426 et 611 nm. Plus la teneur en vanadium est importante et plus le signal est intense et la teinte verte prononcée.

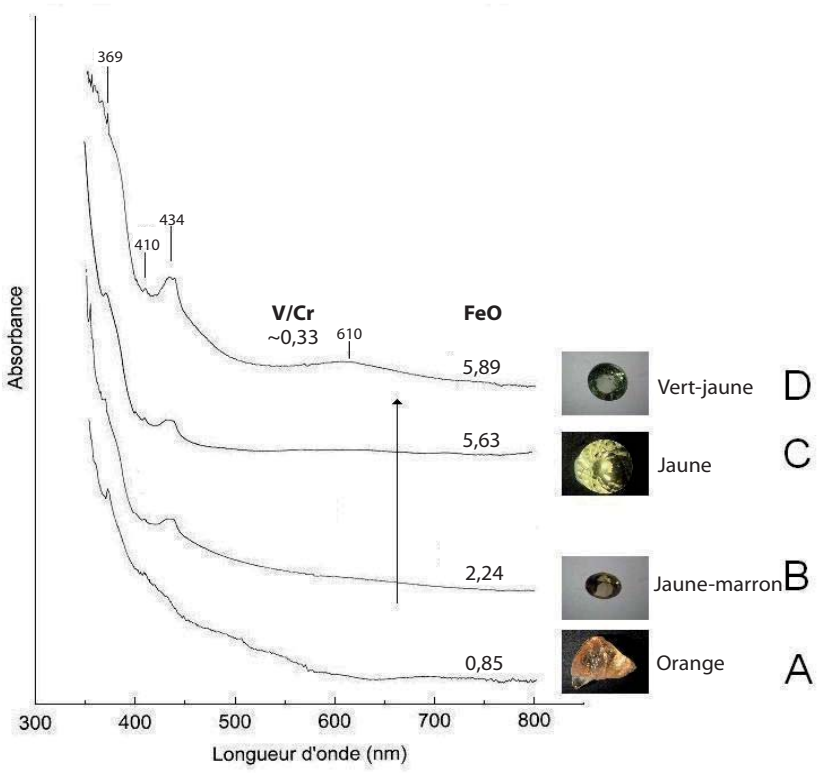


Figure III-20 : Spectres d'absorption du grossulaire hessonite (d'après Flies, 2008)

Le grossulaire hessonite est principalement coloré par des transferts de charge Fe^{2+}-Ti^{4+} ce qui explique le petit nombre et la faible intensité des pics. Le pic à 434 nm correspond à la présence de Fe^{3+}, alors que celui à 610 nm est dû à Cr^{3+}. L'augmentation de la teneur en Fe^{2+} fait passer la couleur du grossulaire d'orange à vert-jaune, Fe^{3+} contribuant également à la teinte jaune, et Cr^{3+} à la teinte verte.

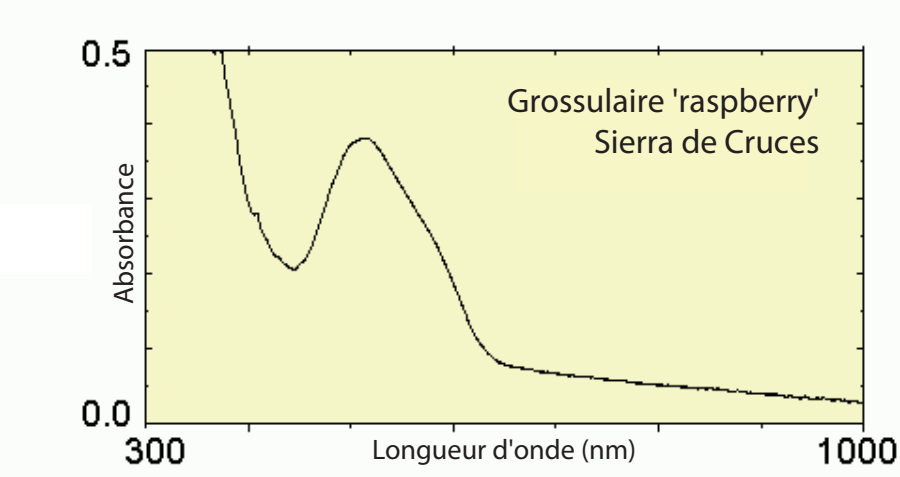


Figure III-21 : Spectre d'absorption du grossulaire 'raspberry' (d'après Rossman, 2009)

Mn^{3+} est responsable de la couleur rose du grossulaire et son pic d'absorption est à 514 nm. Ce spectre a été réalisé sur un grossulaire contenant 1,5 % poids de MnO, dont 10% du manganèse est à l'état d'oxydation Mn^{3+}.

La tsavorite est colorée principalement par V^{3+} en coordination octaédrique (Figure III-19), mais aussi à un degré moindre par Cr^{3+} (Switzer, 1974; Gübelin et Weibel, 1975). L'intensité de la couleur verte est proportionnelle à la quantité de vanadium et de chrome dans la structure du grenat (Muije et al., 1979). Certaines pierres peuvent prendre une teinte vert-jaunâtre lorsque Fe^{3+} rentre dans le site octaédrique (Manning et Tricker, 1977). Des transferts de charge Fe^{2+}-Ti^{4+} accompagnent la luminescence des éléments chromophores (Flies, 2008).

La couleur orangée de la variété hessonite (ou 'cinnamon', canelle) a d'abord été attribuée à la substitution de Ca^{2+} par du Mn^{2+} dans le site cubique déformé (Manning, 1970b). Puis il est apparu que le facteur principal de coloration était le transfert de charge Fe^{2+}-Fe^{3+} (Lind et Bank, 1997). Cependant, lorsque la quantité de Fe^{3+} augmente, le continuum lié au transfert de charge diminue, ce qui montre que Fe^{3+} n'intervient pas dans le transfert de charge : il s'agit d'un transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+} qui est responsable de la teinte orange de l'hessonite (Figure III-20; Flies, 2008).

Les grossulaires 'raspberry' (framboises) doivent leur teinte rose vif à l'incorporation de Mn^{3+} dans le site octaédrique du cristal (Figure III-21), et à un degré moindre à Fe^{2+} en coordination cubique déformée (Manning et Owens, 1977; Geiger, 1999). Une très faible quantité de Mn^{3+} suffit pour colorer le grenat (0,01 apfu Mn^{3+}; Geiger, 1999).

3.2.3.6 Les couleurs des différentes variétés d'andradite

Les andradites arborent principalement quatre couleurs différentes définissant quatre variétés (Figure III-22) : (i) démantoïde vert; (ii) mélanite noire; (iii) topazolite jaune; (iv) 'arc-

Vert-jaune à vert Démantoïde

Jaune à jaune sombre Topazolite *Noir Mélanite* *'Arc-en-ciel'*

Figure III-22 : Les couleurs de l'andradite

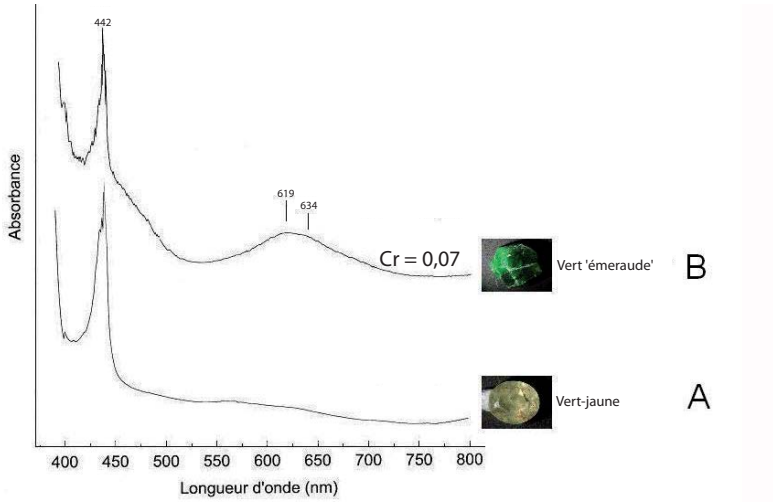


Figure III-23 : Spectres d'absorption de l'andradite démantoïde (d'après Flies, 2008)

L'andradite vert-jaune (A) est colorée par Fe^{3+} dont le pic d'absorption est à 442 nm. L'andradite démantoïde (B) présente également le pic d'absorption de Fe^{3+}. Cependant sa couleur est verte et est due à l'absorption à 619 et 634 nm de Cr^{3+}.

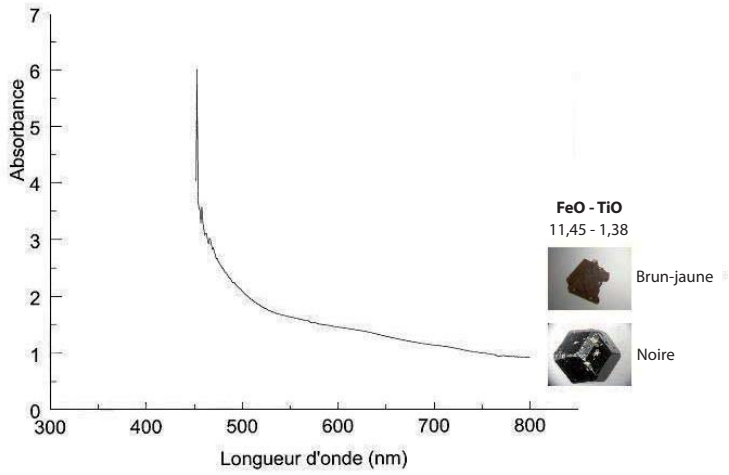


Figure III-24 : Spectre d'absorption de l'andradite mélanite (d'après Flies, 2008)

La mélanite de couleur noire (ou brun-jaune lorsque l'on fait une section fine de la pierre) est colorée par un transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+} ce qui explique l'absence de pic d'absorption.

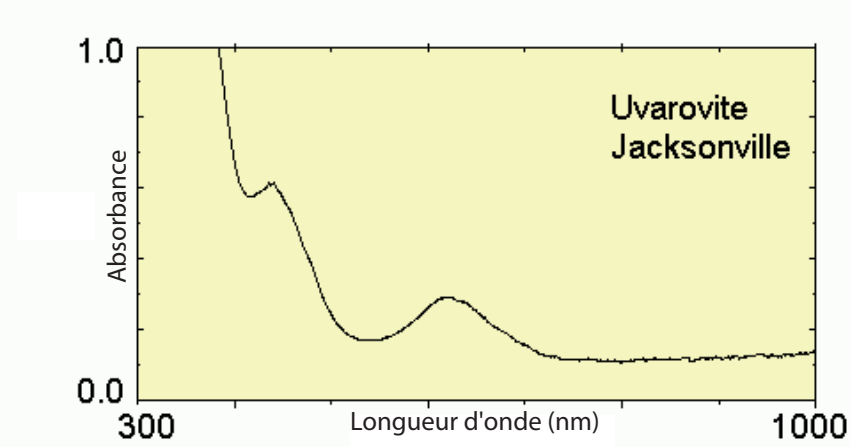


Figure III-25 : Spectre d'absorption de l'uvarovite (d'après Rossman, 2009)

L'uvarovite est colorée par Cr^{3+} dont les pics d'absorption sont présents à 440 et 617 nm.

en-ciel' multicolore, à cœur marron et à bordure rougeâtre.

La couleur verte du démantoïde est dû au Cr^{3+} en coordination octaédrique (Figure III-23; Anderson, 1954, 1955; Schmetzer et al., 1975a; Stockton et Manson, 1983, 1985). L'intensité du vert est proportionnel à la quantité de chrome dans le grenat. Des transferts de charge Fe^{2+}-Ti^{4+} ont un rôle secondaire dans la coloration (Flies, 2008). Parfois le démantoïde peut être jaune-vert. Dans ce cas, c'est Fe^{3+} en coordination octaédrique qui est responsable de la couleur de la pierre (Figure III-23; Manning, 1967a, 1972).

La mélanite et la topazolite sont colorées par des transferts de charge Fe^{2+}-Ti^{4+} (Figure III-24; Dowty, 1971; Moore et White, 1971).

Pour la variété 'arc-en-ciel', la multiplicité des couleurs provient d'un phénomène de diffraction de la lumière à travers le réseau cristallin du grenat (Hirai et Nakazawa, 1982; Koivula, 1987).

3.2.3.7 Le vert de l'uvarovite

L'uvarovite a une couleur allant du vert émeraude au vert sombre. Le chromophore principal est Cr^{3+} en coordination octaédrique (Figure III-25; Manning, 1969; Calas, 1978). L'intensité du vert est croissante avec la quantité de chrome. Fe^{3+} a le même effet que Cr^{3+}, dans une moindre mesure, alors que Ti^{3+} amène une composante rouge à violet qui donne au grenat une teinte vert 'rouille' (Frankel, 1959).

3.2.3.8 Les couleurs des grenats rares

Les grenats rares ont fait l'objet de peu d'étude sur leurs colorations. Leurs teintes et leurs causes connues sont présentées dans le Tableau III-5.

ESPECE	COULEUR	CAUSE DE LA COULEUR	REFERENCE
Caldérite	Différentes nuances de jaune	*Mn^{2+}? Fe^{3+}?*	
Goldmanite	Vert sombre	Cr^{3+} en coordination octaédrique	Schmetzer et Ottemann, 1979
Hibschite	Incolore à jaune pâle	*Absence d'impuretés? Fe^{3+}?*	
Katoïte	Incolore, blanc Vert Rose	*Absence d'impuretés?* Cr^{3+} en coordination ocatédrique Mn^{3+} en coordination octaédrique	Manning et Owens, 1977 Manning et Owens, 1977
Kimzeyite	Noir	Transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+}	Flies, 2008
Knorringite	Violet à vert	*Cr^{3+}?*	
Majorite	Incolore, brun-jaune, rouge	*Fe^{3+}?*	
Morimotoïte	Noir	*Ti^{4+}?*	
Schorlomite	Brun-rouge à noir	Transferts de charge Fe^{2+}-Ti^{4+} et Fe^{2+}-Fe^{3+}	Flies, 2008

Tableau III-5 : Les couleurs des grenats rares

3.2.3.9 Les grenats étoilés

Les grenats étoilés ont une composition d'almandin-pyrope (Gilg et al., 2008). Ils sont rouge sombre et présentent un astérisme à quatre ou six branches de couleur blanchâtre (Figure III-26). Ce sont des grenats typiques de l'état de l'Idaho aux Etats-Unis (Guinel et Norton, 2006).

L'apparition de l'astérisme provient de deux facteurs (Gilg et al., 2008) :

- La symétrie du grenat. En effet, le grenat cristallise dans le système cubique. Celui-ci possède de nombreux axes de symétrie. Un des systèmes d'axes de symétrie du cube est celui regroupant les quatre axes passant par les deux sommets opposés du cube. Ils sont nommés axes de rotation d'ordre 3, et sont représentés par le symbole [111] car ils ont des projections correspondant aux axes cristallographiques a, b et c. Ces axes sont séparés par des angles de 70,53° ou de 109,47°.
- La présence d'inclusions et de cavités le long des directions [111]. Les inclusions sont composées exclusivement de rutile (Guinel et Norton, 2006; Gilg et al., 2008). Elles sont de forme étirée, le long des axes [111] (Gilg et al., 2008).

Quatre branches sont observées dans deux cas (Figure III-27; Guinel et Norton, 2006; Gilg et al., 2008) : (i) lorsque la face visible du grenat est parallèle à une face cubique, les axes [111] se superposent et forment deux raies; (ii) lorsque la face visible du grenat est parallèle au plan formé par deux des quatre axes [111]. Dans ce dernier cas, et si les inclusions de rutile sont nombreuses, la troisième raie verticale, formant les cinquième et sixième branches, est visible à partir des deux autres axes recoupés par le plan de taille (Figure III-27; Gilg et al., 2008). Pour Guinel et Norton (2006), l'apparition de la troisième raie s'explique par la présence d'aiguilles de rutile dans la direction [011] (Figure III-27).

3.3 Les espèces de grenats naturels

Les compositions chimiques des six espèces principales de grenat (pyrope, almandin, spessartine, grossulaire, andradite et uvarovite) et de goldmanite issues de la bibliographie ont été recalculées afin d'avoir des résultats dépendant de ces sept espèces et pouvoir les comparer avec ceux qui sont obtenus pour les tsavorites étudiées dans le présent travail (voir Chapitre V). Il peut ainsi apparaître certaines fois que les résultats en terme de proportion moléculaire de

Figure III-26 : Grenats étoilés à quatre et six branches

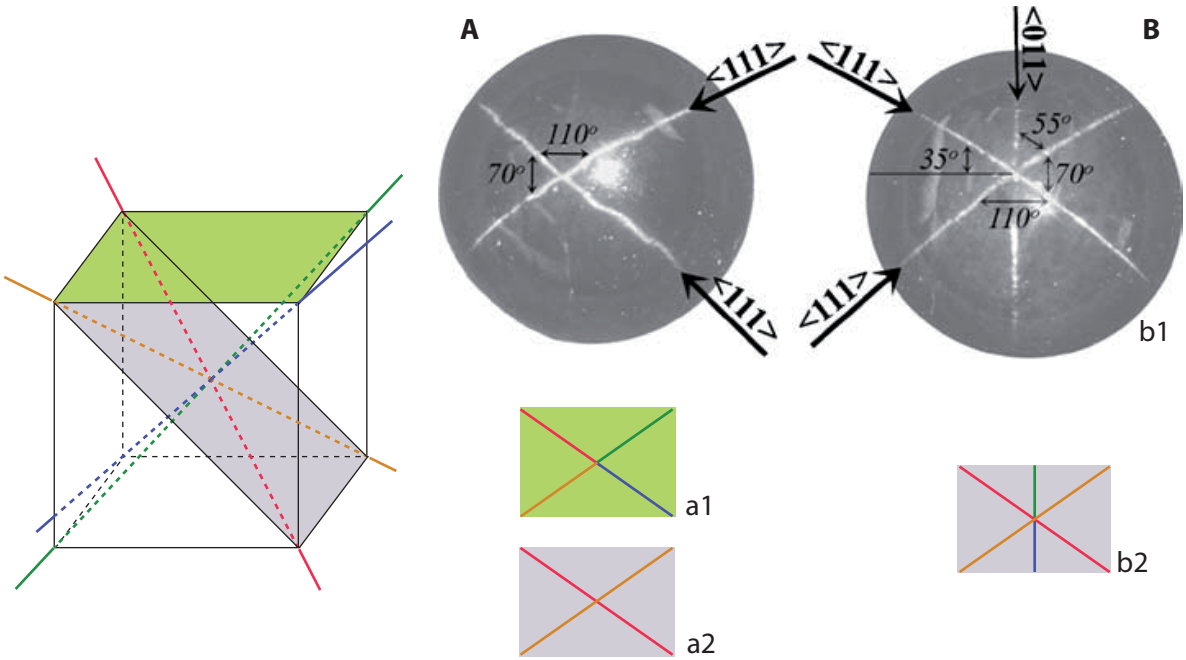


Figure III-27 : Astérismes et directions [111] des inclusions de rutile (modifiée d'après Guinel et Norton, 2006)

Les quatre axes [111] passent par les deux sommets opposés d'un cube.

A : Photo d'un astérisme à quatre branches. (a1) : L'astérisme est obtenu par projection sur une face cubique. (a2) : L'astérisme est obtenu par projection sur un plan comprenant deux axes [111] et où les inclusions de rutile sont peu nombreuses.

B : Photo d'un astérisme à six branches. (b1) : L'astérisme est obtenu par la présence d'inclusions de rutile dans la direction [011]. (b2) L'astérisme est obtenu par projection sur un plan comprenant deux axes [111] et où les inclusions de rutile sont nombreuses.

chaque espèce soient modifiés par rapport à ce qui a été publié précédemment. De plus certaines compositions ne donnent pas les analyses pour chaque élément contribuant aux sept espèces, indiquant : (i) soit ces éléments sont absents; (ii) ou ces éléments n'ont pas été analysés. Les teneurs en H_2O indiquées pour certains grenats n'ont pas été prises en compte, les sept espèces étant théoriquement anhydres et ces valeurs étant généralement faibles.

3.3.1 Le groupe des pyralspites

Chaque membre des pyralspites forme une série isomorphe avec les deux autres espèces. Stockton et Manson (1985) ont proposé une classification de ces grenats selon leurs compositions chimiques, leurs indices de réfraction, et leurs bandes d'absorption (Figure III-28). Les grenats sont ainsi répartis en six espèces : pyrope, pyrope-almandin, almandin, almandin-spessartine, spessartine et pyrope-spessartine.

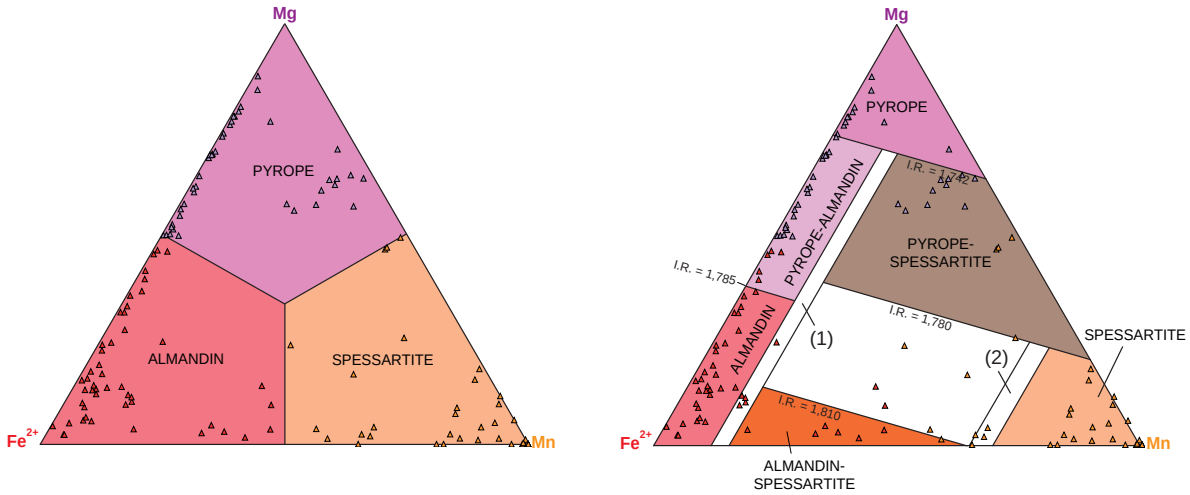


Figure III-28 : Diagrammes ternaires de composition chimique des pyralspites

(1) Les bandes d'absorption du Mn^{2+} entre 410 et 430 nm deviennent visibles dans cette gamme de composition (Figure III-14). (2) Les bandes d'absorption de Fe^{2+} à 480, 504, 520 et 573 nm se regroupent et ne sont plus distinctes dans cette gamme de composition (Figure III-12). Les données sont issues de la compilation de Deer et al. (1997), ajoutées aux mesures de Krzemnicki et al. (2001) et de Schmetzer et al. (2001).

Le diagramme de gauche définit les grenats selon leur composition chimique. Le diagramme de droite définit les grenats selon la classification de Stockton et Manson (1985) qui utilise la composition chimique, l'indice de réfraction et les bandes d'absorption. Stockton et Manson n'ont pas évoqué de grenat existant dans le domaine blanc limité par (1) et (2). Cependant des grenats d'une telle composition ont été trouvés (Deer et al., 1997) et sont considérés comme des almandins-spessartines.

3.3.1.1 Pyrope $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$ (Figure III-29)

3.3.1.1.1 Définition

Le pyrope est le pôle magnésien du groupe des pyralspites. Son nom vient du grec *pyropos* signifiant 'qui ressemble au feu'. Il est généralement de couleur pourpre à rouge (Figure

Composition théorique : 44,71 %poids SiO_2
25,29 %poids Al_2O_3
29,99 %poids MgO

Eléments éventuellement présents en traces : Cr, Fe, Na, K, P, V, Ni, Sc, Yb, Lu

Dureté : 7 à 7,5

Densité : 3,58 g/cm^3

Indice de réfraction : n_D = 1,714

Indice de dispersion : BG = 0,022

Constante de réseau cristallin : a_0 = 11,459 Å

Couleur : pourpre à orange-rouge à rouge-noir, rose (rhodolite), rose-orange à bleu-vert ('color shift' et 'color change')

Localités (liste non exhaustive) : Kimberley (Afrique du Sud), Quines (Argentine), Rio Mina Clavero (Argentine), San Martin (Argentine), Anakie (Australie), Ruby Vale (Australie), Donghai (Chine), Elie Ness (Ecosse), Garnet Hill (Etats-Unis), massif de la Dora Maira (Italie), massif de Kokchetav (Kazakhstan), Kuranze (Kenya), Bekily (Madagascar), plateau de Dariganga (Mongolie), Shavaryn Tsaram (Mongolie), plateaux de Jos et Biu (Nigéria), région de Western Gneiss (Norvège), Kakanui (Nouvelle-Zélande), hautes-terres de Bohême (République Tchèque), Mirny (Russie), île Malaita (Salomon), Alpe Arimi (Suisse), Umba (Tanzanie), Sangu (Zambie), ...

Figure III-29 : Carte d'identité du pyrope (modifiée d'après Gilg et al., 2008)

III-11). Cependant, le pyrope pur est incolore. En fait ce sont les impuretés en fer et en chrome principalement (e.g. Manning, 1967b), et leurs teneurs, qui vont donner les différentes teintes que l'on connaît au pyrope. Le pyrope forme des solutions solides avec l'almandin, la spessartine, la majorite et la knorringite (Figure III-4).

Trois variétés de pyrope sont remarquables (Gilg et al., 2008) : (i) le pyrope chromifère associé aux kimberlites en Afrique du Sud et en Russie; (ii) le pyrope-almandin 'rhodolite' rose qui se trouve en Argentine, en Australie, en Chine, aux Etats-Unis et en Afrique de l'Est; (iii) le pyrope-spessartine 'color shift malaya' qui est extrait en Tanzanie, au Kenya, et à Madagascar, et qui arbore une teinte rouge sombre à orange-rouge et rose pâle.

Les pyropes les plus purs analysés contiennent plus de 70 % de pyrope, formant des solutions avec l'almandin ou avec l'almandin et l'uvarovite (Tableau III-6).

		Bohême (péridotite)													
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	*%poids*	41,97	41,51	41,80	40,99	41,32	40,70	39,68	42,66	43,10	42,57	42,88	42,78	42,86	42,93
TiO_2		0,24	0,20	0,90	0,00	0,12	0,03	0,10	0,66	0,49	0,48	0,53	0,45	0,39	0,32
Al_2O_3		21,73	23,18	21,70	23,33	23,75	23,00	21,41	21,55	21,81	21,15	21,94	20,08	20,21	20,70
Cr_2O_3		0,72	1,48	0,20	0,75	0,00	0,06	0,00	1,60	1,86	2,52	1,75	4,07	4,08	3,30
Fe_2O_3*		2,67	0,38	1,17	0,70	1,55	0,47	1,17	0,16	0,00	0,90	0,55	0,00	0,00	0,23
V_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05
FeO*		5,89	8,27	9,25	10,75	8,65	17,18	20,33	8,95	8,48	8,06	8,04	8,00	8,10	7,83
MnO		0,97	0,40	0,30	0,26	0,26	0,60	0,67	0,32	0,35	0,37	0,33	0,33	0,33	0,31
MgO		**20,45**	**19,67**	**19,90**	**17,76**	**17,91**	**15,90**	**11,66**	**20,65**	**20,88**	**20,82**	**21,13**	**20,65**	**20,61**	**20,84**
CaO		5,52	4,74	4,50	4,95	6,77	2,00	4,48	4,31	4,42	4,52	4,46	4,99	4,89	4,94
Total		100,16	99,84	99,72	99,49	100,33	99,94	99,50	100,91	101,44	101,45	101,65	101,40	101,53	101,45
Si	*apfu*	2,985	2,962	2,997	2,965	2,952	2,989	3,005	3,017	3,024	3,000	3,002	3,025	3,026	3,024
^{iv}Al		0,015	0,038	0,003	0,035	0,048	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
		3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,005*	*3,017*	*3,024*	*3,000*	*3,002*	*3,025*	*3,026*	*3,024*
^{vi}Al		1,806	1,912	1,831	1,954	1,952	1,979	1,911	1,796	1,804	1,757	1,811	1,673	1,682	1,719
Ti		0,013	0,011	0,049	0,000	0,006	0,002	0,006	0,035	0,026	0,025	0,028	0,024	0,021	0,017
Cr		0,040	0,084	0,011	0,043	0,000	0,003	0,000	0,089	0,103	0,140	0,097	0,228	0,228	0,184
Fe^{3+}		0,143	0,021	0,063	0,038	0,083	0,026	0,067	0,008	0,000	0,048	0,029	0,000	0,000	0,012
V^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
		2,002	*2,027*	*1,954*	*2,035*	*2,041*	*2,010*	*1,984*	*1,932*	*1,936*	*1,974*	*1,967*	*1,928*	*1,934*	*1,935*
Fe^{2+}		0,351	0,494	0,555	0,650	0,517	1,055	1,288	0,529	0,498	0,475	0,471	0,473	0,478	0,461
Mn		0,058	0,024	0,018	0,016	0,016	0,037	0,043	0,019	0,021	0,022	0,020	0,020	0,020	0,018
Mg		**2,168**	**2,093**	**2,127**	**1,915**	**1,908**	**1,740**	**1,317**	**2,177**	**2,184**	**2,187**	**2,206**	**2,177**	**2,169**	**2,189**
Ca		0,421	0,362	0,346	0,384	0,518	0,157	0,364	0,327	0,332	0,341	0,335	0,378	0,370	0,373
		2,998	*2,973*	*3,046*	*2,965*	*2,959*	*2,990*	*3,011*	*3,052*	*3,035*	*3,026*	*3,030*	*3,047*	*3,037*	*3,041*
Total		8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	7,995	8,000	8,000	8,000	7,997	8,000
Pyrope	*%molécule*	**72,3**	**70,4**	**69,8**	**64,6**	**64,5**	**58,2**	**43,7**	**71,3**	**72,0**	**72,3**	**72,8**	**71,4**	**71,4**	**72,0**
Almandin		11,7	16,6	18,2	21,9	17,5	35,3	42,8	17,3	16,4	15,7	15,5	15,5	15,7	15,2
Spessartite		1,9	0,8	0,6	0,5	0,5	1,2	1,4	0,6	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6
Andradite		7,1	1,0	3,2	1,9	4,1	1,3	3,4	0,4	0,0	2,4	1,5	0,0	0,0	0,6
Uvarovite		2,0	4,1	0,6	2,1	0,0	0,2	0,0	4,6	5,3	7,1	4,9	11,8	11,8	9,5
Goldmanite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1
Grossulaire		4,9	7,1	7,5	9,0	13,4	3,8	8,7	5,5	5,5	1,6	4,5	0,5	0,2	2,0
Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau III-6 : Composition chimique des pyropes

6 : pyrope 'rhodolite' dans des gravillons de rivière à Umba, Tanzanie (Zwaan, 1974).

Kimberlite :

3 : cheminée kimberlitique Excelsior, Afrique du Sud (Boyd et Dawson, 1972).

Pyroxénite :

4 : webstérite au massif des Beni Bouchera, Maroc (Kornprobst, 1969).

Péridotite :

2 : à Alpe Arami, Suisse (Ernst, 1978); **8-14 :** pyropes rouges (8-11) et violets (12-14) de Bohême, République Tchèque (Seifert et Vrana, 2005).

Eclogite :

1 : éclogite à pyroxène à Cerrin, République Tchèque (Kokta et Nemec, 1936); **5 :** éclogite à fassaïte à Delagate, Australie (Lovering et White, 1969).

Roche à saphirine :

7 : à Grønøy, Norvège (Ostergaard, 1969).

3.3.1.1.2 Les types de minéralisation

3.3.1.1.2.1 Les kimberlites

Le pyrope est un minéral commun des kimberlites, ce qui en fait un bon minéral indicateur de gisement diamantifère. Douze types de grenats ont été différenciés au sein des kimberlites (Dawson et Stephens, 1975), dont les plus importants sont des pyropes à teneur faible en Cr et des pyropes chromifères. Ils se présentent : (i) en cristaux de grande taille, arrondis et isolés, dans la matrice; (ii) en amas ou dans des xénolithes de péridotite, pyroxénite et éclogite. Les cristaux isolés proviennent de la fracturation des xénolithes, et possèdent une auréole mi-

crocristalline de rétromorphose composée de spinelle, phlogopite, amphibole et chlorite. Dans les kimberlites, le pyrope est associé à de l'olivine, de la phlogopite, de l'orthopyroxène et du spinelle chromifère (Mitchell et Fritz, 1973).

Les pyropes des kimberlites ont des teneurs élevées en chrome, jusqu'à 18,9 %poids de Cr_2O_3 mesuré sur un échantillon issu d'une kimberlite de Yakoutie en Russie (Sobolev et al., 1973). Ces pyropes arborent alors une teinte violette à pourpre avec des nuances de vert. Ils sont également retrouvés en inclusion dans des diamants (Meyer et Boyd, 1969).

3.3.1.1.2.2 Les pyroxénites

Les pyroxénites à pyrope peuvent être trouvées ailleurs que dans les kimberlites. Elles sont signalées au sein de cheminées à brèches basaltiques sous forme de xénolithes comme à Delegate dans le New South Wales en Australie (Irving, 1974). Le grenat y est généralement associé à du clinopyroxène et du plagioclase. Ses conditions de formation ont été évaluées à P = 13-17 kbar et T = 1050-1100°C, entre 45 et 70 km de profondeur. A Sabah en Malaisie, les pyroxénites sont dispersées au sein de brèches effondrées d'âge Miocène (Morgan, 1974). Elles sont composées de pyrope(-almandin), d'augite tschermakitique, de pargasite et de rutile. Leurs conditions de formations sont P = 19 ± 4 kbar et T = 850 ± 150°C. A Soamiakatra à Madagascar, les basaltes contiennent des enclaves à pyroxénites et métagabbros à pyrope formé à P = 20 kbar et T = 1100°C (Rakotosamizanany, 2009).

Dans les Monts du Lyonnais en France, les pyroxénites à pyrope sont associées à des péridotites à pyrope, et sont intercalées dans des gneiss à grenat, sillimanite et biotite (Deer et al., 1997). Ce type de pyroxénite à pyrope s'est formé lors de la fusion partielle anatectique d'un matériel lherzolitique primaire. En Autriche, l'association de pyroxénites et de péridotites à pyrope est interprétée comme étant le résultat d'une remontée de matériel du manteau supérieur au sein de la croûte inférieure par des mouvements tectoniques (Scharbert, 1973a, b).

Des pyroxénites à pyrope sont également signalées le long de plutons, comme à Red Mountain en Alaska (Forbes et Swainbank, 1974). Le grenat, de composition pyrope-almandin-grossulaire, est associé à du clinopyroxène enrichi en molécule de Ca-Tschermaks. Il s'est formé à P = 15-20 kbar et T = 1100-1300°C.

Le pyrope peut être associé à du spinelle et plusieurs types de pyroxène, comme c'est le cas à Shikoku au Japon (Yokoyama et Mori, 1975). Le grenat est trouvé au contact entre le spinelle et les pyroxènes, suggérant qu'il s'agit d'un produit de réaction entre ces deux minéraux. Le pyrope a alors cristallisé à P = 7-13 kbar et T = 500-600°C.

3.3.1.1.2.3 Les péridotites

Les péridotites à pyrope sont généralement trouvées sous forme de xénolithes dans les kimberlites, comme en Russie (Sobolev et al., 1969) et en Afrique du Sud (Carswell et Dawson, 1970). Elles sont souvent serpentinisées et le pyrope qu'elles contiennent est appauvri en chrome, sauf à la cheminée Aykhal en Yakoutie où la teneur en chrome des pyropes s'élève jusqu'à 14,1 %poids de Cr_2O_3 (Sobolev et al., 1969).

Des péridotites à pyrope existent également dans les Vosges en France (Altherr et Kalt, 1996). Elles apparaissent sous la forme de lentilles au sein de roches métamorphiques de basse pression et haute température, et se sont formées à P > 49 kbar et T > 1100°C. Ces péridotites à pyrope sont remarquables par la présence de minéraux du groupe du platine (sperrylite, kotulskite,...) associés à de la pentlandite cobaltifère, de la pyrrhotite et de la millérite (Delangle et al., 2010).

L'exemple du pyrope de Bohême en République Tchèque (Seifert et Vrana, 2005)

Les pyropes de Bohême sont exploités dans les montagnes České středohoří situées à plusieurs dizaines de kilomètres au nord de Prague. Il s'agit des pyropes gemmes les plus réputés au monde. La région est constituée d'un socle à gneiss, migmatite, granulite et péridotite à grenat, recouvert par des sédiments mésozoïques et quaternaires. L'ensemble a été intrudé au Tertiaire.

Les péridotites à grenat sont serpentinisées et sont localisées dans des lentilles isolées de quelques centaines de mètre d'épaisseur (Figure III-30), intrudant des granulites felsiques transformées en gneiss granulitiques et migmatites (Kopecky et Sattran, 1962, 1966). Ces péridotites présentent des alternances de lherzolites à grenat, de wehrlites et de dunites pouvant contenir du pyrope (Kopecky et Padera, 1974). Elles sont parfois associées à des roches ultrabasiques et à des éclogites. Celles-ci, majoritairement constituées de pyroxène, contiennent des pyropes arrondis de teinte rouge brun et de taille moyenne égale à 2 mm (Fiala et Padera, 1984).

Les pyropes apparaissent au sein de péridotites qui peuvent être classées en deux catégories (Fiala, 1965) : (i) les péridotites à pyrope orange-rouge à rouge sombre; (ii) les péridotites à pyrope violet.

La première catégorie de péridotite, d'apparence vert sombre, est composée d'olivine, de clinopyroxène, d'orthopyroxène et d'amphibole. Les cristaux de pyrope rouge sombre ont

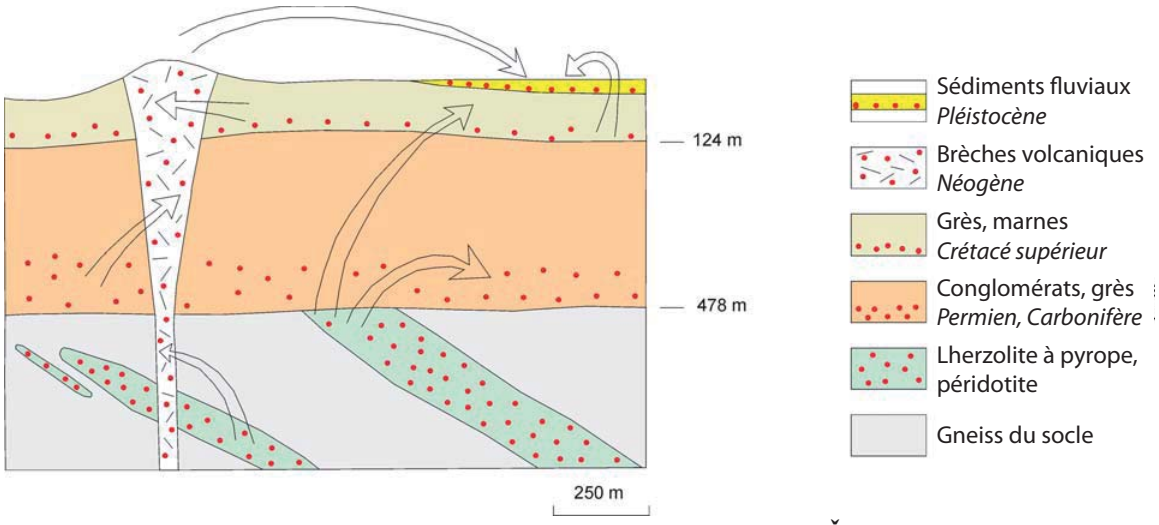


Figure III-30 : Coupe schématique du gisement de pyrope à České středohoří (d'après Seifert et Vrana, 2005)

Les points rouges représentent la distribution spatiale des pyropes au sein du gisement. Certains ont été transportés dans les niveaux superficiels depuis les péridotites, mais le mécanisme de leur migration n'est pas encore bien défini.

une taille variant de 2 à 4 mm, alors que les pyropes orange-rouge peuvent atteindre une taille de 2 cm. Cependant ces derniers sont souvent fissurés.

La deuxième catégorie de péridotites est formée principalement d'olivine, avec accessoirement de l'orthopyroxène et du clinopyroxène (Fiala, 1965). Le pyrope violet est dispersé dans la roche, et ses cristaux ont une taille avoisinant 2 cm.

La composition chimique des pyropes de Bohême issus des péridotites (Tableau III-6; analyses 8 à 14) révèle qu'ils sont composés de 71-73 % de pyrope, de 15-17 % d'almandin, de 4,6-11,8 % d'uvarovite, de 0-2,4 % d'andradite, de 0,2-5,5 % de grossulaire, et de moins de 1 % de spessartine. La proportion d'andradite peut atteindre 50 % dans les grenats des éclogites (Fiala et Padera, 1984). Les pyropes violets sont plus chromifères (3,30-4,08 %poids de Cr_2O_3) et légèrement moins ferrifères (8,00-8,10 %poids de FeO) que les pyropes rouges (1,60-2,52 %poids de Cr_2O_3 et 8,48-9,09 %poids de FeO).

Les conditions de formation des ces pyropes ne sont pas encore bien contraintes et plusieurs hypothèses ont été proposées : (i) magma issu du manteau supérieur; (ii) réactions de transformation totale du spinelle à haute pression. Seifert et Vrana (2005) ont observé plusieurs inclusions au sein des pyropes : amphibole pargasitique, spinelle à Cr et Al, sulfures de Ni et Fe. Ces inclusions indiquent qu'il y a eu une phase de réactions métamorphiques de faible à moyenne température.

3.3.1.1.2.4 Les éclogites

Les éclogites, où le pyrope est toujours associé à du pyroxène (Häuy, 1822), sont classées en trois catégories selon la proportion moléculaire de pyrope dans les grenats qu'elles contiennent (Figure III-31; Coleman et al., 1965) : (i) le groupe A (55-100 % de pyrope) regroupe les éclogites situées au sein de roches ultrabasiques (dunites et péridotites) et de cheminées kimberlitiques; (ii) le groupe B (30-55 % de pyrope) correspond aux éclogites des terrains métamorphiques gneissiques ou migmatitiques; (iii) le groupe C (0-30 % de pyrope) est rattaché aux éclogites des charnockites, granulites et amphibolites.

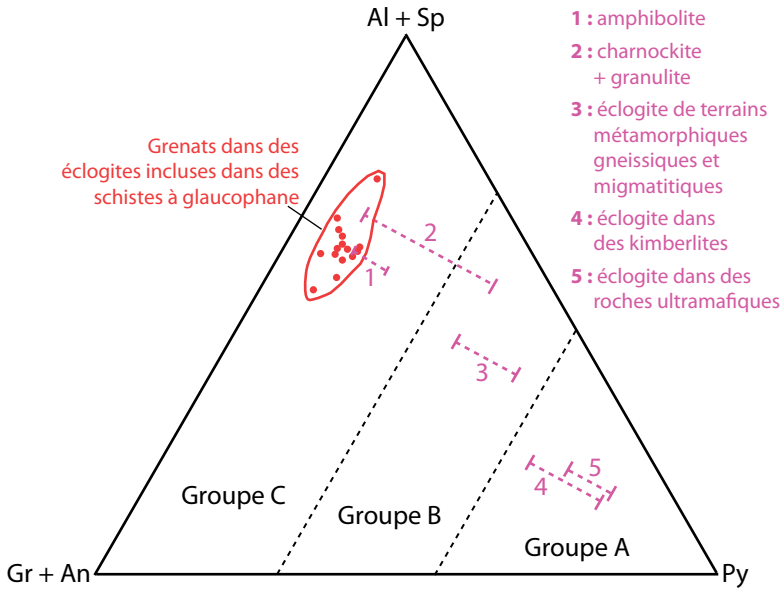


Figure III-31 : Proportions relatives en almandin (Al) + spessartine (Sp), grossulaire (Gr) + andradite (An) et pyrope (Py) pour les grenats contenus dans des éclogites et les roches associées (d'après Coleman et al., 1965)

Au sein des kimberlites sud-africaines, notamment à Roberts Victor, le pyrope forme plus de 30 % des éclogites (Deer et al., 1997). Il forme une solution solide avec l'almandin et le grossulaire, et s'est formé à P = 34-38 kbar et T = 1400°C (Harte et Gurney, 1975). Certains pyropes peuvent être zonés, avec un enrichissement en magnésium et calcium dans le cœur, et en fer sur les bordures (Lappin et Dawson, 1975). Ces grenats indiquent alors l'existence de trois étapes lors de leur formation : (i) cristallisation à partir d'un magma évolué de haute pression à P = 26-28 kbar et T = 1400-1500°C; (ii) équilibration lors d'évènements tectoniques à P = 28-32 kbar et T = 750-900°C; (iii) remontée au sein d'un magma kimberlitique à P = 8-12 kbar et T = 1000-1100°C.

Le pyrope des éclogites issues des brèches volcaniques apparaissent sous la forme de

xénocristaux à Kakanui en Nouvelle-Zélande (Mason, 1966, 1968). Les conditions de formation d'un tel grenat ont été estimées sur un échantillon issu de Delagate en Australie à P = 7-15 kbar et T = 700-1200°C, ce qui correspond à une région proche du contact entre le manteau supérieur et la croûte inférieure (Lovering et White, 1969).

Dans la péninsule Molde en Norvège, les éclogites se situent au sein de gneiss (Hernes, 1954). Elles contiennent du pyrope(-almandin), du plagioclase, du clinopyroxène et de l'amphibole.

3.3.1.1.2.5 Les roches à grenat et saphirine

Les roches à pyrope et saphirine présentent des assemblages où ces deux minéraux sont généralement associés à de la biotite, de la cordiérite, de l'hypersthène et du spinelle (Deer et al., 1997). A Val Codera en Italie, le pyrope est disséminé dans une matrice à biotite, cordiérite, hypersthène et saphirine (Barker, 1964). En Russie, au sein du massif Anabar, le pyrope est associé à de la saphirine, de la sillimanite, de l'hypersthène, de la biotite et de la cordiérite (Lutts et Kopaneva, 1968). Cet assemblage s'est formé à P = 12 kbar et T = 950°C.

3.3.1.2 Almandin $Fe_3^{2+}Al_2(SiO_4)_3$ (Figure III-32)

3.3.1.2.1 Définition

Le grenat almandin est le pôle ferreux de la série pyralspite. Il doit son nom au terme médiéval *alabandina* utilisé au Moyen-Age pour désigner les grenats provenant de la ville turque d'Alabanda (ou Antioche), où les pierres étaient taillées en provenance de l'ancienne cité d'Orthosia dans la province turque d'Aydin (Gilg et al., 2008).

La gemme la plus pure à ce jour contient 86,7% d'almandin et a été trouvée à Kagoye au Rwanda (Tableau III-7; Tarte et Deliens, 1973). En revanche la plus grosse production est issue des Alpes autrichiennes, le grenat étant présent au sein de schistes (Gilg et al., 2008).

L'almandin, en solution avec le pyrope, peut être étoilé (Figure III-26). Ce type de grenat ne se trouve que dans l'Idaho aux Etats-Unis (Guinel et Norton, 2006), en Inde, au Sri Lanka, à Madagascar et en Tanzanie (Schmetzer et al., 2002).

3.3.1.2.2 Les types de minéralisation

3.3.1.2.2.1 Les gisements métamorphiques

L'almandin est un grenat typique des roches issues du métamorphisme de sédiments

Composition théorique : 36,21 %poids SiO_2
20,48 %poids Al_2O_3
43,30 %poids FeO

Eléments éventuellement présents en traces : Na, K, Cr, V (Y, Eu, Yb, Hf, Th, U)

Dureté : 7 à 7,5

Densité : 4,32 g/cm^3

Indice de réfraction : n_D = 1,830

Indice de dispersion : BG = 0,027

Constante de réseau cristallin : a_0 = 11,526 Å

Couleur : rouge très sombre, avec communément des teintes violacées à bleutées, rose (rhodolite)

Localités (liste non exhaustive) : mine Bayerland (Allemagne), Öztal (Autriche), Tauern Window (Autriche), Zillertal (Autriche), Minas Gerais (Brésil), Sturgeon Falls (Canada), Xianjiang (Chine), Avondale (Etats-Unis), Bedford (Etats-Unis), Bishops Mill (Etats-Unis), Ducktown (Etats-Unis), mine Fanny Gauge (Etats-Unis), Garnet Hill (Etats-Unis), Gillette Quarry (Etats-Unis), Gore Mountain (Etats-Unis), McKinney Mine (Etats-Unis), Manhattan (Etats-Unis), Marshall (Etats-Unis), mine de Michigamme (Etats-Unis), Russel (Etats-Unis), mine Sedalia (Etats-Unis), Southbury (Etats-Unis), Topsham (Etats-Unis), Wrangell (Etats-Unis), Yamanoo (Japon), Fauske (Norvège), Horni Blatna (République Tchèque), Kayove (Rwanda), Falun (Suède), Pizzo Badile (Suisse), Kalalani (Tanzanie), Orthosia (Turquie), le nord du Pakistan, ...

Figure III-32 : Carte d'identité de l'almandin (modifiée d'après Gilg et al., 2008)

argileux tels que les micaschistes, les granulites et les gneiss (Deer et al., 1997). Il est souvent associé à la biotite. Le grenat se forme alors : (i) par réaction avec les chlorites pour un métamorphisme de bas degré; (ii) par la transformation complète du mica en almandin et en feldspath potassique pour un métamorphisme de haut degré, voire par la réaction entre la staurolite et le quartz donnant l'almandin avec de la kyanite ou de la sillimanite.

L'almandin peut former une solution solide avec le pyrope, où il reste majoritaire, dans les roches des faciès granulite et schiste bleu, et dans certaines éclogites (Deer et al., 1997). Il peut parfois être le produit du métamorphisme thermique de roches pélitiques, mais l'almandin est alors limité aux zones contenant des micas blancs. Il a alors des composantes non négligeables de pyrope et de spessartine, et il est associé à de la cordiérite, de l'orthopyroxène et du plagioclase.

								Collobrières (BIF)	Kuvalorog (magmatisme)			
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	*%poids*	36,10	37,24	36,97	36,10	38,10	38,05	35,89	39,17	36,55	38,19	38,23
TiO_2		1,21	0,00	0,00	0,10	0,09	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00
Al_2O_3		20,90	20,50	20,80	21,40	20,89	21,73	19,95	21,81	20,14	20,95	21,45
Cr_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00
Fe_2O_3*		0,00	0,86	0,12	1,46	1,90	0,67	0,89	0,17	2,22	1,60	0,32
V_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*		**36,80**	**35,93**	**33,89**	**30,18**	**24,20**	**20,76**	**40,67**	**25,82**	**32,71**	**27,78**	**30,95**
MnO		2,50	0,44	5,50	1,20	0,33	4,26	0,05	1,27	0,81	0,78	0,39
MgO		1,33	3,55	2,30	0,40	4,27	4,58	0,57	9,27	1,51	7,94	7,44
CaO		0,57	1,42	0,50	8,70	10,53	9,57	0,93	2,50	5,84	2,31	0,86
Total		99,41	99,94	100,08	99,54	100,31	99,61	98,98	100,02	99,78	99,71	99,64
Si	*apfu*	2,958	3,001	3,001	2,927	2,977	2,978	2,991	3,008	2,968	2,983	2,999
^{iv}Al		0,042	0,000	0,000	0,073	0,023	0,022	0,009	0,000	0,032	0,017	0,001
		3,000	*3,001*	*3,001*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,008*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al		1,976	1,947	1,990	1,972	1,901	1,983	1,950	1,974	1,896	1,912	1,982
Ti		0,075	0,000	0,000	0,006	0,005	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000
Fe^{3+}		0,000	0,052	0,007	0,089	0,112	0,039	0,056	0,010	0,136	0,094	0,019
V^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
		2,051	*1,999*	*1,997*	*2,067*	*2,018*	*2,022*	*2,008*	*1,984*	*2,032*	*2,016*	*2,001*
Fe^{2+}		**2,522**	**2,422**	**2,301**	**2,046**	**1,582**	**1,359**	**2,835**	**1,658**	**2,222**	**1,815**	**2,031**
Mn		0,174	0,030	0,378	0,082	0,022	0,282	0,004	0,083	0,056	0,052	0,026
Mg		0,162	0,426	0,278	0,048	0,497	0,534	0,071	1,061	0,183	0,925	0,870
Ca		0,050	0,123	0,043	0,756	0,882	0,803	0,083	0,206	0,508	0,193	0,072
		2,908	*3,001*	*3,001*	*2,933*	*2,982*	*2,978*	*2,992*	*3,008*	*2,968*	*2,984*	*2,999*
Total		7,958	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Pyrope	*%molécule*	5,6	14,2	9,3	1,6	16,7	17,9	2,4	35,3	6,2	31,0	29,0
Almandin		**86,7**	**80,7**	**76,7**	**69,8**	**53,0**	**45,6**	**94,7**	**55,1**	**74,8**	**60,8**	**67,7**
Spessartite		6,0	1,0	12,6	2,8	0,7	9,5	0,1	2,7	1,9	1,7	0,9
Andradite		0,0	2,6	0,4	4,3	5,5	1,9	2,8	0,5	6,7	4,7	0,9
Uvarovite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0
Goldmanite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Grossulaire		1,7	1,5	1,1	21,4	24,0	25,0	0,0	6,3	10,4	1,4	1,5
Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau III-7 : Composition chimique des almandins

1 : à Kayove, Rwanda (Tarte et Deliens, 1973).

Métamorphisme :

2 : dans une granulite à cordiérite, hypersthène et grenat dans le Labrador, Canada (Berg, 1977); **5 :** dans une éclogite à Spitsbergen, Norvège (Gee, 1964); **6 :** dans un schiste bleu à quartz, glaucophane et stilpnomélane à la mine San Bautista, Californie, Etats-Unis (Hutton, 1962); **7 :** dans une formation ferrifère à Collobrières, France (Woodland et al., 1995).

Magmatisme :

3 : dans une ignimbrite dacitique à Ullswater, Angleterre (Fitton, 1972); **8-11 :** dans une leuconorite (8), dans une leucodiorite (9-10) et dans une cornéenne (11) dans le massif de Kuvalorog, Russie (Konnikov et al., 2009).

Extraterrestre :

4 : dans un échantillon lunaire (Traill et al., 1970).

A - Les formations ferrifères

L'almandin est parfois retrouvé au sein de roches riches en fer, comme les eulysites (roches à ferrosillites) en Suède (Eckermann, 1922) et en Ecosse (Tilley, 1938), et les collobrièrites en France (Woodland et al., 1995), issues du métamorphisme de formations ferrifères litées (e.g. Banded Iron Formation ou BIF) dans le faciès granulite (Deer et al., 1997).

L'almandin est associé à du quartz, de l'orthopyroxène à fer et manganèse, et des oxydes de fer dans le gisement à fer et manganèse de Vestpolltind en Norvège (Krogh, 1977), ainsi que dans la péninsule de Kola en Russie (Bondarenko et Dagelaiskii, 1961). En Australie, dans le complexe de Willyama à Broken Hill, l'almandin se trouve dans des formations ferrifères

à quartz, apatite et magnétite associés à des minéralisations à plomb et zinc (Richards, 1966; Stanton et Williams, 1978). Les almandins des formations ferrifères métamorphiques des Territoires du Nord-Ouest au Canada sont associés à la hornblende, la grunérite, le quartz et la magnétite (Bostock, 1977). Dans la province de Hebei en Chine, les roches ferrifères contiennent de l'almandin, de la ferrifayalite, de l'eulite (ferrosillite) et du quartz (Zhang et al., 1981).

L'exemple de l'almandin de Collobrières en France (Woodland et al., 1995)

L'almandin de Collobrières, dans le Var, dans le sud-est de la France, se trouve dans des roches métamorphiques ferrifères du massif des Maures. Elles forment des lentilles de plusieurs mètres de large à l'intérieur d'une ceinture de micaschistes affectés par un métamorphisme de degré amphibolite. Ces roches métamorphiques ferrifères sont de couleur sombre, sans quartz, et composées d'alternances centimétriques de niveaux enrichis en magnétite et de niveaux plus silicatés. Deux assemblages minéralogiques sont distingués : (i) almandin, fayalite, grunérite, magnétite et apatite; (ii) almandin, grunérite, magnétite et apatite.

Le grenat almandin apparaît sous forme de porphyroblastes de 2 cm à cristaux arrondis à automorphes, de couleur violet-rouge à violet-brun, et non zonés. Certains contiennent des inclusions de magnétite. L'almandin est localement remplacé par de la chlorite ferrifère. La composition chimique des almandins est homogène, l'élément principal étant Fe^{2+} (environ 95 % d'almandin), et les traces (Ca, Mg et Mn) représentent moins de 1,7 %poids (Tableau III-7; analyse 7).

A partir de la stabilité thermique de la grunérite, les conditions de formation de l'ensemble métamorphique, et donc de l'almandin, sont estimées à P = 3-7 kbar et T = 675-745°C.

B - Les schistes bleus

L'almandin des schistes bleus est souvent associé à des roches à glaucophane (Deer et al., 1997). Il forme des solutions solides avec la spessartine et le grossulaire (Tableau III-7). Il est zoné, avec un cœur enrichi en Mn et des bordures enrichies en Fe comme cela a été décrit en Californie (Lee et al., 1963; Dudley, 1969). L'almandin peut être associé à du glaucophane, du quartz, de la lawsonite, de l'épidote et de la chlorite. En Nouvelle-Calédonie, la réaction de formation de l'almandin est donnée par l'équation suivante (Black, 1973) :

ferroglaucophane + chlorite ferrifère + lawsonite →
glaucophane + chlorite magnésienne + épidote + almandin

Les schistes bleus à almandin sont retrouvés dans des formations à métacherts et métabasaltes (Californie; Coleman et Lee, 1963), dans des métasédiments et métabasaltes (Nouvelle-Calédonie; Black, 1973), ou dans des roches acides et basiques métamorphisées (Alpes italiennes; Reinsch, 1977). Dans ce dernier cas, les conditions du métamorphisme sont estimées à P = 15-20 kbar et T = 550-680°C.

C - Les éclogites

L'almandin des éclogites est souvent un almandin-pyrope de composition proche de $Alm_{60}Pyr_{40}$ (Deer et al., 1997). Ces éclogites peuvent être associées à des schistes à glaucophane (e.g. Lee et al., 1963), des roches basiques et ultrabasiques (e.g. Coffrant, 1974), des gneiss (e.g. Bryhni et al., 1969), des rodingites (e.g. Evans et al., 1979), des amphibolites (e.g. Morgan, 1970) et des kimberlites (e.g. Griffin et al., 1979).

D - Les granulites

L'almandin est présent dans de nombreuses roches du faciès granulite, et il peut dans certains cas former une solution solide avec le pyrope (Deer et al., 1997).

Dans les charnockites métamorphisées de type enderbite, il est associé à des pyroxènes et il contient entre 60 et 70 % d'almandin (Deer et al., 1997). Les conditions de formation de l'almandin dans de telles roches sont estimées à : (i) P = 8-18 kbar et T = 800-900°C à Madras en Inde (Wood, 1974); (ii) P = 6-8,5 kbar et T = 750-830°C dans le Bengale de l'ouest en Inde (Manna et Sen, 1974); (iii) P = 5-7 kbar et T = 700 ± 50°C au Sri Lanka (Jayawardena et Carswell, 1976).

L'almandin est souvent associé à de la cordiérite et de l'orthopyroxène dans les roches pélitiques et psammitiques (Deer et al., 1997). Le grenat contient environ 60 % d'almandin dans cet assemblage. Une de ses réactions de formation dans ces roches peut s'écrire (Blümel et Schreyer, 1976) :

biotite + sillimanite + quartz = almandin + cordiérite + feldspath K + eau

D'autres assemblages à almandin ont été identifiés dans de nombreuses régions : (i) almandin, orthopyroxène alumineux, spinelle et cordiérite dans les granulites mafiques de Quairading en Australie (Davidson et Mathison, 1974); (ii) almandin, sillimanite, cordiérite, biotite et quartz dans des paragneiss précambriens (P = 4-5 kbar et T = 700-750°C) des Appalaches aux Etats-Unis (Dallmeyer, 1974); (iii) almandin, cordiérite et hypersthène (P = 7,5 kbar et T = 800°C) dans le Transvaal en Afrique du Sud (van Reenen et du Toit, 1978); (iv) almandin et sillimanite dans des gneiss en Chine (Li et Chung, 1965); (v) almandin et hornblende à Broken Hill en Australie (Binns, 1965); (vi) almandin, biotite, quartz, plagioclase et orthopyroxène dans des gneiss du Minnesota aux Etats-Unis (Himmelberg et Phinney, 1967); (vii) almandin et zoïsite en Galice en Espagne (Vogel et Bahezre, 1965).

3.3.1.2.2.2 Les roches magmatiques

La présence de l'almandin au sein de roches magmatiques est peu courante, et est souvent rattachée à trois paragenèses (Deer et al., 1997) : (i) assemblages tardifs dans des pegmatites et des aplites granitiques; (ii) xénocristaux accidentels dus à de la contamination par les niveaux au toit des intrusions; (iii) phases en équilibre primaire dans des granites calcoalcalins.

L'almandin des pegmatites et des aplites forme une solution solide avec la spessartine (Tableau III-7). Il existe plusieurs cas d'une telle occurrence, dont : (i) le granite de Donegal en Irlande où les grenats sont associés à de la muscovite (Hall, 1965); (ii) le granite de Galway en Irlande où l'almandin est zoné avec un cœur enrichi en Mn et Ca, et une bordure enrichie en Mg et Fe (Leake, 1978). Des phénocristaux d'almandin sont trouvés dans des roches volcaniques, notamment dans des andésites et des dacites (Deer et al., 1997). Ces grenats contiennent du manganèse mais en quantité moindre par rapport aux almandins des aplites comme dans le Lake District en Angleterre (Oliver, 1956). Dans certaines dacites l'almandin forme une solution solide avec le pyrope (Makarov et Suprychev, 1965).

L'almandin issu d'une contamination magmatique de roches encaissantes a la même composition que celui de la roche contaminante, comme à Cerro Hoyazo en Espagne où l'almandin d'une dacite à biotite, cordiérite et labradorite a les mêmes propriétés et composition que celui des gneiss à almandin, biotite et sillimanite inclus dans la dacite (Zeck, 1968).

L'almandin issu de magmas calcoalcalins se forme dans les premiers stages de cristallisation du magma, pour des pressions comprises entre 9 et 18 kbar, correspondant à la limite de la base de la croûte et du manteau supérieur (Green et Ringwood, 1968; Keesmann et al., 1971; Birch et Gleadow, 1974).

L'exemple de l'almandin du massif de Kuvalorog en Russie (Konnikov et al., 2009)

Le massif de Kuvalorog, dans la péninsule du Kamtchatka, est un massif intrusif composé de lherzolite et d'harzburgite à amphibole et phlogopite, d'orthopyroxénite à hornblende, de norite, de diorite à biotite et hornblende, de diorite quartzeuse et de hornblendite (Figure III-33). Il est entouré par des granodiorites et des plagiogranites L'encaissant correspond à des métasédiments carbonatés. Les almandins sont situés dans des roches basiques, ainsi que dans des cornéennes issues de la transformation de grès et de silts carbonatés au contact des norites.

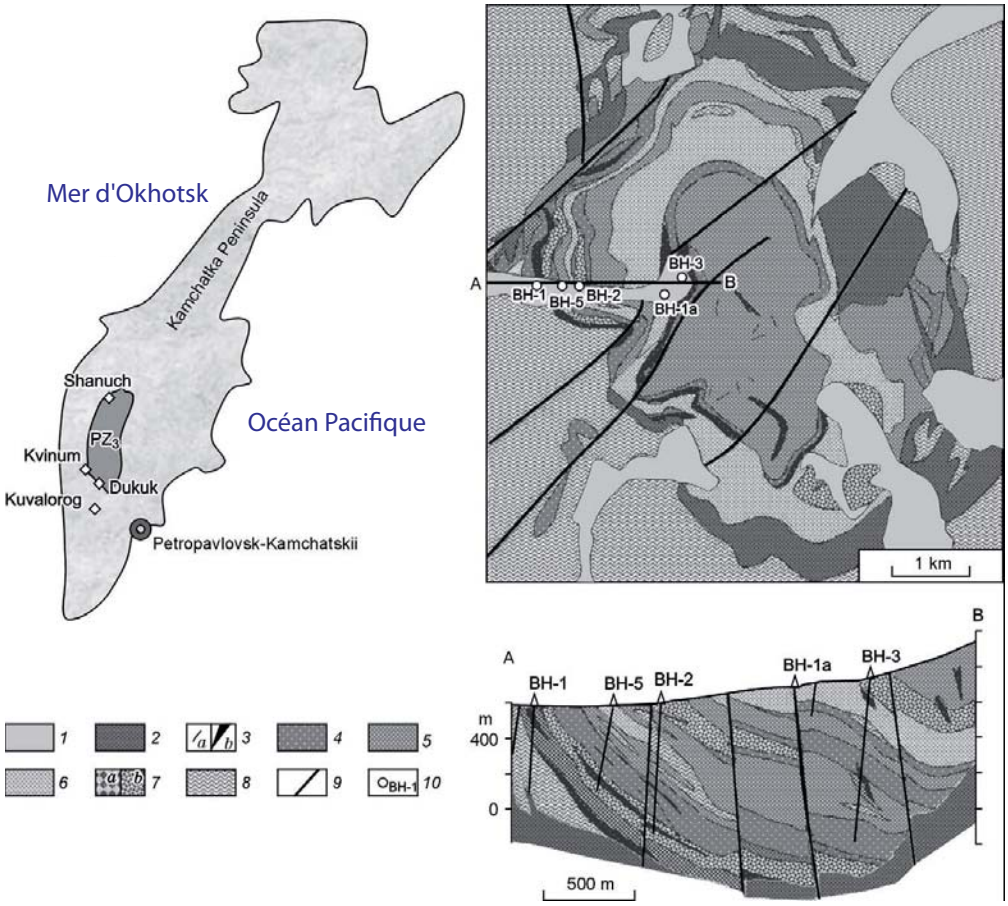


Figure III-33 : Carte géologique et coupe simplifiées du massif de Kuvalorog (d'après Konnikov et al., 2009)

1 : dépôts divers ; 2 : granitoïdes; 3 : filons (a) et lits (b) de cortlandites; 4 : orthopyroxénites; 5 : norites et gabbronorites; 6 : leuconorites et diorites; 7 : minerais à sulfures pauvres (a) et riches (b); 8 : formation à schistes noirs de Kheivan; 9 : failles; 10 : puits; A-B : coupe de la vallée de Medvezhii Brook.

Les norites à hornblende, au contact des cornéennes, ont été transformées en norites leucocratiques, en diorites à hornblende et biotite, et en diorites quartzeuses à grenat. Ces dernières sont composées de grains tabulaires de plagioclase zoné (6-59 % d'anorthite), d'hornblende à reliques d'hypersthène, de biotite titanifère (3-4 % poids de TiO_2), de quartz intersticiel, de

feldspath potassique enrichi en baryum (0,62 %poids de BaO), et d'almandin-pyrope automorphe.

L'almandin (Tableau III-7; analyse 8), de taille variant entre 5 et 10 mm, est enrichi en calcium (10-20 % de grossulaire) par rapport à celui des cornéennes (2-3 % de grossulaire). Certains grains sont zonés, la proportion de pyrope augmentant du cœur vers la bordure. Cependant, ces grenats zonés sont moins magnésiens, la composante en pyrope variant de 7 à 26 %. De nombreuses inclusions ont été observées au cœur de ces almandins : quartz, biotite, amphibole, orthopyroxène, apatite, zircon, ilménite et sulfures. Les grenats non zonés ne présentent pas d'inclusions.

Dans la partie centrale des diorites grenatifères, les cristaux d'almandin sont subautomorphes, de petite taille (0,5-1 mm), non zonés, et forment des amas irréguliers. Ils sont plus magnésiens (35 % de pyrope) et moins calciques (7-8 % de grossulaire) que les almandins de la zone externe des diorites (Tableau III-7; analyses 9 et 10). Le grenat est associé : (i) soit à des aggrégats d'orthopyroxène et de cummingtonite; (ii) soit à du plagioclase.

L'almandin est également trouvé dans des leuconorites composées de plagioclase zoné (55-84 % d'anorthite), d'hypersthène, de phlogopite, et de cummingtonite remplaçant de l'orthopyroxène. Au sein de cette roche, le grenat est intimement associé à la phlogopite, remplissant les mêmes fractures au sein des cristaux de plagioclase.

Dans les zones éloignées du contact avec les norites, les cornéennes présentent une paragenèse à grains fins de quartz, plagioclase, biotite et grenat. Des intercalations de composition identique mais à grains grossiers sont trouvées, et résultent d'une phase de recristallisation. Dans ces roches, l'almandin forme des aggrégats xénomorphes amiboïdes. En se rapprochant du contact, la granularité des cornéennes augmente (1 à 5 mm) et la structure devient schisteuse. L'almandin se présente alors : (i) sous la forme de porphyroblastes, en compagnie de porphyroblastes de staurotide et de cordiérite; (ii) en lits intercalés composés à 70-80 % de grenat associé à de la biotite, de la chlorite, de la sillimanite et du graphite, et parfois à de la pyrrhotite, de l'hercynite et du rutile. L'almandin est zoné et contient une forte proportion de magnésium (29-35 % de pyrope; Tableau III-7; analyse 11). Les conditions de formation des cornéennes sont estimées à P = 6-8 kbar et T = 740-780°C à l'aide des barothermomètres grenat-cordiérite et grenat-biotite.

Les roches du massif de Kuvalorog n'ont pas été affectées par des transformations métamorphiques ce qui suggère que l'almandin a une origine magmatique liée à la formation des intrusions noritiques. D'après l'abondance de minéraux hydroxylés, la magma était saturé en eau et alimenté dans la zone de contact par la déshydratation des reliques de grès et silts carbo-

natés, où se trouvent les cornéennes. L'almandin s'est ensuite formé à partir du magma basique résiduel.

3.3.1.2.2.3 Les roches sédimentaires

L'almandin est le grenat le plus répandu parmi les roches détritiques de tout âge. Il apparaît sous la forme de grains irréguliers plus ou moins fracturés, contenant des inclusions de quartz et d'oxydes (Deer et al., 1997). Sa couleur varie de l'incolore au pourpre et rouge orangé. Pour l'almandin rouge orangé, des traces d'ytterbium, d'yttrium et de scandium ont été détectées (McDonald, 1968). Ces différentes couleurs sont parfois utilisées afin de déterminer l'origine du matériel détritique (Deer et al., 1997).

3.3.1.2.2.4 Origine extraterrestre

De l'almandin a été trouvé sur un échantillon provenant de la Lune et dont la composition est $Alm_{69,8}Gro_{21,4}And_{4,3}Sp_{2,8}Py_{1,6}$ (Tableau III-7; Traill et al., 1970). Il apparaît également que deux types de grenat sont présents dans la poussière interstellaire : almandin et andradite (Manning, 1970a).

3.3.1.3 Spessartine $Mn_3^{2+}Al_2(SiO_4)_3$ (Figure III-34)

3.3.1.3.1 Définition

La spessartine, nom issu des montagnes Spessart en Allemagne, est le grenat correspondant au pôle manganésifère du groupe des pyralspites. Elle est généralement de couleur orange à rouge et est colorée par le manganèse (Manning, 1967b).

La pierre la plus pure, 97 % de spessartine (Tableau III-8), a été signalée au Japon à la mine Kinko (Hirowatari, 1964). Ces grenats manganésifères sont souvent zonés (Gilg et al., 2008) : le cœur est enrichi en Mn et appauvri en Fe (spessartine) alors que les bordures sont appauvries en Mn et enrichies en Fe (almandin).

3.3.1.3.2 Les types de minéralisation

3.3.1.3.2.1 Les skarns

La spessartine se retrouve principalement dans des skarns enrichis en manganèse où elle est associée à des minéraux manganésifères comme la rhodonite, la pyroxmangite ou la téph-

Composition théorique : 36,41 %poids SiO_2
20,62 %poids Al_2O_3
42,99 %poids MnO

Eléments éventuellement présents en traces :
As, Cd, Co, F, Ga, Ge, Mo, Sc, V, Fe, Y, Zn, Sn

Couleur : jaune-orange à orange sombre, marron, noir

Dureté : 7 à 7,5

Densité : 4,19 g/cm^3

Indice de réfraction : n_D = 1,800

Indice de dispersion : BG = 0,027

Constante de réseau cristallin : a_0 = 11,621 Å

Localités (liste non exhaustive) : Kantiwa (Afghanistan), Ilfeld (Allemagne), montagnes Spessart (Allemagne), Broken Hill (Australie), Bahia (Brésil), Minas Gerais (Brésil), mine Navegadora (Brésil), Pará (Brésil), Tongbei (Chine), région du Highland (Ecosse), montagnes Aquarius (Etats-Unis), Avondale (Etats-Unis), Ely (Etats-Unis), Jenkintown (Etats-Unis), mine Little Three (Etats-Unis), montagne Ruby (Etats-Unis), mine Rutherford (Etats-Unis), Thomas Range (Etats-Unis), Haute-Vienne (France), Madhya Pradesh (Inde), San Piero (Italie), St Marcel (Italie), mine Kinko (Japon), Sahatany (Madagascar), Marionflüss (Namibie), Iseyin (Nigéria), Röstöl (Norvège), Shengus (Pakistan), Miaks (Russie), Silfberget (Suède), Loliondo (Tanzanie), Umba (Tanzanie), ...

Figure III-34 : Carte d'identité de la spessartine (modifiée d'après Gilg et al., 2008)

roïte (Deer et al., 1997). Elle est alors issue d'une réaction métasomatique liée à des intrusions magmatiques adjacentes ou à un métamorphisme régional.

En Inde, dans la mine de West Tirodi à Madhya Pradesh, la spessartine est associée à de la rhodonite, de la blanfordite et de la juddite (Roy et Purkait, 1968). Dans les skarns brésiliens de Buritirama, le grenat se retrouve au sein de marbres calco-silicatés enrichis en manganèse avec de la téphroïte et de la pyroxmangite (Peters et al., 1977). La spessartine italienne de la vallée de Strona apparaît dans un skarn lié à l'intrusion de pegmatites dans des marbres, en compagnie de rhodonite et de johannsenite (Bertolani, 1967).

L'exemple de la spessartine de Mankwadzi au Ghana (Dzigbodi-Adjimah, 2004)

La région de Mankwadzi est localisée au Ghana sur la côte du golfe de Guinée (Figure

		Mankwadzi (skarn)									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	*%poids*	35,33	36,20	36,13	36,28	36,34	35,95	36,39	37,04	36,47	37,04
TiO_2		0,00	0,00	0,02	0,04	0,10	0,15	0,23	0,15	0,71	0,30
Al_2O_3		21,50	20,65	21,04	17,85	20,25	20,79	19,67	19,86	19,91	20,54
Cr_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Fe_2O_3*		0,00	0,53	0,78	4,10	0,11	1,26	1,28	1,89	2,41	0,49
V_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,12	0,07
FeO*		0,00	0,24	2,21	1,36	8,03	5,14	5,69	3,67	6,39	7,03
MnO		**41,06**	**41,21**	**37,95**	**35,97**	**34,51**	**33,72**	**33,98**	**29,02**	**28,25**	**28,48**
MgO		0,00	0,00	0,31	0,00	0,00	0,31	0,49	0,36	0,45	0,38
CaO		1,02	1,02	1,58	4,39	0,44	2,56	2,14	8,37	6,59	6,25
Total		98,91	99,85	100,02	99,99	99,78	99,88	99,91	100,36	101,30	100,61
Si	*apfu*	2,933	2,981	2,959	3,000	3,004	2,947	2,992	2,989	2,936	2,988
^{iv}Al		0,067	0,019	0,041	0,000	0,000	0,053	0,008	0,011	0,064	0,012
		3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,004*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al		2,037	1,986	1,990	1,740	1,973	1,956	1,898	1,878	1,825	1,940
Ti		0,000	0,000	0,001	0,002	0,006	0,009	0,014	0,009	0,043	0,018
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Fe^{3+}		0,000	0,033	0,048	0,255	0,007	0,078	0,079	0,115	0,146	0,030
V^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,008	0,005
		2,037	*2,019*	*2,040*	*1,997*	*1,986*	*2,043*	*1,994*	*2,002*	*2,021*	*1,994*
Fe^{2+}		0,000	0,017	0,151	0,094	0,555	0,352	0,391	0,248	0,430	0,474
Mn		**2,887**	**2,875**	**2,633**	**2,519**	**2,416**	**2,342**	**2,366**	**1,984**	**1,926**	**1,946**
Mg		0,000	0,000	0,038	0,000	0,000	0,038	0,060	0,043	0,054	0,046
Ca		0,091	0,090	0,139	0,389	0,039	0,225	0,189	0,724	0,568	0,540
		2,978	*2,981*	*2,960*	*3,003*	*3,010*	*2,957*	*3,006*	*2,998*	*2,979*	*3,006*
Total		8,015	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Pyrope	*%molécule*	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	1,3	2,0	1,4	1,8	1,5
Almandin		0,0	0,6	5,1	3,1	18,4	11,9	13,0	8,3	14,4	15,8
Spessartite		**97,0**	**96,4**	**88,9**	**83,9**	**80,3**	**79,2**	**78,7**	**66,2**	**64,7**	**64,7**
Andradite		0,0	1,6	2,4	12,8	0,3	3,8	4,0	5,7	7,2	1,5
Uvarovite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
Goldmanite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,4	0,2
Grossulaire		3,0	1,4	2,3	0,2	0,9	3,8	2,2	18,4	11,5	16,2
Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau III-8 : Composition chimique des spessartines

1 : Mine Kinko, Japon (Hirowatari, 1964).

Skarn :

4 : dans un skarn à spessartine, magnétite, hématite et chlorite au Monte Arssicio, Italie (Leoni et Orlandi, 1975); **7-10 :** dans un skarn manganésifère à Mankwadzi, Ghana (Dzigbodi-Adjimah, 2004).

Gisement métamorphique :

3 : dans un schiste à ferrostilpnomélane, magnétite, quartz et épidote à Staircase Creek, Nouvelle-Zélande (Hutton, 1962); **6 :** dans un schiste à quartz, glaucophane et stilpnomélane à la mine San Jan Bautista, Californie, USA (Hutton, 1962).

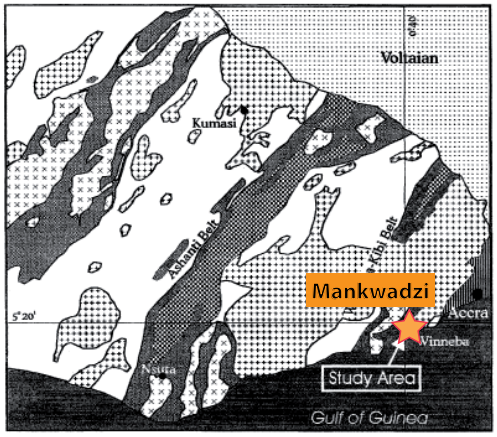
Gisement magmatique :

2 : dans une pegmatite granitique à cleavelandite et lépidolite à la mine Sebit, Kenya (von Knorring et Baldwin, 1969); **5 :** incluse dans un mica vert dans une pegmatite à Mtoko, Zimbabwe (Hornung et von Knorring, 1962).

III-35). Elle appartient à l'extrémité sud de la ceinture volcanique à greenstones de Winneba-Kibi datée du Paléoprotérozoïque.

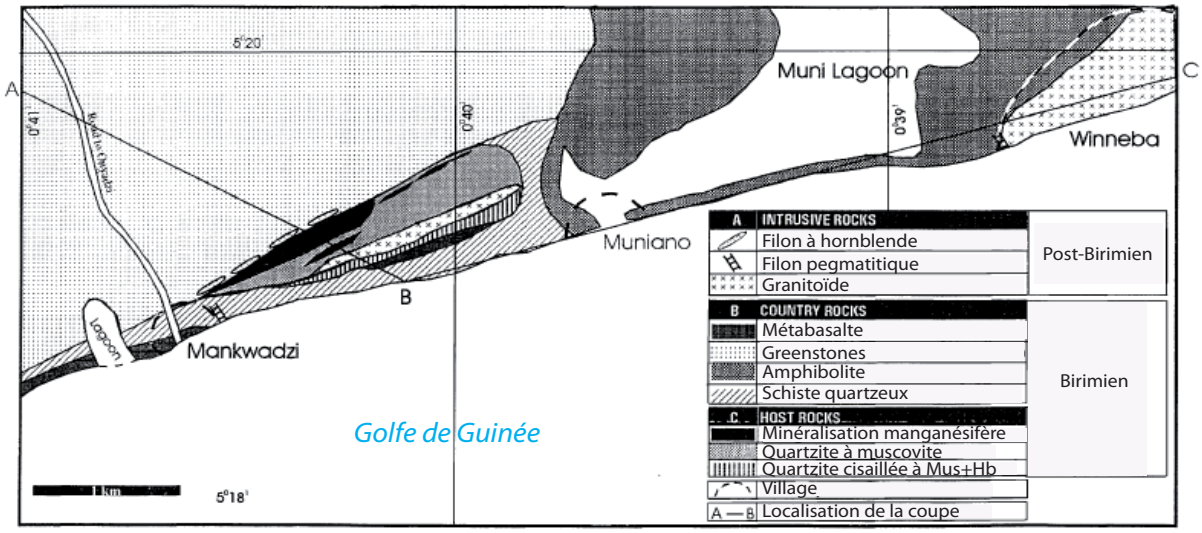
Les roches composant la zone de Mankwadzi appartiennent à une ceinture de roches vertes (généralement de type schistes à quartz, hornblende et actinolite), des amphibolites, des quartzites, et des schistes quartzeux à hornblende et biotite. Elles sont intrudées par des granitoïdes à hornblende et biotite, associés à des pegmatites et des veines de quartz. Des filons mafiques et ultramafiques syn- et post-tectoniques se sont mis en place au sein des roches selon le plan de foliation régional. Ils ont une épaisseur de 30 m et sont aujourd'hui partiellement à intégralement transformés en amphibolites et hornblendites. Quelques métabasaltes issus d'épisodes volcaniques tardifs sont rencontrés à l'ouest de Mankwadzi.

Les quartzites contiennent des minéralisations manganésifères, dont certaines à spes-

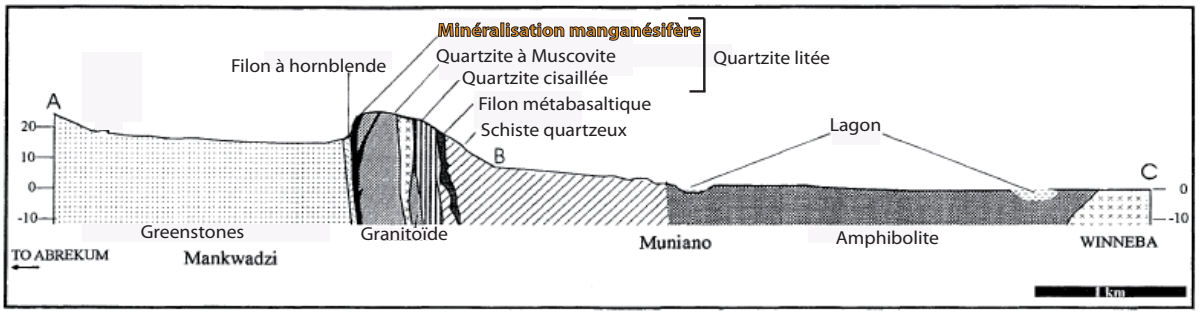


	Bas. séd. birimien Ceint. volc. birimienne	2180-2170 Ma
	Roches tarkwaiennes	2132±3 Ma
	Granitoïde (bassin)	2179±2 - 2145±2 Ma
	Granitoïde (ceinture)	2125±2 - 2039±1 Ma
	Togo Voltaien	Paléozoïque

Figure III-35 : Localisation du skarn manganésifère de Mankwadzi (d'après Dzigbodi-Adjimah, 2004)



(a)



(b)

Figure III-36 : (a) Carte géologique de la région de Mankwadzi; (b) Coupe transversale dans la région de Mankwadzi (d'après Dzigbodi-Adjimah, 2004)

sartine. Les minéralisations se présentent sous la forme de bandes intimement associées aux quartzites et aux schistes quartzeux compris entre les roches vertes et les amphibolites (Figure III-36). La minéralisation principale s'étend sur une centaine de mètres et a une épaisseur variant de 20 à 30 m. Elle est constituée de roches brunes à noires à reflet métallique, présentant des niveaux gris et roses de 0,05 à 1 mm d'épaisseur, alternant avec des bandes sombres de 1 cm d'épaisseur. Les niveaux clairs sont composés principalement de spessartine (70 %), associée à de l'amphibole et du pyroxène, alors que les bandes sombres contiennent plus d'amphibolite et de pyroxène que de spessartine (< 30 %).

La spessartine est le minéral le plus abondant dans la minéralisation manganésifère. Sa teneur en manganèse est élevée (64,7-78,7 % de spessartine), et elle contient du fer (8,3-15,8 % d'almandin) et du calcium (2,2-18,4 % de grossulaire) (Tableau III-8; analyses 7 à 10).

Dans les niveaux clairs, elle apparaît sous la forme de cristaux idiomorphes de 0,03 à 0,1 mm de diamètre. Des inclusions de sphène et de rutile sont présentes au sein des spessartines.

Dans les bandes sombres, la spessartine est répartie de façon homogène mais présente des bordures de cristal corrodées. Le grenat est associé également à de la pyroxmangite et de la rhodonite. La spessartine croît aux détriments du pyroxène et de la pyroxmangite dans ces bandes.

La spessartine peut être partiellement remplacée par des oxydes de manganèse formant ainsi une auréole autour du cœur du grenat.

Les étapes de la formation de la minéralisation de Mankwadzi sont :

- Intrusion d'un filon de basalte à hornblende, dérivant d'un magma basaltique sub-alcalin, au sein de l'encaissant.
- La mise en place du filon est accompagnée de la circulation de fluides hydrothermaux apportant le manganèse dans les horizons à quartzite, et formant ainsi les skarns manganésifères sous l'apparence de bandes minéralisées.
- Les réactions hydrothermales et/ou métasomatiques entre les fluides et les quartzites forment les éléments précurseurs de la minéralisation : pyroxènes enrichis en manganèse, pyroxmangites et rhodonites.
- Le métamorphisme régional a permis la transformation des pyroxènes en amphiboles et en spessartines.

3.3.1.3.2.2 Les gisements métamorphiques (hors skarns)

La spessartine a été retrouvée dans des gneiss (e.g. Ross et Kerr, 1932), des schistes (e.g. Hutton, 1962) et des cherts métamorphisés (e.g. Bloxam, 1959). C'est le cas notamment dans des schistes bleus et des métacherts de Nouvelle-Calédonie (Deer et al., 1997), ainsi que dans des schistes à amphibole et quartz à Taiwan (Wang, 1965).

Une des paragenèses métamorphiques typiques des spessartines correspond à l'assemblage spessartine, piémontite et mica observé entre autres dans les montagnes de San Bernardino en Californie (Smith et Albee, 1967), dans la vallée de Swat au Pakistan (Jan et Symes, 1977), dans les montagnes Hidaka au Japon (Grapes et Hashimoto, 1978), dans les Alpes françaises (Chopin, 1978) et en Tanzanie (Meinhold et Frisch, 1970). La spessartine peut être également associée à de la viridine ($Al_{2-x}Mn_x^{3+}$)SiO_5 (Abraham et Schreyer, 1975), de la stilpnomélane (Hutton, 1962) et de la rhodonite (Ponomarenko, 1973). Ces assemblages sont stables dans les faciès schiste vert et chlorite-muscovite-albite-quartz (Belkovskiy, 1973).

3.3.1.3.2.3 Les gisements magmatiques

La spessartine cristallise occasionnellement dans des pegmatites granitiques et dans des aplites (Deer et al., 1997). La plupart des grenats ont alors une composition de spessartine-almandin (Tableau III-8). Ils ont été signalés notamment dans une aplite du massif d'Adamello en Italie (Callegari, 1966), et dans le granite de Donegal en Irlande (Hall, 1965).

L'exemple de la spessartine de High Grade Dike au Canada (Teertstra et al., 1999)

La pegmatite de High Grade Dike, située dans le sud-est de la province du Manitoba au Canada, est orientée nord-sud et plonge de 70° vers l'ouest. Elle appartient au groupe de Maskwa Lake dans la région de Cat Lake comprenant de nombreux groupes pegmatitiques (Figure III-37). Son épaisseur est variable mais inférieure à 1,8 m, et son extension a été estimée à 150 m par forage. Elle est au contact avec des roches métabasaltiques, ce qui est localement souligné par la présence de holmquistite.

Différents assemblages minéralogiques principaux ont été distingués au sein de la pegmatite : (i) quartz et feldspath potassique; (ii) quartz et spodumène; (iii) quartz et pollucite; (iv) pollucite, tourmaline et spessartine. Des unités albitiques sont dispersées dans la pegmatite ainsi que quelques nodules de lépidolite. Les minéraux rencontrés dans l'ensemble de la peg-

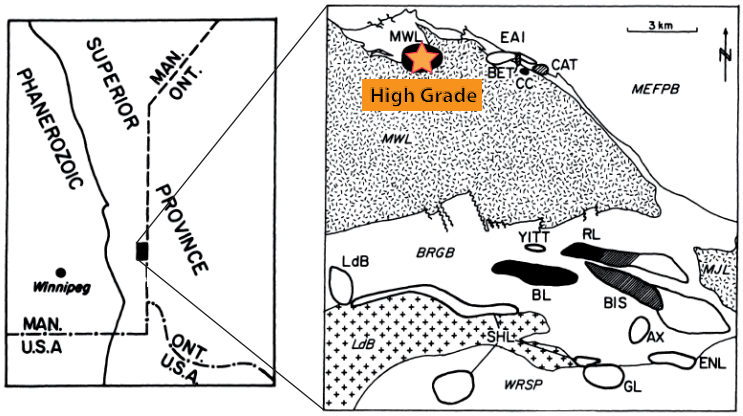


Figure III-37 : Localisation et distribution des pegmatites (en noir) dans la région de Cat Lake (d'après Teertstra et al., 1999)

BRGB : ceinture à greenstone de Bird River; Ldb : batholite granitique du Lac du Bonnet; MEFPB : ceinture paragneissique de Manitogan-Ear Falls; MWL : tonalite de Maskwa Lake; MJL : tonalite et granite de Marijane Lake; WRSP : Winnipeg River Subprovince.

matite sont : (i) de l'holmquistite et de la biotite au contact avec les métabasaltes; (ii) du microcline-perthite, de l'albite, de la sanidine, du feldspath à Rb (Teertstra et al., 1998), du béryl, de la spessartine, de la colubite-tantalite, du microlite (Teertstra et al., 1992), de l'apatite, et de la tourmaline dans le reste de la roche. La tourmaline est noire, brune, verte sombre ou incolore.

La plupart des phases minérales primaires contiennent peu de Ca, exceptés les minéraux primaires ayant cristallisé en dernier. Ceux-ci sont enrichis en Ca, et sont représentés par les spessartines, les pollucites et les tourmalines faiblement colorées.

La spessartine est non zonée. Elle contient très peu de fer mais possède une composante calcique non négligeable (8-10 % de grossulaire). Sa spécificité provient du fait qu'elle contient entre 0,07 et 0,30 %poids de fluor. Sa formule structurale donne $(Mn_{2,65}Ca_{0,27}Fe_{0,05})Al_2(Si_{2,95}O_{3,80}[F,OH]_{0,20})_3$.

Le grenat a cristallisé à partir d'un magma fractionné ayant conservé son Ca, et enrichi en F. Il n'y a pas eu d'interaction avec l'encaissant.

3.3.2 Le groupe des ugrandites

Contrairement aux pyralspites, les trois espèces du groupe des ugrandites ne forment pas tous une série isomorphe. En effet l'andradite et l'uvarovite ne forment pas de solution solide (Figure III-38).

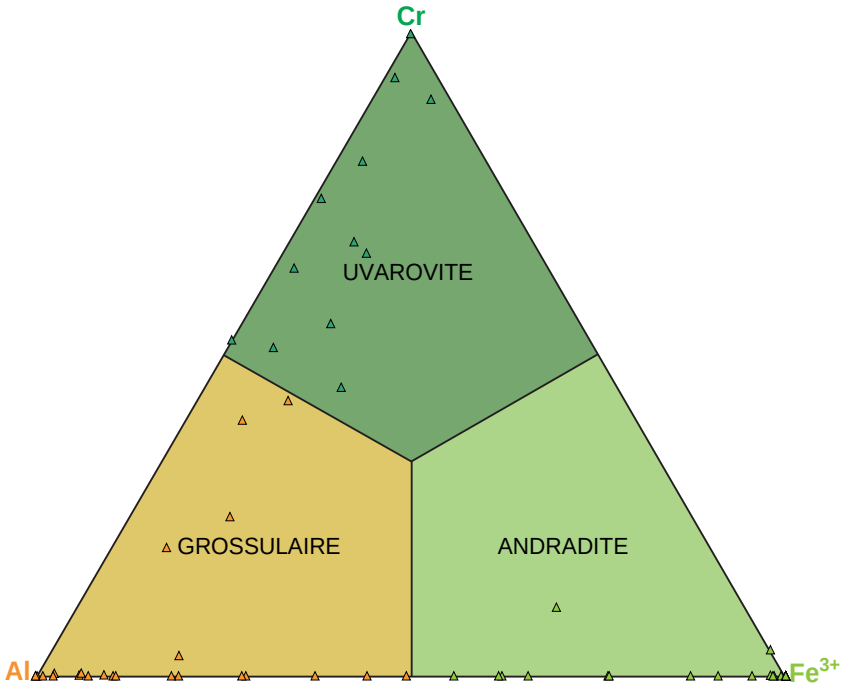


Figure III-38 : Diagramme ternaire de composition chimique des ugrandites
Les données sont issues de la compilation de Deer et al. (1997)

3.3.2.1 Grossulaire $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$ (Figure III-39)

3.3.2.1.1 Définition

Les grossulaires font partie des grenats les plus répandus à la surface du globe (Gilg et al., 2008). Les spécimens les plus purs (Tableau III-9) à ce jour proviennent de grenats incolores à verdâtres issus de Bahrah en Arabie Saoudite (100% de grossulaire; Surour et Moufti, 2009), de Ruda nad Movarou en République Tchèque (98,8% de grossulaire; Novak et Gadas, 2010), de la mine de Jeffrey au Canada (97,9% de grossulaire; Wight et Grice, 1982), du placer de Lemshuku en Tanzanie (97,0 % de grossulaire; cette étude; Tableau V-3) et de Mogok au Myanmar (96,9% de grossulaire; cette étude).

Les chromophores incorporés dans la structure des grossulaires sont nombreux, les principaux étant Fe, Mn, Cr et V. Cette caractéristique est responsable de la grande diversité de couleurs pour les grenats de cette espèce (Figure III-18). Cr et V donnent une couleur verte au grossulaire, nommé alors tsavorite (Switzer, 1974; Gübelin et Weibel, 1975; Muije et al., 1979). Les grossulaires orangés par transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+} sont des hessonites (Flies, 2008). Le grossulaire rose ‘raspberry’ (‘framboise’) est coloré par Mn^{3+} (Manning et Owens, 1977; Geiger, 1999).

Composition théorique : 40,02 %poids SiO_2
22,64 %poids Al_2O_3
37,35 %poids CaO

Eléments éventuellement présents en traces :
Mn, Cr, V, Na, Ni, Sn, REE

Dureté : 6,5 à 7

Densité : 3,59 g/cm^3

Indice de réfraction : n_D = 1,734

Indice de dispersion : BG = 0,027

Constante de réseau cristallin : a_0 = 11,851 Å

© T. Peterson

Couleur : incolore, vert clair à foncé avec une légère nuance de jaune, marron-jaune à marron-orange-rouge, orange-rouge, rose

Localités (liste non exhaustive) : mine Andreasort (Allemagne), Auerbach an der Bergstrasse (Allemagne), Hollersbachtal (Autriche), Minas Gerais (Brésil), mine BC (Canada), mine Jeffrey (Canada), mine Oxford Nickel (Canada), Coyote Range (Etats-Unis), Eden Mills (Etats-Unis), Esmeralda County (Etats-Unis), carrière Hunting Hill (Etats-Unis), montagnes Wah Wah (Etats-Unis), Curbassera (Italie), Elba (Italie), Val d'Ala (Italie), Val di Susa (Italie), Val di Viù (Italie), Val d'Aoste (Italie), Tsavo (Kenya), Gogogogo (Madagascar), Sandarè (Mali), Sierra de Cruces (Mexique), montagne Zagi (Pakistan), Ruda nad Moravou (République Tchèque), Banat (Roumanie), Maligawila (Sri Lanka), Mittagshorn (Suisse), Saas Fee (Suisse), Lemshuku (Tanzanie), Merelani (Tanzanie), Namalulu (Tanzanie), ...

Figure III-39 : Carte d'identité du grossulaire (modifiée d'après Gilg et al., 2008)

3.3.2.1.2 Les types de minéralisation

3.3.2.1.2.1 Les gisements métamorphiques et/ou métasomatiques

La majorité des grossulaires sont d'origine métamorphique et typiques (Deer et al., 1997) : (i) des roches calcaires issues du métamorphisme régional; (ii) des roches ayant subi une métasomatose calcique. Les roches contenant du grossulaire et issues d'un métamorphisme régional et/ou thermique sont généralement des marnes, des argiles calcaires ou des skarns (Deer et al., 1997). Le grossulaire s'est alors formé soit par le remplacement de la wollastonite, soit par des réactions chimiques complexes entre la calcite, la silice et l'aluminium (Watters, 1958). Les assemblages minéralogiques à grossulaire indiquent que les concentrations en CO_2 durant le métamorphisme étaient faibles (Shmulovich, 1977). Les grossulaires métamorphiques

		Mogok								Bahrah (métamorph.)			Ruda nad Moravou (magmatisme)							
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	*%poids*	39,80	38,82	39,30	39,22	38,70	38,96	38,69	38,51	38,25	38,95	36,43	39,48	38,41	38,99	39,02	38,80	38,50	39,32	39,17
TiO_2		0,00	0,58	0,00	0,00	0,25	0,71	0,55	0,22	0,00	0,00	0,00	0,03	0,09	0,15	0,21	0,24	1,41	0,03	0,05
Al_2O_3		**22,10**	**22,01**	**21,93**	**21,23**	**20,90**	**19,93**	**18,17**	**16,78**	**23,16**	**22,37**	**12,83**	**21,95**	**20,67**	**19,29**	**17,77**	**17,48**	**16,72**	**22,43**	**22,22**
Cr_2O_3		0,20	0,02	0,13	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe_2O_3*		0,44	0,26	1,11	0,93	0,06	3,49	5,38	5,80	0,00	1,31	14,31	0,64	2,87	4,90	6,64	7,16	6,22	0,36	0,15
V_2O_3		0,00	0,05	0,00	0,00	3,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,20	4,07	7,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,10	0,19	0,00	1,65	0,75	0,03	0,64	2,20	0,00	0,00	0,00	0,13	0,17	0,25	0,50	0,78	0,60	0,02	0,16
MgO		0,00	0,48	0,00	0,80	0,50	1,31	0,76	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,27	0,14	0,13	0,15	0,24	0,05	0,11
CaO		38,30	36,4	37,10	36,19	35,10	32,52	31,76	28,47	38,59	37,36	36,42	37,93	37,11	36,69	35,90	35,92	36,26	38,58	37,83
Total		100,94	98,641	99,44	100,02	99,75	100,15	100,02	99,53	100,00	99,99	99,99	100,26	99,59	100,41	100,29	100,53	99,95	100,79	99,69
Si	*apfu*	2,975	2,958	2,978	2,971	2,940	2,965	2,986	3,035	2,891	2,940	2,901	2.972	2.935	2.969	2.993	2.979	2.973	2,946	2,962
^{iv}Al		0,025	*0,042*	0,022	0,029	0,060	0,035	0,014	0,000	0,109	0,060	0,099	0.028	0.065	0.031	0.007	0.021	0.027	0,054	0,038
		3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,035*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3.000*	*3.000*	*3.000*	*3.000*	*3.000*	*3.000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al		**1,922**	**1,934**	**1,931**	**1,867**	**1,811**	**1,753**	**1,638**	**1,559**	**1,953**	**1,931**	**1,105**	**1.919**	**1.796**	**1.701**	**1.599**	**1.560**	**1.494**	**1,926**	**1,942**
Ti		0,000	0,033	0,000	0,000	0,014	0,041	0,032	0,013	0,000	0,000	0,000	0.002	0.005	0.009	0.012	0.014	0.082	0,002	0,003
Cr		0,012	0,001	0,008	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0,000	0,000
Fe^{3+}		0,025	0,015	0,063	0,053	0,003	0,200	0,313	0,344	0,000	0,074	0,857	0.036	0.165	0.281	0.383	0.414	0.361	0,020	0,009
V^{3+}		0,000	0,003	0,000	0,000	0,201	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0,000	0,000
		1,959	*1,987*	*2,002*	*1,920*	*2,041*	*1,994*	*1,983*	*1,916*	*1,953*	*2,005*	*1,962*	*1.957*	*1.967*	*1.990*	*1.995*	*1.988*	*1.937*	*1,948*	*1,953*
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,203	0,262	0,497	0,000	0,000	0,000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0,000	0,000
Mn		0,006	0,012	0,000	0,106	0,048	0,002	0,042	0,147	0,000	0,000	0,000	0.008	0.011	0.016	0.032	0.051	0.039	0,001	0,010
Mg		0,000	0,054	0,000	0,090	0,057	0,149	0,087	0,000	0,000	0,000	0,000	0.011	0.031	0.016	0.015	0.017	0.028	0,006	0,012
Ca		3,068	2,958	3,009	2,938	2,857	2,652	2,626	2,404	3,125	3,022	3,107	3,059	3,038	2,994	2,950	2,954	3,000	3,097	3,065
		3,074	*3,025*	*3,009*	*3,134*	*2,962*	*3,006*	*3,017*	*3,048*	*3,125*	*3,022*	*3,107*	*3,078*	*3,080*	*3,026*	*3,005*	*3,022*	*3,067*	*3,104*	*3,087*
Total		8,033	8,0112	8,011	8,054	8,003	8,000	8,000	8,000	8,078	8,027	8,069	8,035	8,047	8,016	8,000	8,010	8,004	8,052	8,041
Pyrope	*%molécule*	0,0	1,8	0,0	2,9	1,9	4,9	2,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	1,0	0,5	0,5	0,6	0,9	0,2	0,4
Almandin		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,8	8,7	16,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartite		0,2	0,4	0,0	3,4	1,6	0,1	1,4	4,8	0,0	0,0	0,0	0,3	0,4	0,5	1,1	1,7	1,3	0,0	0,3
Andradite		1,3	0,7	3,2	2,8	0,2	10,0	15,8	18,0	0,0	3,7	43,7	1,9	8,4	14,1	19,2	20,8	18,7	1,0	0,4
Uvarovite		0,6	0,1	0,4	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Goldmanite		0,0	0,2	0,0	0,0	9,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Grossulaire		**97,9**	**96,9**	**96,5**	**91,0**	**85,9**	**78,2**	**71,3**	**60,9**	**100,0**	**96,3**	**56,3**	**97,5**	**90,3**	**84,8**	**79,0**	**76,9**	**79,2**	**98.7**	**98,8**
Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau III-9 : Composition chimique des grossulaires

Gisement métamorphique/métasomatique :

1 : grossulaire incolore dans un skarn de la mine Jeffrey, Canada (Wight et Grice, 1982); **2 :** grossulaire vert pâle dans un marbre à Mogok, Myanmar (cette étude); **4 :** grossulaire 'raspberry' dans un complexe métamorphique à quartz, calcite, phlogopite, grenat et vésuvianite à Sierra de Cruces, Mexique (Geiger et al., 1999); **5 :** grossulaire tsavorite dans un gneiss graphiteux à Lualenyi, Kenya (Gübelin et Weibel, 1975); **6 :** grossulaire jaune-rouge dans un marbre à Liconi, Italie (Sanero, 1935); **7 :** grossulaire brun-rouge dans un gneiss à grenat, corindon, clinozoïsite et anorthite dans le complexe de Sittampundi, Inde (Subramaniam, 1956); **8 :** grossulaire brun-rouge dans un skarn à grossulaire, andradite, scapolite et épidote à Milendella, Australie (White, 1959); **9-11 :** grossulaire zoné (cœur, zone intermédiaire, bordure respectivement) à Bahrah, Arabie Saoudite (Surour et Moufti, 2009).

Gisement magmatique :

3 : grossulaire brun-jaune dans une veine à pyroxène et grenat recoupant une serpentinite à la mine Fengtien, Taïwan (Wang et Lo, 1966); **12-19 :** grossulaire incolore à verdâtre dans une pegmatite (12-13 : unité à grossulaire; 14-15 : unité leucocratique; 16-17 : unité à grains grossiers; 17-18 : unité à bloc graphique) à Ruda nad Moravou, République Tchèque (Novak et Gadas, 2010).

forment souvent des solutions solides avec l'andradite dans les skarns (métamorphisme thermique) ou avec l'almandin dans les éclogites (métamorphisme régional), et moins fréquemment avec la spessartine dans certains skarns (Deer et al., 1997). Par exemple, des cristaux zonés à cœur de grossulaire et à auréole d'andradite ont été décrits dans des skarns à magnétite du Ginevro en Italie (Dimanche, 1969; Dimanche et Ruiz, 1969); à l'inverse des grenats à cœur d'andradite et à bordure de grossulaire sont trouvés dans des skarns entourant la granodiorite de Grassy en Tasmanie (Hing et Kwak, 1979).

Il existe plusieurs exemples de skarns à grossulaire. En Argentine, dans la carrière de

San Miguel, des marbres précambriens ont été intrudés par des granites, formant des skarns (Villar-Fabre et Quartino, 1966). Le grenat est trouvé dans : (i) l'endoskarn avec de la clinozoïsite, du diopside, de la vésuvianite et de l'apatite; (ii) l'exoskarn avec de la wollastonite, de la vésuvianite et de la clinozoïsite. Un skarn métasomatique, situé à la mine Ohori au Japon et issu du remplacement de lits calcaires intercalés avec des brèches rhyolitiques, présente un assemblage à grossulaire, wollastonite, bustamite, sphalérite et chalcopyrite (Takeuchi et al., 1960). D'autres skarns à grossulaire ont été notamment décrits dans le Finistère (Chauris et Corre, 1978) et dans la Manche (Dimanche et Tarte, 1965) en France, ou encore à la mine de Goldongri en Inde (Sathe, 1968).

Les grossulaires issus d'un métamorphisme régional sont moins courants que ceux issus d'un métamorphisme thermique comme dans les skarns (Deer et al., 1997). Quelques occurrences ont été signalées en Ecosse au Loch Tay (Tilley, 1927) et dans les calcaires de Deeside (Hutchinson, 1933), dans des gneiss néphéliniques en Ontario (Sylvester et Anderson, 1976) ou au Japon dans des roches du faciès amphibolite de la ceinture de Sanbagawa (Onuki et al., 1977).

Dans le Montana, le grossulaire est trouvé dans un calcaire métasomatisé inclus dans des roches plutoniques mafiques. Il est associé à de la fassaïte, de la vésuvianite, du spinelle et de la clintonite (Shedlock et Essene, 1979).

L'exemple du grossulaire de Bahrah en Arabie Saoudite (Surour et Moufti, 2009)

La région de Bahrah est située dans la partie centre-ouest du bouclier arabique, à proximité de la mer Rouge. Les lithologies décrites à Bahrah correspondent à des roches métavolcanoclastiques contenant des marbres et des skarns, des diorites-métagabbros, des tonalites-granodiorites, des gabbros lités et des granites. La majorité des affleurements visibles est composée de marbre blanc non associé à des skarns, fortement incliné et cisaillé. Les marbres associés aux skarns forment des niveaux parallèles aux roches volcanoclastiques mafiques et aux métabasaltes foliés, et s'intercalent entre eux. Quelques fois le marbre apparaît sous forme de poches au sein des métavolcanites.

Des skarns grenatifères se développent parfois au contact entre le marbre et les roches magmatiques. Une zone à épidote sépare généralement le skarn des métabasaltes foliés. Des fragments d'épidote, de 12 à 15 cm de large, peuvent être trouvés au sein des marbres. Les skarns se présentent en bandes de 15 à 35 cm d'épaisseur, souvent parallèles aux tuffs métabasaltiques.

Les grenats, appartenant à l'espèce du grossulaire, sont observés principalement dans les skarns, mais aussi dans certains marbres.

Dans les marbres, le grossulaire peut occuper jusqu'à 45 % du volume total. Les cristaux sont automorphes et forment des niveaux de 2 cm d'épaisseur intercalés dans les marbres. Ils sont souvent fracturés et contiennent des inclusions de calcite. La croissance du grossulaire s'effectue aux dépends de l'épidote et de la calcite.

Au sein des skarns, les cristaux de grossulaire sont parfois zonés et ont une taille atteignant 1,5 cm de large. Ils sont associés à de la prehnite, de l'épidote, du diopside et du sphène. A l'instar des grossulaires des marbres, la croissance des cristaux de grenats a lieu à partir des cristaux d'épidote et de calcite.

Les grossulaires de Barah sont zonés et marqués par des compositions chimiques très variables suivant les zonations (Tableau III-9; analyses 9 à 11) : (i) le cœur correspond à un grossulaire pur (100 % de grossulaire); (ii) la zone intermédiaire contient un peu de Fe^{3+} (< 4 % d'andradite); (iii) la bordure est une solution solide de grossulaire et d'andradite (56 % de grossulaire et 44 % d'andradite).

Ces grenats contiennent très rarement du titane. La teneur en magnésium est soit nulle soit plus élevée, jusqu'à 5,75 %poids de MgO.

La formation des skarns, et donc du grossulaire, est due à des intrusions granitiques ayant provoqué un métamorphisme thermique permettant l'échange d'éléments tels Al, Mg, Fe, Ti et Ca entre les roches basaltiques et les marbres.

3.3.2.1.2.2 Les gisements magmatiques

Les laves basaltiques contiennent parfois du grossulaire présentant des teintes incolore, jaune pâle, jaune et brune (M'Lintock, 1915). En fait, le grenat apparaît dans des vésicules à zéolite incluses dans les laves comme à Mull (M'Lintock, 1915) ou dans le New Jersey aux USA (Fenner, 1910). Le grossulaire a formé la vésicule initiale et il a été ensuite transformé en épidote, prehnite et scolécite.

Le grossulaire peut apparaître dans des serpentinites comme à Georgetown en Californie (Pabst, 1936), à Hualien au Taïwan (Wang et Lo, 1966), et à Jordanow en Pologne (Heflik et Zabinski, 1965). Dans la mine de Jeffrey au Canada, des grossulaires oranges-bruns sont

trouvés dans du chrysotile (Grice et Williams, 1979).

Certaines rodingites incluses dans des serpentinites contiennent du grossulaire et de la katoïte. De tels gisements ont été décrits à la Sierra Nevada en Californie (Duffield et Beeson, 1973) et à Wairere en Nouvelle-Zélande (Leach et Rodgers, 1978). Le grossulaire d'une rodingite décrite à Malakand au Pakistan, et associé à de la chlorite, a été formé par l'altération hydrothermale d'augite et de plagioclase contenus dans un gabbro (Qaiser et al., 1970).

Au Japon à Shikoku, certaines roches gabbroïques métamorphisées et situées dans le complexe de Fujiwara présentent un assemblage à hornblende, zoïsite, albite, grossulaire et chlorite (Onuki et al., 1978). Le grenat contient alors une quantité importante de fer (5 à 19 %poids de FeO).

Des grossulaires-andradites (50-51 % de grossulaire et 42-47 % d'andradite) ont été observés au contact avec des roches ultramafiques (harzburgites, dunites) à Red Hills en Nouvelle-Zélande (Challis, 1965), et dans un xénolithe carbonaté inclus dans un gabbro du complexe de Bushveld en Afrique du Sud (Willemse et Bensch, 1964).

Le grossulaire a aussi été trouvé en association avec de la scapolite et du diopside suite à la pneumatolyse (cristallisation d'un magma entre 400 et 600°C où le transport et la mise en place des éléments se font à l'état de vapeur) de pegmatites granitiques (Hutchinson, 1933).

L'exemple du grossulaire de Ruda nad Moravou en République Tchèque (Novak et Gadas, 2010)

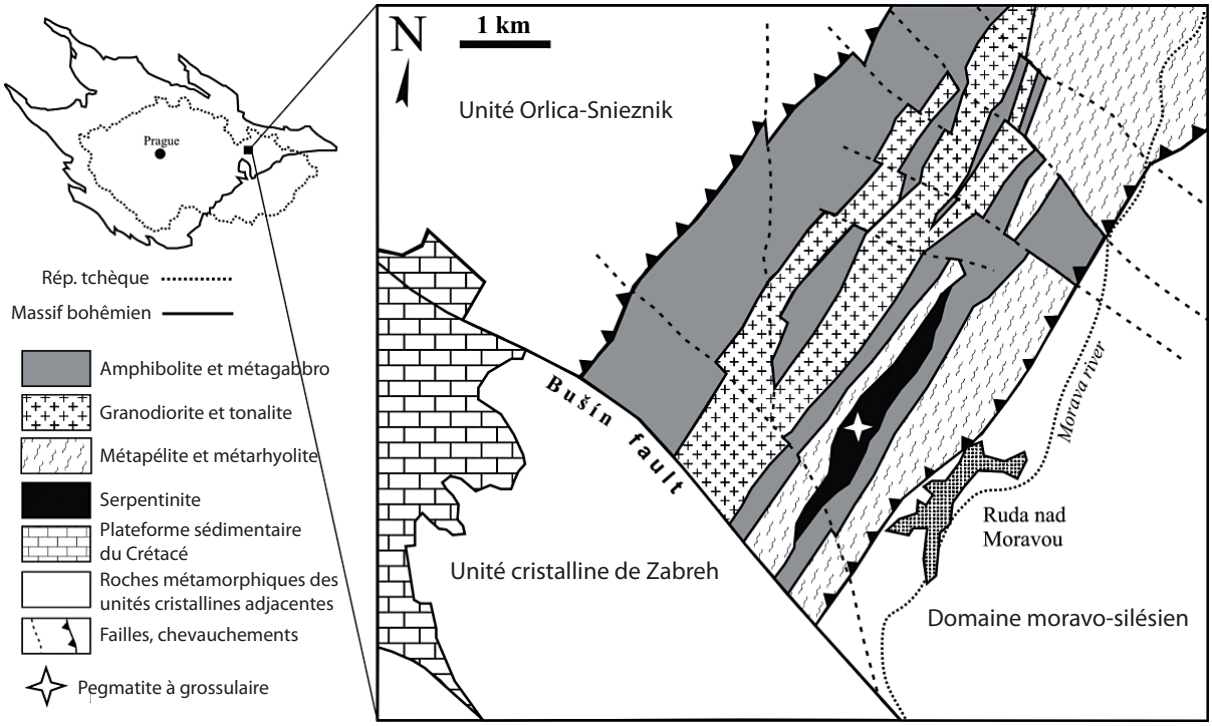


Figure III-40 : Carte géologique simplifiée de la région de Ruda nad Moravou (d'après Novak et Gadas, 2010)

La pegmatite de Ruda nad Moravou se situe au nord-est de la République Tchèque, au sein du massif bohémien. Elle apparaît au sein d'une lherzolite serpentinisée dans la partie sud de l'unité Staré Mesto qui s'étend sur 70 km de long et 5 km de large (Figure III-40). Cette unité est composée d'un complexe fortement déformé à leptynite et amphibolite, associé à des gneiss tonalitiques et des métasédiments affectés par un métamorphisme de faciès granulite à P = 6-9 kbar et T = 700-900°C (Stipska et al., 2001). Le complexe est intrudé par un filon granodioritique syntectonique.

La lherzolite serpentinisée de Ruda nad Moravou forme une lentille de 3 km de long et 0,5 km de large. Elle est localisée au sein de gneiss à leptynite et amphibolite et de gneiss à grenat et staurolite, présentant des reliques de gneiss à sillimanite et de granulites. La lherzolite est composée d'olivine serpentinisée, d'enstatite, de diopside, de chromite, et de magnétite pouvant être titanifère. Elle présente une signature comprise entre celle des lherzolites de MORB et celle des lherzolites d'arc insulaire (Poubova et Sokol, 1992). La lher-zolite est recoupée par de nombreux filons de rodingite à grains fins et de composition variable : grossulaire, hydrogrossulaire, andradite, diopside, épidote, clinozoïsite, zoïsite, allanite, actinolite, trémolite, vésuvianite, wollastonite, chlorite, phlogopite, clintonite, prehnite, spinelle, calcite, plagioclase et quartz (Klapova et Novak, 1997).

La pegmatite a la forme d'une lentille de 20 à 30 m de long et de 3 à 4 m de large, orientée NW-SE, et plongeant de 45 à 60° vers le nord-est. Depuis le contact avec la lherzolite serpentinisée jusqu'au cœur de la pegmatite, les faciès suivants sont observés (Figure III-41) :

- L'unité de contact, épaisse de 10 à 20 cm, est composée d'une matrice à grains fins à moyens contenant principalement de l'amphibole vert sombre. Les autres minéraux observés sont le diopside, le zircon et la monazite. La matrice est parfois recoupée par des veinules à albite et quartz.
- L'unité à grossulaire, de 10 à 20 cm d'épaisseur, est constituée de grossulaire massif incolore à faiblement vert.
- L'unité leucocratique, d'environ 80 cm de large, est formée par un assemblage de plagioclase, quartz, et d'agrégats vert sombre de diopside, épidote, clinozoïsite, allanite et dissakisite $Ca(Ce, REE)(Mg, Fe^{2+})(Al, Fe^{3+})_2SiO_{12}(OH)$. Quelques rares grains incolores de grossulaire sont aussi présents.
- L'unité à diopside est observée sous forme de petites lentilles, de 10 à 20 cm de long, distribuées aléatoirement dans l'unité leucocratique. Le diopside est grossier et peut atteindre 5 cm de long. Il est compris dans une matrice grossière à plagioclase et quartz. Quelques amphiboles

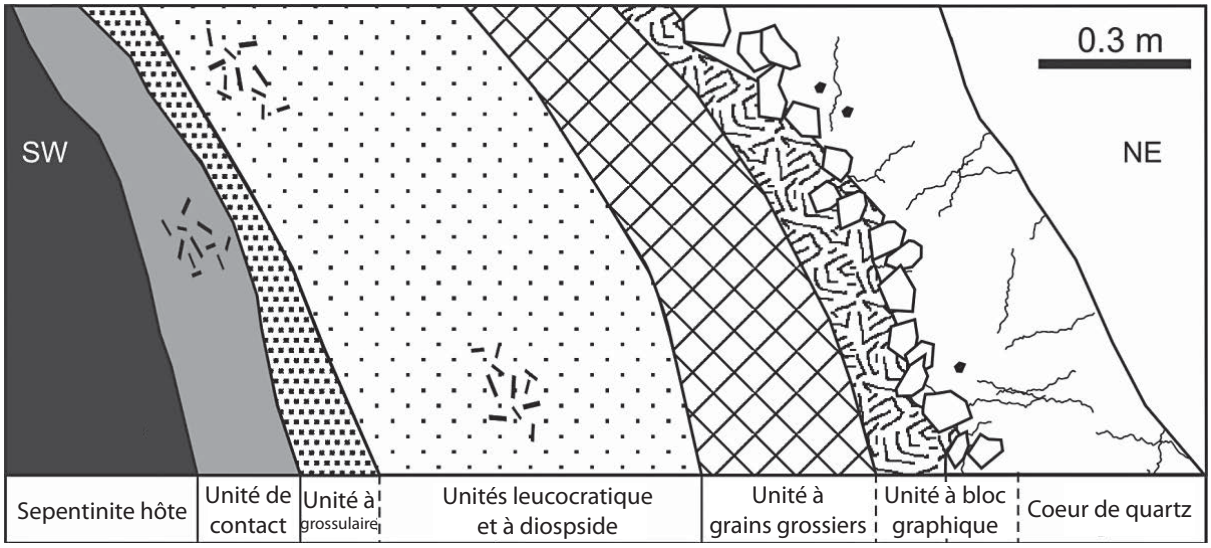


Figure III-41 : Coupe schématique à travers la pegmatite de Ruda nad Moravou (d'après Novak et Gadas, 2010)

de couleur vert-noir apparaissent localement.

• L'unité à grains grossiers est composée de plagioclase de 2 cm associé à du quartz interstitiel. Ces minéraux sont intimement associés à des intercroissances graphiques de 5 cm formées de grossulaire brun et de quartz. A proximité du contact avec la zone leucocratique, de la clinozoïsite, du sphène, du diopside et du zircon se sont développés. Cette unité a une épaisseur d'environ 30 cm.

• L'unité à bloc graphique, large de 10 à 15 cm, est formée d'intercroissances graphiques grossières de : (i) plagioclase et quartz; (ii) feldspath potassique et quartz. En se rapprochant du cœur de la pegmatite, l'unité devient de plus en plus quartzeuse. Des zircons sont parfois présents dans les grains de feldspath.

• Le cœur de quartz représente le cœur de la pegmatite. Il s'agit d'une zone qui s'étend sur 50 cm. A proximité du contact avec l'unité à bloc graphique, notamment près des feldspaths potassiques, il y a des grossulaires de 3 cm de long, incolores à vert pâle.

Le grossulaire de Ruda nad Moravou est ainsi présent dans cinq des unités :

• Il apparaît dans la zone à grossulaire sous forme d'agrégats monominéraux, massifs, incolores ou de teintes blanche, rose ou vert pâle.

• Au sein de l'unité leucocratique, les grains sont subhédraux et font 0,5 mm de diamètre. Ils présentent une très fine auréole légèrement enrichie en fer, et sont associés à du diopside, du plagioclase, du quartz, de l'épidote, de la clinozoïsite, de la dissakisite et de l'allanite. La proportion de grossulaire décroît depuis l'unité à grossulaire vers l'unité à grains grossiers. Près de cette dernière unité, le grossulaire se trouve dans des interstices entre les grains de plagio-

clase.

- Au sein de l'unité à grains grossiers, le grossulaire forme des intercroissances graphiques avec le quartz.
- Le grossulaire est sous la forme de petits grains xénomorphes inclus dans les plagioclases de l'unité à bloc graphique.
- En périphérie du cœur de quartz, le grossulaire apparaît en larges cristaux automorphes de 3 cm de long. Il présente une couleur blanche mais peut être localement vert pâle.

D'après la composition chimique des grenats, trois types de grossulaire sont identifiés (Tableau III-9; analyses 12 à 19) :

- Le grossulaire zoné de l'unité à grossulaire possède une bordure enrichie en fer (8,4 % d'andradite) alors que le centre en est appauvri (1,9 % d'andradite). La proportion de grossulaire varie de 97,5 à 90,3 % du cœur des grossulaires vers la périphérie. Du fluor est également présent, avec moins de 0,17 %poids de F.
- Le grossulaire interstitiel de l'unité leucocratique et celui de l'unité du bloc à grains grossiers contiennent plus de fer (14,1-20,8 % d'andradite), de manganèse (0,5-1,7 % de spessartine) et de titane (0,15-1,41 %poids de TiO_2) que les autres types de grossulaire. De plus la teneur en fluor dans ces deux unités est non négligeable, avec respectivement 0,26 et 0,13 %poids de F.
- Les grenats de l'unité à bloc graphique et du cœur de quartz font partie des grossulaires les plus purs analysés à ce jour (plus de 98 % de grossulaire). Ceux du cœur à quartz ont la plus grande teneur en fluor (0,4 %poids de F).

Les mécanismes de la mise en place de la pegmatite de Ruda nad Moravou ne sont pas connus. Cependant, la pegmatite n'a ni été déformée, ni été affectée par le métamorphisme. La présence du grossulaire dans la pegmatite a été contrôlée par la précipitation du plagioclase incorporant du sodium pendant la fractionnement du magma, laissant le calcium disponible pour la cristallisation du grenat. Les traces de fer et de manganèse relevées dans le grossulaire indiquent que la fractionnement du magma qui a provoqué la cristallisation du grenat a eu lieu avant la cristallisation des minéraux ferromagnésiens.

3.3.2.1.2.3 Les météorites

Un grossulaire a été répertorié au sein d'une météorite, en association avec de l'anorthite, de l'augite, de la gehlenite $Ca_2Al(AlSi)O_7$ et du spinelle (Clarke et al., 1970). Ces minéraux

forment des agrégats blancs constituant près de 10% de la chondrite carbonée d'Allende.

3.3.2.2 Andradite $Ca_3Fe_2^{3+}(SiO_4)_3$ (Figure III-42)

3.3.2.2.1 Définition (Gilg et al., 2008)

© J. Scovil

Composition théorique : 35,47 %poids SiO_2
31,42 %poids Fe_2O_3
33,11 %poids CaO

Eléments éventuellement présents en traces : Mn, V, Cr, Na, K, Sn, F, Ti, REE

Dureté : 6,5 à 7

Densité : 3,86 g/cm^3

Indice de réfraction : n_D = 1,887

Indice de dispersion : BG = 0,057

Constante de réseau cristallin : a_0 = 12,056 Å

Couleur : marron, rouge, jaune, vert, noir

Localités (liste non exhaustive) : Nangahar (Afghanistan), mine N'Chwaning II (Afrique du Sud), mine Wessels (Afrique du Sud), Milendella (Australie), complexe Oka (Canada), Aberdeenshire (Ecosse), San Benito County (Etats-Unis), Volcano (Etats-Unis), volcan Fant'Alé (Ethiopie), Pitkaranta (Finlande), Flamaville (France), Val Malenco (Italie), Mazraeh (Iran), mine Tsumo (Japon), Davib Ost (Namibie), mine Namgar (Namibie), Stöcko (Norvège), Dognacea (Roumanie), Moravica (Roumanie), Ocna de Fier (Roumanie), Bobrovka River (Russie), mine Karkodino (Russie), mine Kladovka (Russie), Nishnij-Tagil (Russie), mine Sinerechenskoye (Russie), Totalp (Suisse), ...

Figure III-42 : Carte d'identité de l'andradite (modifiée d'après Gilg et al., 2008)

L'andradite est le pôle ferrique des grenats ugrandites. Son nom a été attribué en 1868 par James D. Dana et George J. Brush en l'honneur du minéralogiste et homme politique brésilien José Bonifacio d'Andrada (1763-1838) qui a décrit pour la première fois le spodumène et des grenats de Norvège.

L'andradite présente des couleurs variées caractérisées par les variétés démantoïdes (vertes), mélanites (noires), topazolites (jaunes), et 'arc-en-ciel' (marrons à teinte rougeâtre et irisation multicolore).

Des andradites pures (100% d'andradite; Tableau III-10) ont été analysées en Corée (Schmetzer et al., 1975b) et en inclusions dans la météorite Allende (Fuchs, 1971).

		Iran NW (skarn)												Tamazeght (complexe alcalin)				
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	*%poids*	36,60	36,10	35,63	35,40	36,40	35,97	39,20	36,50	38,85	36,55	39,11	35,95	34,13	32,22	35,56	24,76	34,37
TiO_2		0,00	0,00	0,04	0,64	0,05	0,89	0,76	0,25	0,72	0,56	0,84	0,26	6,39	10,36	3,00	18,84	4,20
Al_2O_3		0,00	0,00	0,41	0,82	4,25	5,82	20,02	7,29	19,85	7,16	20,16	6,89	1,05	1,87	0,98	1,65	3,50
Cr_2O_3		0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	3,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe_2O_3*		**29,93**	**29,70**	**30,72**	**30,40**	**24,77**	**19,59**	**2,52**	**22,44**	**2,95**	**22,32**	**2,08**	**24,84**	**21,34**	**17,88**	**24,51**	**17,27**	**21,18**
V_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*		0,33	1,53	0,00	0,02	2,88	1,63	4,42	3,58	4,00	4,90	6,10	2,56	2,73	2,56	1,66	2,77	2,22
MnO		0,00	0,00	0,00	0,02	1,55	0,00	0,65	1,10	0,09	0,58	0,15	0,89	0,57	0,46	0,15	0,35	1,54
MgO		0,00	0,00	0,00	0,82	0,02	0,31	0,79	0,03	1,02	0,05	0,52	0,13	0,61	1,27	0,25	1,46	0,27
CaO		33,90	32,50	33,45	32,32	30,51	32,49	32,06	30,54	32,15	30,15	31,49	30,85	32,91	33,22	33,53	31,87	31,70
Total		100,76	99,83	100,29	100,43	100,43	99,82	100,42	101,73	99,63	102,28	100,45	102,37	99,73	99,84	99,64	98,97	98,98
Si	*apfu*	3,059	3,054	2,998	2,962	3,017	2,956	2,986	2,954	2,977	2,948	2,985	2,902	2,869	2,694	2,987	2,134	2,891
^{iv}Al		0,000	0,000	0,002	0,038	0,000	0,044	0,014	0,046	0,023	0,052	0,015	0,098	0,104	0,184	0,013	0,168	0,109
		3,059	*3,054*	*3,000*	*3,000*	*3,017*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*2,973*	*2,878*	*3,000*	*2,302*	*3,000*
^{vi}Al		0,000	0,000	0,039	0,043	0,415	0,520	1,783	0,649	1,770	0,629	1,799	0,558	0,000	0,000	0,084	0,000	0,238
Ti		0,000	0,000	0,003	0,040	0,003	0,055	0,044	0,015	0,041	0,034	0,048	0,016	0,404	0,652	0,190	1,222	0,266
Cr		0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,202	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{3+}		**1,882**	**1,891**	**1,945**	**1,914**	**1,545**	**1,212**	**0,145**	**1,367**	**0,170**	**1,355**	**0,120**	**1,509**	**1,350**	**1,125**	**1,549**	**1,120**	**1,340**
V^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
		1,882	*1,891*	*1,989*	*1,997*	*1,963*	*1,989*	*1,971*	*2,031*	*1,981*	*2,018*	*1,967*	*2,082*	*1,754*	*1,777*	*1,823*	*2,342*	*1,844*
Fe^{2+}		0,023	0,108	0,000	0,001	0,199	0,112	0,281	0,242	0,257	0,331	0,389	0,173	0,192	0,179	0,117	0,199	0,156
Mn		0,000	0,000	0,000	0,001	0,109	0,000	0,042	0,075	0,006	0,040	0,010	0,061	0,041	0,033	0,011	0,026	0,110
Mg		0,000	0,000	0,000	0,102	0,002	0,038	0,090	0,004	0,117	0,006	0,059	0,016	0,076	0,158	0,031	0,188	0,034
Ca		3,036	2,946	3,016	2,898	2,709	2,861	2,616	2,648	2,640	2,606	2,575	2,668	2,964	2,976	3,018	2,943	2,857
		3,059	*3,054*	*3,016*	*3,003*	*3,020*	*3,011*	*3,029*	*2,969*	*3,019*	*2,982*	*3,033*	*2,918*	*3,273*	*3,345*	*3,177*	*3,356*	*3,156*
Total		8,000	8,000	8,005	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Pyrope	*%molécule*	0,0	0,0	0,0	3,4	0,1	1,3	3,0	0,1	3,9	0,2	2,0	0,5	2,3	4,7	1,0	5,6	1,1
Almandin		0,0	0,0	0,0	0,0	6,6	3,7	9,3	8,2	8,5	11,1	12,8	5,9	5,9	5,3	3,7	5,9	5,0
Spessartite		0,0	0,0	0,0	0,0	3,6	0,0	1,4	2,5	0,2	1,3	0,3	2,1	1,2	1,0	0,3	0,8	3,5
Andradite		**100,0**	**100,0**	**97,8**	**95,8**	**78,7**	**60,9**	**7,3**	**67,3**	**8,6**	**67,2**	**6,1**	**72,5**	**77,0**	**63,3**	**85,0**	**47,8**	**72,7**
Uvarovite		0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	10,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Goldmanite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Grossulaire		0,0	0,0	2,1	0,7	11,0	23,9	79,0	21,9	78,9	20,2	78,8	19,0	13,6	25,6	10,0	39,9	17,8
Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau III-10 : Composition chimique des andradites et de grossulaires associés à des andradites

1 : démantoïde en Corée (Schmetzer et al., 1975b); **2 :** dans la météorite Allende (Fuchs, 1971).

Skarn en Iran (Karimzadeh Somarin, 2004) :

7-8 : à Tikmeh Dash; 9-10: à Mazraeh; **11-12 :** à Sungun.

Gisement magmatique :

5 : andésite à Cotil Point, Jersey (Oliver, 1958); **6 :** dans une intrusion ultrabasique à Tari, Japon (Kitahara, 1959); **13-14 :** dans une pyroxénite à Tamazeght, Maroc; **15-16 :** dans une shonkinite à olivine à Tamazeght, Maroc; **17 :** dans une syénite néphélinique à Tamazeght, Maroc.

Pour les grenats de Tamazeght (Marks et al., 2008), la composante schorlomite est comprise dans celle en andradite.

Serpentinite :

3 : démantoïde à Campo Francia, Italie (Amthauer et al., 1974); **4 :** topazolite à Larcinaz, Italie (Sanero, 1935).

Le démantoïde, terme signifiant ‘qui ressemble au diamant’, contient du Cr qui est responsable de sa couleur verte. Sa dispersion (BG = 0,057) est supérieure à celle du diamant (BG = 0,044), ce qui lui confère un éclat flamboyant souvent masqué par sa forte coloration. Il peut contenir des inclusions fibreuses de trémolite, actinolite, voire chrysotile, qui rayonnent autour d’un noyau central. Les gemmes jaunâtres et faiblement vertes sont souvent traitées thermiquement dans des conditions oxydantes afin de leur conférer une couleur verte intense.

Les mélanites sont caractérisées par un enrichissement en Ti, alors que les topazolites contiennent de l’Al.

Les andradites ‘arc-en-ciel’ ont été découvertes, il y a un peu plus d’un siècle, à Alamos au Mexique dans une mine de calcite. Le cœur de ces grenats est marron sombre, alors que les bordures sont d’un marron plus rougeâtre avec des irisations développées sur moins d’un mil-

limètre. L'irisation s'explique par une augmentation de la teneur en Fe.

3.3.2.2.2 Les types de gisement

3.3.2.2.2.1 Les skarns métasomatiques

L'andradite apparaît communément dans des skarns métasomatiques issus du métamorphisme de contact : (i) de roches carbonatées 'impures' intrudées par des roches magmatiques; (ii) de roches intrudées par des magmas calciques ou calcoalcalins (e.g. andésites). L'andradite est souvent zonée et forme un assemblage minéralogique à hédenbergite, magnétite et wollastonite, selon les réactions suivantes (Deer et al., 1997) :

$$3CaCO_3 + Fe_2O_3 + 3SiO_2 \rightarrow Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$$

3 calcite + hématite + 3 quartz → andradite

ou

$$2Fe_2O_3 + 2FeO + 5SiO_2 + 4CaCO_3 \rightarrow Ca_3Fe_2Si_3O_{12} + CaFeSi_2O_6 + Fe_3O_4 + 4CO_2$$

2 hématite + 2 oxyde Fe + 4 calcite → andradite + hédenbergite + magnétite + $4CO_2$

L'andradite est généralement stable lorsque la métasomatose se déroule avec des fluides enrichis en CO_2 pour une pression et une température donnée, quelque soit la f_{O2} (Deer et al., 1997). Cependant si le fluide est dépourvu de CO_2 et enrichi en H_2O, le grenat est stable seulement en-dessous de 400°C.

Dans certains gisements de type skarn, l'andradite peut être associée à d'autres grenats : (i) le grossulaire en Australie (White, 1959) et en Iran (Karimzadeh Somarin, 2004); (ii) l'almandin en Ecosse (McLachlan, 1951).

L'andradite contient parfois de l'étain (< 1%poids de SnO_2), notamment en Angleterre (El Sharkawi et Dearman, 1966), au Canada (Mulligan et Jambor, 1968) et au Japon (Shimazaki, 1968). La teneur en étain la plus importante relevée dans une andradite est de 5,8 %poids de SnO_2 à Davib Ost en Namibie (McIver et Mihalik, 1975).

L'exemple de l'andradite d'Iran (Karimzadeh Somarin, 2004)

Trois skarns à andradite sont localisés au nord-ouest de l'Iran : (i) le skarn relié au porphyre cuprifère de Sungun; (ii) le skarn à Fe et Cu de Mazraeh; (iii) le skarn à Fe et Mn de

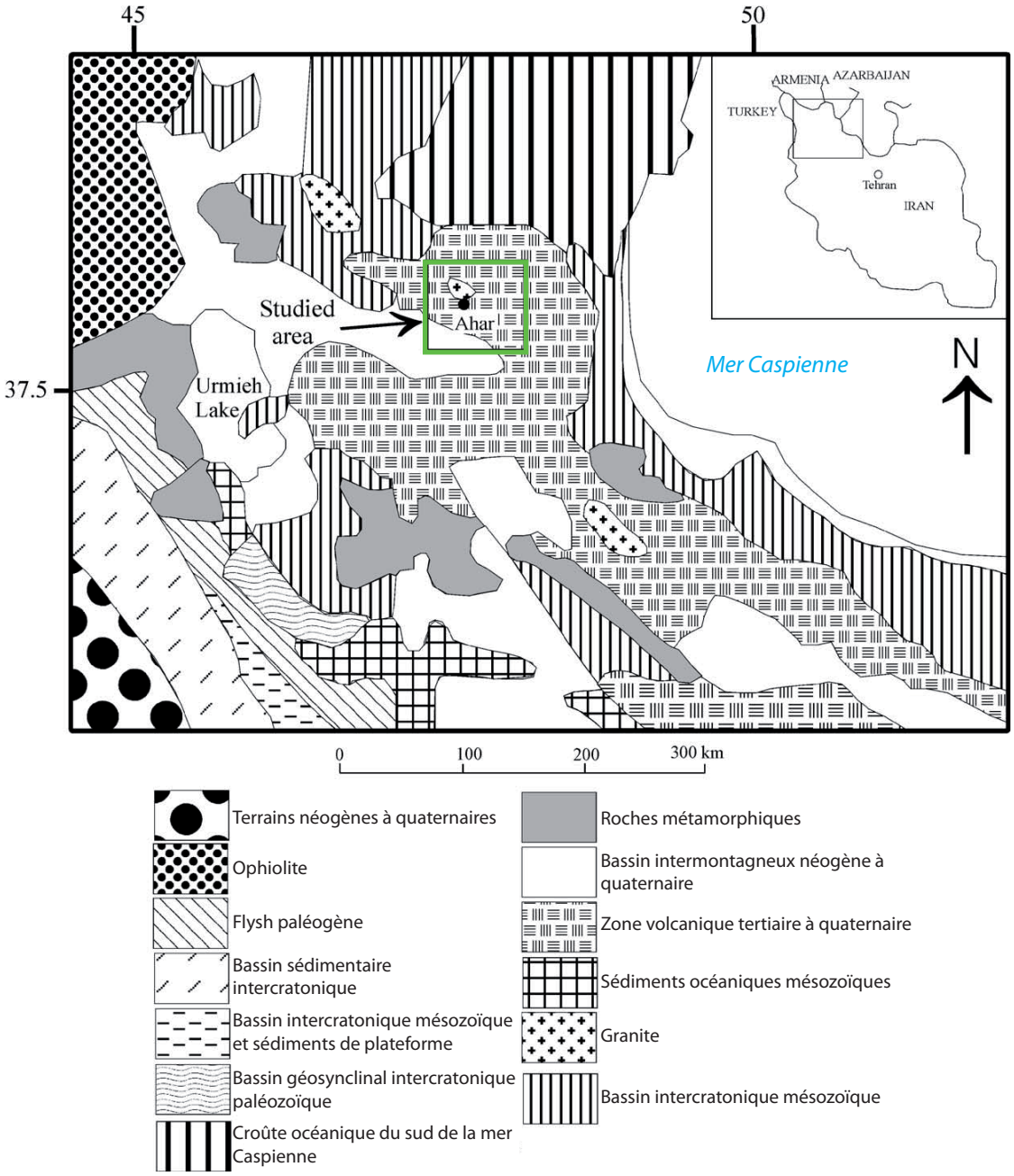


Figure III-43 : Carte géologique du NW de l'Iran (d'après Karimzadeh Somarin, 2004)

Tikmeh Dash. Les deux premiers font partie de la zone métallogénique à cuivre d'Ahar (Figure III-43) incluse dans la ceinture métallogénique alpine eurasienne s'étendant depuis la Grèce jusqu'en Iran, et formée lors de l'orogenèse pyrénéenne (Bazin et Hubner, 1969). Le skarn de Tikmeh Dash est issu de l'intrusion d'un pluton oligocène au sein de roches volcaniques et volcanoclastiques éocènes. Le pluton est de nature granitique à dioritique.

A Sungun, des plutons subvolcaniques oligo-miocènes, andésitiques à rhyolitiques, ont recoupé des roches volcaniques acides oligocènes, des sédiments terrigènes éocènes et des cal-

caires du Crétacé. L'andradite se trouve dans une zone de 3 m de large située à moins de 10 m de la bordure du pluton. Localement, le skarn à andradite se présente en niveaux centimétriques alternant avec des niveaux de skarn à pyroxène. L'andradite et le pyroxène ont été partiellement remplacés par de l'épidote, de la chlorite, de la calcite, du quartz, de la pyrite, de l'hématite et de la magnétite. Les andradites (Tableau III-10; analyses 11 et 12) associées à la minéralisation cuprifère ont une couleur rouge-brun (72,5 % d'andradite), alors que les grenats n'ayant aucun lien direct avec la minéralisation sont des grossulaires jaune-bruns (78,8 % de grossulaire).

A Mazraeh (Tableau III-10; analyses 9 et 10), l'andradite, brun sombre (67,2 % d'andradite), se trouve dans le minerais calco-silicaté de l'endoskarn, alors que le grossulaire (78,9 % de grossulaire) est localisé dans les marbres à grenats (Tableau III-10).

Au sein des deux skarns, la zone à andradite est recouverte par des dépôts supergènes à malachite et azurite. De plus, elle est toujours associée à la minéralisation cuprifère, ce qui n'est pas le cas pour la zone à grossulaire.

A Tikmeh Dash, les deux types de grenat sont retrouvés (Tableau III-10; analyses 7 et 8). L'andradite (67,3 % d'andradite) est situé dans le skarn à proximité du contact (5 à 20 m) avec le pluton gabbrodioritique. Elle est de couleur rouge sombre à brune, et est associée à de l'épidote, de l'hématite, de la manganite, de la bixbyite $(Mn^{3+}, Fe^{3+})_2O_3$, de la calcite, du quartz, de la biotite, de la chlorite et du pyroxène. Le grossulaire (79,0 % de grossulaire) est plus éloigné de la zone de contact (> 100 m) et est localisé dans l'exoskarn à épidote. Il arbore une teinte jaune-verte.

L'andradite de Sungun contient du Cu (60 à 670 ppm). Il en est de même pour l'andradite de Mazraeh (288 à 680 ppm). Certaines andradites ont été altérées lors de la mise en place de la minéralisation et elles ont été enrichies en Cu (jusqu'à 1922 ppm). En revanche, à Tikmeh Dash, la teneur en Cu des andradites est faible (16 à 25 ppm).

Les grossulaires des trois skarns contiennent peu de Cu par rapport aux andradites (< 60 ppm).

La différence de concentration en Cu entre les deux espèces de grenat s'explique par la substitution du Fe par le Cu.

3.3.2.2.2.2 Les gisements magmatiques

Bien qu'elle soit présente dans certains skarns comme en Espagne (Arana, 1973) ou au Soudan (Ruxton, 1956), la variété titanifère mélanite est surtout contenue dans des roches

magmatiques alcalines comme les syénites néphéliniques, les ijolites, les phonolites, les néphélinites,... Elle a été trouvée notamment dans le bouclier Aldan en Russie au sein d'une pegmatite granitique (Belyayev, 1968), dans une syénite néphélinique en Corée (Miyashiro, 1959) et en Norvège (Brogger, 1890), ainsi que dans une carbonatite dans le complexe d'Oka au Québec (Watkinson, 1972).

L'exemple de l'andradite du complexe de Tamazeght au Maroc (Marks et al., 2008)

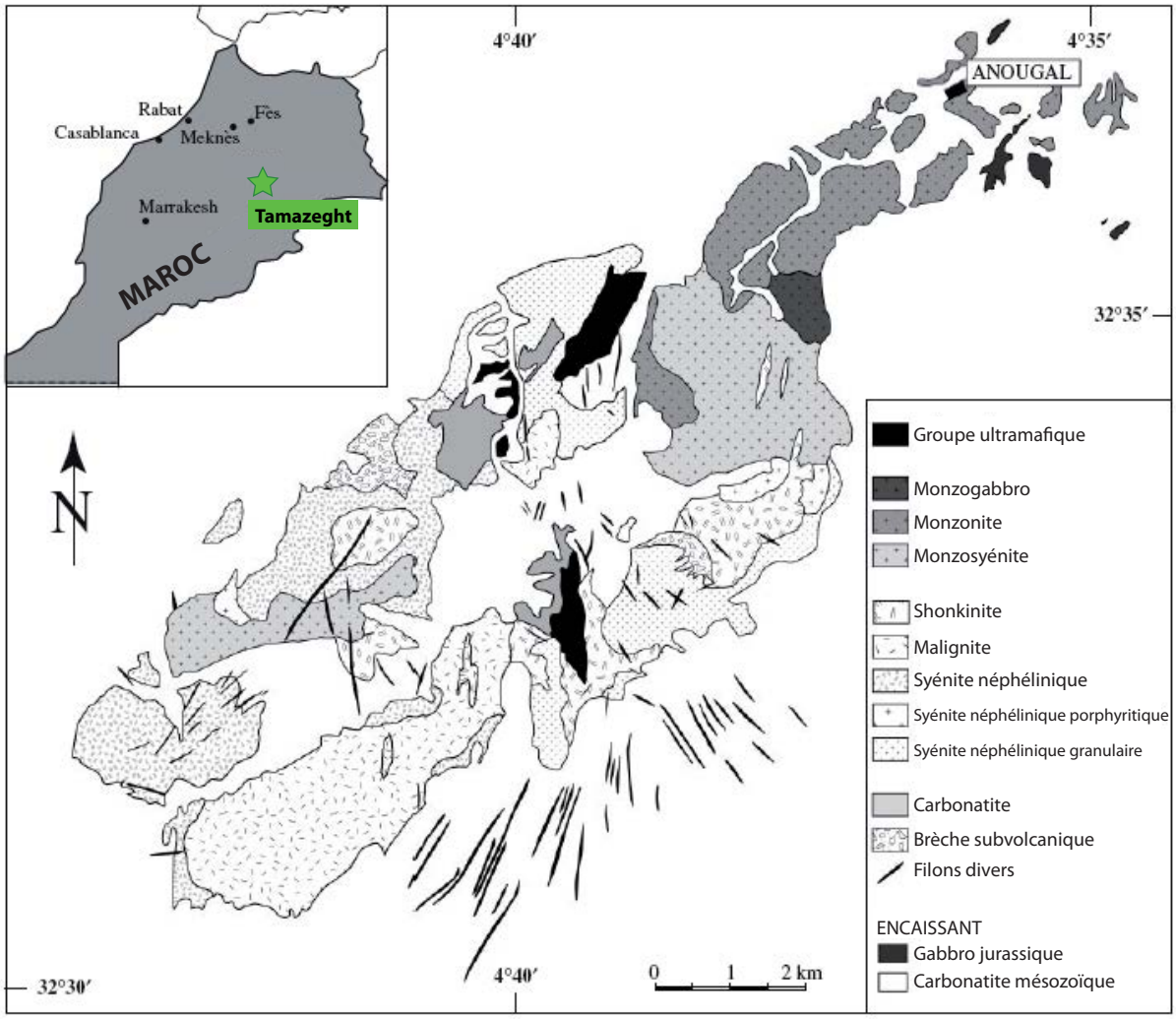


Figure III-44 : Carte géologique du complexe de Tamazeght (d'après Marks et al., 2008)

Le complexe de Tamazeght se situe dans les montagnes de l'Atlas au Maroc, à 20 km au sud de la ville de Midelt (Figure III-44). Il s'agit du plus grand complexe intrusif alcalin de l'Atlas marocain associé à des grabens issus de l'ouverture de l'océan Atlantique (Laville, 1981; Laville et Harmand, 1982). Il affleure sur 16 km de long et 5 km de large, selon l'orientation NE-SW du graben. Le complexe intrude des marbres du Lias et est limité à son toit par des marbres mésozoïques (Agard, 1960).

Plusieurs épisodes intrusifs ont été distingués, témoignant d'un passage d'un magmatisme ultramafique à un magmatisme felsique (Kchit, 1990) : (i) roches ultramafiques (pyroxénites et glimmérites); (ii) shonkinites; (iii) roches monzogabbroïques; (iv) monzosyénites; (v) malignites (syénites néphéliniques contenant 50% de pyroxène) et pegmatites associées; (vi) syénites néphéliniques; (vii) roches monzonitiques; (viii) carbonatites; (ix) filons lamprophyriques.

Marks et al. (2008) classent les roches observées en trois ensembles : (i) le groupe ultramafique; (ii) le groupe monzonitique; (iii) le groupe syénitique. L'andradite est trouvée dans les groupes ultramafique et syénitique.

Les roches ultramafiques sont représentées par des pyroxénites et des glimmérites. Les premières sont composées par du clinopyroxène automorphe, de la néphéline, et de l'andradite automorphe à subautomorphe. Les minéraux mineurs associés sont l'apatite, la calcite, le mica, la magnétite (localement transformée en hématite), le sphène et la pyrite. Les glimmérites contiennent en majorité de la biotite (65 %), ainsi que du clinopyroxène, de l'andradite en amas granulaires subautomorphes à xénomorphes, et accessoirement de la pérovskite, de la magnétite et de l'apatite.

Au sein du groupe des syénites, l'andradite est localisée dans les shonkinites à olivine et dans les syénites néphéliniques granulaires. Les shonkinites à olivine sont composés de phénocristaux d'olivine de 1 à 5 mm, de clinopyroxènes gris et verts, de magnétite, d'andradite, d'apatite, de feldspath alcalin et de néphéline. Les syénites néphéliniques granulaires contiennent du clinopyroxène à cœur gris et auréole verte associé à du sphène, de la magnétite, de l'amphibole et de l'andradite. Des aiguilles d'apatite sont incluses dans le clinopyroxène, l'amphibole et le sphène.

L'andradite a une composition variant entre l'andradite titanifère (mélanite) et la schorlomite. Les teneurs en TiO_2 (Tableau III-10) de l'andradite sont plus élevées dans les roches ultramafiques (3,99-14,29 %poids de TiO_2) et dans les shonkinites à olivine (1,96-18,84 %poids de TiO_2) que dans les syénites néphéliniques (3,13-4,38 %poids de TiO_2). De même, la teneur en magnésium est plus importante dans les roches ultramafiques et les shonkinites que dans les syénites, alors que c'est l'inverse pour l'aluminium, le manganèse et le zirconium (Tableau III-10).

Les roches ultramafiques et les shonkinites à olivine, qui contiennent l'andradite, se sont mises en place dans des conditions très oxydantes d'après le tampon quartz-fayalite-magnétite

ΔQFM (ΔQFM > +5 et +2,5 < ΔQFM < +4 respectivement). Le magma initial avait une faible activité de silice (a_{SiO2} < 0,1). Cependant des valeurs plus élevées ont été mesurées et correspondant à la valeur de saturation des néphélines dans les roches ultramafiques (a_{SiO2} = 0,5) ou à celle des feldspaths alcalins dans les shonkinites à olivine (a_{SiO2} = 0,5-0,8). Les roches ultramafiques et les shonkinites sont issues d'un même magma initial, mais avec des processus de différentiation différents afin de former ces deux lithologies.

Pour les syénites néphéliniques, leur formation a eu lieu dans des conditions réductrices (ΔQFM = -2) avec une activité en silice comprise entre 0,25 et 0,5.

Quelle que soit la roche où l'andradite a cristallisé, le magma initial est alcalin et la formation du grenat s'est déroulée sous une f_{O2} élevée.

3.3.2.2.2.3 Les serpentinites

Les variétés topazolites et démantoïdes se trouvent principalement dans les serpentinites, et parfois dans des schistes à chlorite (Deer et al., 1997). Le démantoïde des serpentinites est associé à : (i) du talc et du chrysotile à Val Malenco en Italie (Bedogné et Pagano, 1972; Amthauer et al., 1974); (ii) de la magnétite, de la vésuvianite, du chrysotile et de la calcite à Davos en Suisse (Peters, 1963).

3.3.2.3 Uvarovite $Ca_3Cr_2(SiO_4)_3$ (Figure III-45)

3.3.2.3.1 Définition

L'uvarovite (ou ouvarovite) est l'espèce chromifère du groupe des ugrandites. Les gisements sont rares, les cristaux extraits sont rarement de qualité gemme et ils pèsent souvent moins d'un carat (Gilg et al., 2008). Il s'agit du grenat le plus rare des six espèces principales (Deer et al., 1997). L'uvarovite a été découverte en Russie dans les montagnes de l'Oural, et son nom a été donné par von Hess, en 1832, en l'honneur de Sergei S. Uvarov, alors président de l'Académie Impériale à Saint-Pétersbourg (Gilg et al., 2008).

Le grenat contenant la plus grande proportion de molécule d'uvarovite a été trouvée à Outokumpu, en Finlande, dans des cavités au sein de quartzite (Borgström, 1901). Ce grenat est composé à 90,5 % d'uvarovite (Tableau III-11), et il possède des composantes faibles de grossulaire, de pyrope et d'andradite.

Le chrome est le chromophore principal de l'uvarovite (Manning, 1969; Calas, 1978). Il confère une couleur verte sombre et intense au grenat. La présence de fer accentue l'intensité

Composition théorique : 36,02 %poids SiO_2
30,37 %poids Cr_2O_3
33,61 %poids CaO

Eléments éventuellement présents en traces : Ti, Mg, Na, Ni, K, Mn, Fe

Dureté : 6,5 à 7,5

Densité : 3,82 g/cm^3

Indice de réfraction : n_D = 1,865

Indice de dispersion : BG = 0

Constante de réseau cristallin : a_0 = 11,459 Å

Couleur : vert sombre à vert émeraude

Localités (liste non exhaustive) : complexe du Bushveld (Afrique du Sud), Yi Gong (Chine), Eden Mills (Etats-Unis), mine Wood's (Etats-Unis), mine Outokumpu (Finlande), Vuonos (Finlande), vallée de Rupshu (India), mines Feragen Chromium (Norvège), Jordanów Śląski (Pologne), mine Kyschtim (Russie), mine Saranovskii (Russie), mine Kop Krom (Turquie), ...

Figure III-45 : Carte d'identité de l'uvarovite (modifiée d'après Gilg et al., 2008)

du vert, alors que le titane donne un aspect vert-'rouille' (Frankel, 1959).

3.3.2.3.2 Les types de minéralisation

3.3.2.3.2.1 Les serpentinites à chromite

L'uvarovite se trouve principalement dans des serpentinites, souvent en association avec des chromites (Deer et al., 1997). C'est le cas pour la serpentinite de Röros en Norvège (Aars-Andersen, 1907), et les minéralisations à chromite dans les montagnes de l'Oural, à Rødtjern en Norvège (Prestvik, 1974), dans les mines de Kalrangi en Inde (Chakraborty, 1968), à la mine Butler Estate en Californie (Matthews, 1961) et à la mine Kop Krom en Turquie (Dietrich, 1978).

Dans le complexe du Bushveld en Afrique du Sud, le grenat est associé à de la chromite, du diopside, de la zoïsite et de l'olivine serpentinisée au sein de veines de chromitite recoupant des norites (Frankel, 1959).

		Moa-Baracoa (chromitite)									Outokumpu (skarn)							
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	*%poids*	36,79	35,88	37,31	38,02	38,70	38,67	37,49	37,73	38,03	37,52	37,10	37,68	37,17	36,94	36,53	36,36	35,97
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,40	0,31	0,44	3,14	1,57	2,08	0,17	0,26	0,44	0,09	0,24	0,10	0,28	0,02
Al_2O_3		1,93	1,13	5,34	10,49	13,30	15,90	6,79	12,07	8,62	8,18	7,73	10,04	6,86	8,74	4,65	5,58	3,69
Cr_2O_3		**27,54**	**27,04**	**22,60**	**14,04**	**11,30**	**7,28**	**16,87**	**11,78**	**16,22**	**18,45**	**19,44**	**15,26**	**18,90**	**18,24**	**23,83**	**20,11**	**24,64**
Fe_2O_3*		0,00	2,32	0,15	2,75	2,28	0,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,77	1,07	0,40	0,37	0,41	0,54
V_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,72	0,19	0,37	0,09	0,23	0,31	0,54	0,26	0,12	2,46	0,97
FeO*		0,37	0,13	0,14	3,10	2,51	0,25	0,67	0,33	0,27	0,64	0,12	1,12	1,86	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,03	0,15	0,37	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,68	0,61	0,96	0,90	0,41	0,45	1,08	0,80
MgO		0,50	0,04	0,25	6,61	7,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,59	0,59	0,76	0,14	0,47	0,31	0,65	0,52
CaO		32,74	33,31	34,25	23,86	23,90	36,21	34,60	35,57	34,91	33,12	33,41	32,79	32,40	33,72	33,71	32,44	32,70
Total		99,87	99,88	100,18	99,64	99,98	99,29	100,28	99,24	100,50	99,44	99,80	100,13	99,92	99,42	100,07	99,37	99,85
Si	*apfu*	3,028	2,983	3,018	2,977	2,971	3,006	2,995	2,984	3,008	3,017	2,983	2,992	3,012	2,970	2,978	2,970	2,957
^{iv}Al		0,000	0,017	0,000	0,023	0,029	0,000	0,005	0,016	0,000	0,000	0,017	0,008	0,000	0,030	0,022	0,030	0,043
		3,028	*3,000*	*3,018*	*3,000*	*3,000*	3,006	3,000	3,000	3,008	3,017	3,000	3,000	3,012	3,000	3,000	3,000	3,000
^{vi}Al		0,187	0,094	0,509	0,945	1,175	1,457	0,634	1,109	0,803	0,775	0,716	0,932	0,655	0,798	0,424	0,507	0,314
Ti		0,000	0,000	0,000	0,024	0,018	0,026	0,189	0,093	0,124	0,010	0,016	0,026	0,005	0,015	0,006	0,017	0,001
Cr		**1,792**	**1,778**	**1,445**	**0,869**	**0,686**	**0,447**	**1,066**	**0,737**	**1,014**	**1,173**	**1,236**	**0,958**	**1,211**	**1,159**	**1,536**	**1,299**	**1,601**
Fe^{3+}		0,000	0,145	0,009	0,162	0,132	0,024	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018	0,046	0,065	0,024	0,023	0,025	0,033
V^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,046	0,012	0,023	0,006	0,015	0,020	0,035	0,017	0,008	0,161	0,064
		1,980	*2,017*	*1,964*	*2,000*	*2,011*	1,962	1,934	1,951	1,965	1,964	2,001	1,982	1,971	2,013	1,997	2,009	2,014
Fe^{2+}		0,025	0,009	0,009	0,203	0,161	0,016	0,045	0,022	0,018	0,043	0,008	0,074	0,126	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,002	0,010	0,025	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,046	0,042	0,065	0,062	0,028	0,031	0,075	0,056
Mg		0,061	0,005	0,030	0,772	0,840	0,000	0,000	0,000	0,000	0,071	0,071	0,090	0,017	0,056	0,038	0,079	0,064
Ca		2,887	2,967	2,969	2,002	1,966	3,016	2,961	3,014	2,958	2,854	2,879	2,790	2,813	2,904	2,944	2,839	2,880
		2,974	*2,983*	*3,018*	*3,000*	*2,989*	3,032	3,007	3,036	2,976	3,014	2,999	3,018	3,017	2,989	3,013	2,993	2,999
Total		7,982	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	7,941	7,986	7,948	7,995	8,000	8,000	8,000	8,001	8,010	8,002	8,014
Pyrope	*%molécule*	2,1	0,2	1,0	25,7	28,1	0,0	0,0	0,0	0,0	2,3	2,4	3,0	0,6	1,9	1,3	2,6	2,1
Almandin		0,9	0,3	0,3	6,8	5,4	0,5	1,5	0,7	0,6	1,4	0,3	2,5	4,2	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartite		0,0	0,1	0,3	0,8	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	1,5	1,4	2,1	2,0	0,9	1,0	2,5	1,9
Andradite		0,0	7,2	0,5	8,1	6,6	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	2,3	3,3	1,2	1,1	1,3	1,7
Uvarovite		**90,5**	**88,1**	**73,6**	**43,5**	**34,1**	**22,8**	**55,1**	**37,8**	**51,6**	**59,7**	**61,8**	**48,3**	**61,4**	**57,6**	**76,9**	**64,6**	**79,5**
Goldmanite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	2,4	0,6	1,2	0,3	0,7	1,0	1,8	0,8	0,4	8,0	3,2
Grossulaire		6,5	4,1	24,3	15,1	25,1	75,0	41,0	60,9	46,6	34,7	32,6	40,8	26,7	37,5	19,3	20,9	11,7
Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau III-11 : Composition chimique des uvarovites

Serpentinite à chromite à Moa-Baracoa, Cuba (Proenza et al., 1999) :

6-7 : veine à uvarovite à Moa-Baracoa à Cuba; **8-9 :** dans une chromitite à Moa-Baracoa à Cuba.

Kimberlite :

4 : à Newlands en Afrique du Sud (Clarke et Carswell, 1977); **5 :** en Yakoutie en Russie (Sobolev et al., 1973).

Skarn à Outokumpu, Finlande :

1 : dans une quartzite (Borgström, 1901); **2 :** dans une veine à trémolite, tawmawite et pyrrhotite (Eskola, 1933); **3 :** dans un skarn à diopside et trémolite (von Knorring, 1951); **10-11 :** dans un skarn à quartz lité (von Knorring et al., 1986); **12-13 :** dans un skarn à pyrrhotite et chalcopyrite (von Knorring et al., 1986); **14-15 :** dans les roches à uvarovite massive (von Knorring et al., 1986); **16-17 :** uvarovite vanadifère (von Knorring et al., 1986).

L'exemple de l'uvarovite de Moa-Baracoa à Cuba (Proenza et al., 1999)

Le massif ophiolitique de Moa-Baracoa se situe à l'est de l'île de Cuba. Il fait partie de la ceinture ophiolitique de Mayarì-Baracoa qui s'étend sur 170 km pour une largeur variant de 10 à 20 km.

Ce massif est composé principalement de roches ultrabasiques serpentinisées dont des harzburgites et des dunites. La séquence de roches observée est, de haut en bas : (i) harzburgite et dunite à sills et filons gabbroïques représentant le manteau (Figure III-46); (ii) gabbro lité, gabbro isotropique, gabbro à filons de diabase, basalte et chert représentant la croûte océanique.

Des nodules à chromitite, auréolés de dunite, apparaissent dans la zone de transition manteau-croûte. D'autres chromitites se sont formées en remplacement des sills gabbroïques

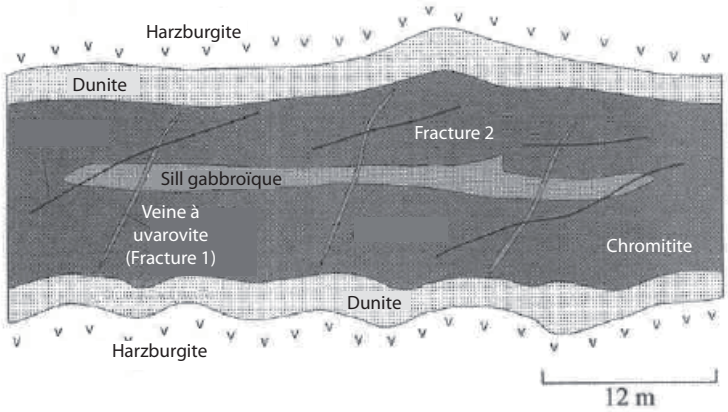


Figure III-46 : Coupe schématique des corps chromititiques montrant les sills gabbroïques et les deux familles de veines (d'après Proenza et al., 1999)

parallèlement à l'allongement des nodules. Les chromitites sont composées de chromite associée à de l'olivine interstitielle. De plus des inclusions de clinopyroxène, d'amphibole et de plagioclase sont observées dans les grains de chromite. Les chromitites sont également massives et présentent des fractures de type 'pull-apart'. Elles ont subi deux épisodes d'altération : (i) sur l'ensemble des chromitites avec le remplacement des olivines par de la serpentine et de la magnétite; (ii) à l'intérieur des nodules avec la transformation de la chromite en chromite ferrifère et le remplacement de la serpentine par du clinochlore.

Les chromitites sont recoupées par deux types de veines minéralisées (Figure III-46) : (i) veines à uvarovite, clinochlore, chromite ferrifère, calcite, rutile et sphène (Figure III-47); (ii) veines à clinochlore et rutile. Les veines à uvarovite peuvent atteindre 1 cm d'épaisseur ou bien remplir des zones bréchifiées. L'uvarovite est également signalée dans les zones d'altération où le grenat remplace partiellement la chromite.

L'uvarovite se présente sous la forme de cristaux automorphes zonés de couleur vert-émeraude à lustre vitreux. Ces cristaux ont une taille variant entre 0,1 et 0,7 mm de diamètre et laissent apparaître des faces rhombododécaédriques {110}. De petites inclusions de clinochlore se disposent parallèlement à la zonation.

La composition chimique des grenats révèle qu'il s'agit d'uvarovite et de grossulaire chromifère avec des proportions variant de 23 à 55 % d'uvarovite, et de 41 à 75 % de grossulaire (Tableau III-11), que ce soit pour les grenats des veines ou des zones d'altération. Ils contiennent également un peu de fer (< 1,5% d'andradite et d'almandin) et de vanadium (< 2,4% de goldmanite). La zonation chimique des cristaux d'uvarovite est due à une variation du rapport Al/Cr. Les zones enrichies en chrome sont vert sombre et elles possèdent plus de titane

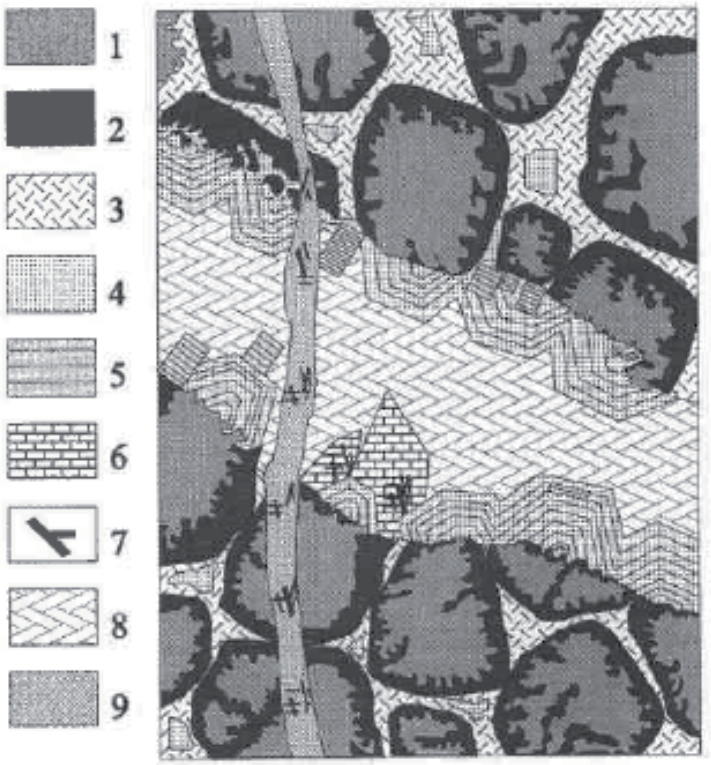


Figure III-47 : Coupe schématique présentant les assemblages minéralogiques associés aux veines à uvarovite (d'après Proenza et al., 1999)
1: chromite; 2: chromite ferrifère; 3: clinochlore I; 4: uvarovite; 5: clinochlore II; 6: sphène; 7: rutile; 8: calcite; 9: clinochlore III.

et de vanadium que les zones plus claires.

Les veines à uvarovite se sont formées dans les chromitites après la serpentinisation. Des cavités se sont ouvertes et ont été percolées par des fluides hydrothermaux à faible température (< 300°C). Ces fluides étaient enrichis en calcium et aluminium. L'aluminium provient de la transformation de la chromite en ferrochromite, alors que le calcium est issu de l'altération hydrothermale des phases calciques (plagioclase, clinopyroxène) des gabbros.

L'uvarovite a ainsi cristallisé à partir d'un fluide enrichi en Cr, Ca et Al dans les fractures au sein des chromitites, où se sont formées dans le même temps la chlorite et la chromite ferrifère.

3.3.2.3.2.2 Les kimberlites

Des xénolites à uvarovite ont été signalés dans certaines kimberlites comme en Yakoutie en Russie (Sobolev et al., 1973) ou à Newlands en Afrique du Sud (Clarke et Carswell, 1977). A Newlands, le grenat est associé à de l'olivine serpentinisée, du spinelle rouge chromifère et

de la phlogopite. L'uvarovite s'est formé lors de la recristallisation de cumulats wehrlitiques à spinelle lors du fractionnement du magma vers 200 à 250 km en profondeur, à des conditions de P = 75 kbar et T = 1900°C.

Dans ces gisements, l'uvarovite forme généralement une solution solide avec le pyrope (Sobolev et al., 1973).

3.3.2.3.2.3 Les calcaires métamorphiques et les skarns

L'uvarovite a été signalée dans des calcaires métamorphiques et des skarns. Les gisements les plus connus sont ceux de Karélie en Finlande (Eskola, 1933; von Knorring, 1951) où le grenat est associé à de la pyrrhotite dans des complexes à serpentinites, quartzites, phyllites, dolomites, et roches à diopside et trémolite. Ces complexes sont eux-mêmes associés à des granites, des aplites et des pegmatites. Ce sont les dolomites et les skarns qui contiennent l'uvarovite. Certaines dolomites contiennent de la chromite (Eskola, 1933) et ont interagi avec elle selon la réaction suivante (von Knorring, 1951) :

dolomite + chromite + quartz + eau → trémolite + diopside + uvarovite

Pour ce type de gisement, chrome provient des intrusions de serpentinites (von Knorring, 1951), ou de roches magmatiques basiques et ultrabasiques.

L'exemple de l'uvarovite d'Outokumpu en Finlande

La région d'Outokumpu se situe dans le nord de la Karélie, en Finlande. L'uvarovite y a été signalée pour la première fois au tout début du XXème siècle (Borgström, 1901). Cette région est connue pour ses minéralisations à cuivre, nickel et cobalt trouvées dans une ceinture de roches quartzitiques associées à des lentilles de serpentinites et à des niveaux de skarns chromifères et de dolomies (Haapala, 1936; von Knorring, 1951; Vähätalo, 1953; Huhma et Huhma, 1970; Valley et al., 1982; von Knorring et al., 1986). L'ensemble s'est mis en place au sein de schistes noirs.

Les quartzites se sont formées par précipitation de silice à partir de l'intrusion d'un magma ultramafique qui a été serpentinisé, carbonaté et métamorphisé en roches similaires aux quartzites (Huhma et Huhma, 1970). Elles peuvent contenir des roches calco-silicatées chromifères, dont le diopside, la trémolite et l'uvarovite (von Knorring et al., 1986). Les serpentinites,

intimement liées aux quartzites, sont issues de dunites et entourées par une auréole dolomitique (Peltola et al., 1968). Les skarns chromifères se localisent au contact entre les dolomies et les quartzites, et ont une épaisseur variant de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètre (von Knorring et al., 1986), comme celui décrit par Huhma et Huhma (1970) faisant 35 m d'épaisseur sur une longueur de 3 km. La séquence de roches observée des serpentinites aux quartzites est (von Knorring et al., 1986) : serpentinite, dolomie, dolomie à trémolite, skarn à trémolite, skarn à diopside, quartzite.

De nombreux minéraux contenant du chrome, dont l'uvarovite, ont été répertoriés dans ces minéralisations (Eskola, 1933) : (i) muscovite (fuschite), diopside, trémolite et uvarovite dans les quartzites; (ii) uvarovite, diopside et trémolite dans les skarns associés aux dolomies; (iii) chromite dans les dolomies; (iv) spinelle (picotite), chromite et clinochlore (kämmererite) dans les roches à anthophyllite et cordiérite; (v) uvarovite, épidote (tawmawite) et chromite dans les minerais cuprifères à quartz; (vi) uvarovite, épidote, trémolite, sulfures, diopside et chromite formant des veines au sein des minéralisations.

Selon la composition chimique des uvarovites d'Outokumpu (Tableau III-11), quatre types de skarn à uvarovite ont été identifiés (von Knorring et al., 1986) :

- Les skarns à quartz lité, diopside chromifère et sulfures chromifères où l'uvarovite est sous forme : (i) d'amas de cristaux dodécaédraux et trapézoédraux de couleur vert sombre, au sein de la matrice quartzeuse, le long de bandes à diopside; (ii) de cristaux dispersés, pouvant atteindre une taille de 45 mm, au centre de bandes étroites de quartz, ou au contact des bandes de quartz et diopside. Il s'agit de l'occurrence principale en uvarovite. La teneur en chrome dans le grenat avoisine 20 %poids de Cr_2O_3 (61,8 % d'uvarovite) et demeure homogène au sein des grains. Les teneurs en Fe, Mn, Mg et V sont faibles, d'où une forte proportion de grossulaire (32,6-34,7 %).
- Les skarns à diopside, pyrrhotite et chalcopyrite où l'uvarovite se présente sous forme de petits cristaux zonés. La bordure est enrichie en fer et en chrome. Les teneurs des différents éléments présents dans le grenat sont hétérogènes. Cependant il y a généralement moins de chrome (proche de 50 % d'uvarovite) et plus de fer (jusqu'à 7 % d'andradite et d'almandin) que dans les autres uvarovites du gisement. La proportion de grossulaire est également importante (26,7-40,8 %).
- Les roches à uvarovite massive et à grain fin où le grenat est associé à du diopside, de la chalcopyrite et de la pyrrhotite. La teneur en chrome de l'uvarovite est élevée (57,6-76,9 % d'uvarovite), alors que celle en aluminium est plus faible (19,3-37,5 % de grossulaire).

• Les skarns à trémolite chromifère, clinozoïsite chromifère et pyrrhotite où l'uvarovite contient une quantité de vanadium non négligeable (3,2-8,0 % de goldmanite). En revanche la proportion de grossulaire est la plus faible mesurée (11,7-20,9 % de grossulaire), contrairement à celle en chrome (jusqu'à 79,5 % d'uvarovite).

Les cristaux d'uvarovite sont fréquemment zonés (von Knorring et al., 1986) : (i) le cœur contient des inclusions de chromite à zinc, diopside, calcite, albite, micas, chlorite et sulfures; (ii) la bordure ne présente pas d'inclusions.

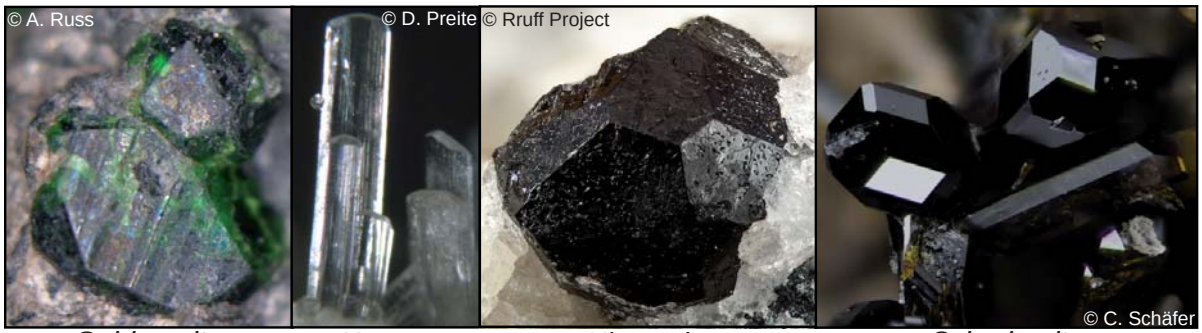
En fait, le grenat s'est formé en remplaçant la chromite zincifère d'où les inclusions observées. La chromite zincifère s'est formée au début et à la fin de la formation du skarn, dans des conditions hydrothermales mobilisant de grandes quantités de chrome et de zinc provenant des serpentinites (von Knorring, 1951; von Knorring et al., 1986).

3.3.3 Les espèces rares (Figure III-48 et Tableau III-12)

3.3.3.1 Caldérite $Mn_3^{2+}Fe_2^{3+}(SiO_4)_3$

Ce grenat, dont le nom provient du géologue James Calder, contient du manganèse et du fer. Il forme une solution solide comprise entre la spessartine [$Mn_3^{2+}Al_2(SiO_4)_3$] et l'andradite

Caldérite *Hibschite* *Morimotoïte (noir)*



Goldmanite *Katoïte* *Kimzeyite* *Schorlomite*

Figure III-48 : Les espèces rares des grenats

$[Ca_3Fe_2^{3+}(SiO_4)_3]$.

La caldérite est un constituant rare des roches métamorphiques très oxydées et enrichies en manganèse. Il présente des couleurs orange-jaune, jaune foncé, rouge-jaune, rouge-brun, jaune et vert-jaune en lame mince.

Le gisement le plus important se trouve dans la formation ferrifère de Wabush dans le sud-ouest du Labrador au Canada (Klein, 1966). Les grenats, qui peuvent contenir jusqu'à 72 % de caldérite (Tableau III-12), sont associés à : (i) de l'aegirine, de la rhodonite, de la spécularite et de la rhodochrosite; (ii) du quartz, de la spécularite, de la rhodonite et de la kutnohorite (carbonate de formule $Ca(Mg, Mn, Fe^{2+})CO_3$). Des grenats à composante de caldérite (environ 15 % de caldérite) ont été signalés en Namibie à Otjosondu (Dunn, 1979).

3.3.3.2 Goldmanite $Ca_3V_2^{3+}(SiO_4)_3$

La goldmanite forme une série isomorphe avec le grossulaire $[Ca_3Al_2(SiO_4)_3]$ et l'andradite $[Ca_3Fe_2^{3+}(SiO_4)_3]$. Elle est souvent la deuxième composante moléculaire chez les tsavorites après le grossulaire. Elle a été nommée ainsi d'après le pétrologue américain Marcus Isaac Goldman qui a étudié les roches hôtes de la goldmanite à Laguna au Nouveau-Mexique (Moench et Meyrowitz, 1964; Gilg et al., 2008). Les cristaux sont généralement zonés, de couleur vert sombre à brun, et de taille voisine de 0,1 mm (Gilg et al., 2008).

La goldmanite apparaît communément dans des roches sédimentaires riches en vanadium ou au sein de leurs équivalents métamorphiques (Deer et al., 1997). A Laguna, le grenat est associé à des grès quartzeux au voisinage d'un sill épais de diabase, cimentés par des argiles vanadifères et de la calcite (Moench et Meyrowitz, 1964). La goldmanite y est xénomorphe si elle est associée aux argiles vanadifères, et automorphe si elle est associée à la calcite. Les plus grandes proportions de goldmanite mesurées dans un grenat (près de 73 % de goldmanite) ont été rencontrées dans des marbres à Gornaya Shoria en Russie (Shepel' et Karpenko, 1970) et dans des shales enrichis en silice et en matière organique à Ishimskaya Luka au Kazakhstan (Filippovskaya et al., 1972). La goldmanite a été également décrite dans des schistes bitumineux du Cambrien en Chine (Wang et al., 1974), dans des skarns à magnétite compris entre des marbres et des amphibolites à Tashelginskaya en Russie (Shepel' et Karpenko, 1970), dans des dépôts à wolframite à Coat-an-Noz en France (Benkerrou et Fonteilles, 1989), et à la mine de manganèse Gambatesta en Italie (Gilg et al., 2008).

Une variété enrichie en manganèse, nommée 'yamatoïte', a été décrite au Japon dans

		Caldérite	Goldmanite	Hydrogrossulaire	Kimzeyite	Knorringite	Majorite	Morimotoïte	Schorlomite
SiO_2	*%poids*	32,40	35,78	27,57	9,60	41,40	51,72	28,60	20,13
TiO_2		-	-	0,67	5,00	0,08	0,72	19,59	27,38
ZrO_2		-	-	-	29,90	-	-	0,03	-
Al_2O_3		-	0,45	18,52	11,00	11,10	5,37	0,10	1,68
Cr_2O_3		-	7,54	-	-	15,90	-	-	-
Fe_2O_3		31,40	-	3,70	13,40	-	-	8,77	-
V_2O_3		-	22,11	-	-	-	-	-	-
FeO		-	0,17	0,15	0,80	6,18	12,86	9,78	33,50
MnO		29,00	0,80	0,08	-	0,23	0,41	0,01	0,10
MgO		-	0,03	2,13	0,50	23,10	26,80	0,22	0,05
CaO		8,50	32,46	38,39	29,80	2,24	1,80	32,53	15,60
H_2O^+		-	-	8,55	0,10	-	-	-	-
H_2O^-		-	-	0,29	-	-	-	-	-
Total		101,30	99,34	100,05	100,10	100,23	99,68	99,63	98,44
Si	*apfu*	2,903	3,000	1,946	0,940	3,033	3,716	2,450	1,868
^{iv}Al		-	-	-	1,270	-	-	-	0,184
Fe^{3+}		0,097	-	-	0,575	-	-	-	0,948
OH		-	-	1,133	-	-	-	-	-
		3,000	*3,000*	*3,079*	*2,784*	*3,033*	*3,716*	*2,450*	*3,000*
^{vi}Al		-	0,030	1,541	-	0,959	0,455	0,010	-
Ti		-	-	0,036	0,413	0,005	0,039	1,261	1,911
Zr		-	-	-	1,428	-	-	0,001	-
Cr		-	0,490	-	-	0,921	-	-	-
Fe^{3+}		2,021	-	0,197	-	-	-	0,565	0,089
V^{3+}		-	1,480	-	-	-	-	-	-
		2,021	*2,000*	*1,773*	*1,840*	*1,884*	*0,494*	*1,837*	*2,000*
Fe^{2+}		-	0,010	0,009	0,475	0,379	0,773	0,700	1,563
Mn		1,856	0,050	0,005	-	0,015	0,025	0,001	0,008
Mg		-	-	0,224	0,073	2,522	2,871	0,028	0,007
Ca		1,164	2,900	2,903	3,126	0,176	0,138	2,984	1,551
		3,020	*2,960*	*3,141*	*3,674*	*3,091*	*3,807*	*3,713*	*3,130*
Total		8,041	7,960	7,993	8,298	8,008	8,017	8,000	8,130
Pyrope	*%molécule*	-	0,1	8,6	-	48,7	?	?	?
Almandin		-	0,4	-	-	-	?	?	?
Spessartite		-	-	0,2	-	-	?	?	?
Andradite		28,1	-	11,3	8,2	-	?	?	?
Uvarovite		-	24,7	-	-	6,5	?	?	?
Grossulaire		-	1,5	36,4	-	-	?	?	?
Caldérite		71,9	-	-	-	-	?	?	?
Goldmanite		-	73,2	-	-	-	?	?	?
Hydrogrossulaire		-	-	43,5	-	-	?	?	?
Kimzeyite		-	-	-	77,4	-	?	?	?
Knorringite		-	-	-	-	44,6	?	?	?
Majorite		-	-	-	-	-	?	?	?
Morimotoïte		-	-	-	-	-	?	?	?
Schorlomite		-	-	-	14,4	-	?	?	?
Total		100,0	100,0	100,0	100,0	99,8	?	?	?

Tableau III-12 : Composition chimique des différentes espèces de grenats rares

- Caldérite, jaune-brun, sombre dans une roche à quartz, spécularite, rhodonite, kutnahorite et calcite au Labrador, Canada (Klein, 1966).
- Goldmanite, verte, dans un schiste à actinolite et trémolite à Pezinok-Pernek, Slovaquie (Uher et al., 1994).
- Hydrogrossulaire (hibschite/katoïte) d'une roche calco-silicatée métasomatique au Caucase, Géorgie (Belyankin et Petrov, 1941).
- Kimzeyite associée à de l'apatite, de la monticellite, de la calcite, de la pérovskite, de la magnétite et de la carbonatite à Magnet Cove, Etats-Unis (Milton et al., 1961).
- Knorringite-pyrope, lila, en inclusion dans un diamant de type IIa en Yakoutie, Russie (Sobolev et al., 1969).
- Majorite dans un xénolithe à pyrope, spinelle et pérovskite aux îles Salomon (Collerson et al., 2000).
- Morimotoïte dans un skarn à la mine Fuka, Japon (Henmi et al., 1995).
- Schorlomite, brun-rouge, dans une syénite chlorite ferrifère, grenat, aegirine, arfvedsonite, aenigmatite (Na, $Ca)_4(Fe^{2+}$, Ti, $Mg)_{12}Si_{12}O_{40}$ à Morotu, Russie (Grapes et al., 1979).

la région de Yamoto (Momoi, 1964). La goldmanite y est associée à la roscoélite et l'haradaite $Sr_4V_4^{4+}Si_8O_{28}$ au sein de dépôts métamorphiques manganésifères mis en place dans des schistes bitumineux, des cherts et des diabases.

Au Kenya (Suwa et al., 1996) et en Antarctique (Osanai et al., 1990), des auréoles à goldmanite, quartz, calcite, scapolite, anorthite et zoïsite entourent un cœur de tsavorite, sous forme de nodule, contenu dans des gneiss graphiteux (voir Chapitre IV).

L'exemple de la goldmanite de Pezinok-Pernek en Slovaquie

Le gisement à vanadium et chrome de Pezinok-Pernek est situé dans les montagnes

Figure III-49 : Carte géologique du complexe cristallin de Pezinok-Pernek (d'après Uher et al., 2008)
1 : massif granitique de Bratislava; 2 : massif granitique de Modra; 3 : métapélites et métapsammites; 4 : roches métabasiques; 5 : roches métapyroclastiques mafiques enrichies en carbone, pyrite et pyrrhotite; 6 : sédiments carbonatés et clastiques mésozoïques; 7 : roches clastiques cénozoïques; 8 : isogrades métamorphiques; 9 : mines abandonnées; A : Augustín adit; M : Michal adit; R : Rybniček adit; T : Trojárová.

Malé Karpaty en Slovaquie, à 20 km au nord-nord-est de Bratislava, sur quatre sites (Figure III-49) : (i) Rybniček adit; (ii) Michal adit; (iii) Augustín adit; (iv) Trojárová adit. Il s'agit d'un complexe cristallin métamorphique composé de métapélites et de métapsammites du Carbonifère inférieur, qui contient des intercalations de schistes bitumineux, de schistes à actinolite et trémolite, d'amphibolites et de rares quartzites. L'ensemble a été recoupé par des plutons granitiques d'âge hercynien (Cambel, 1958; Buday et al., 1962; Cambel et Khun, 1983). Le complexe s'est formé durant l'orogenèse hercynienne et correspond à des vestiges d'une zone de suture mise en place suite à une phase d'obduction et d'exhumation de croûte océanique (Ivan et al., 2001; Putis et al., 2004).

Deux épisodes de métamorphisme affectant le complexe ont été identifiés (Korikovsky et al., 1984) : (i) un métamorphisme régional de faciès schiste vert; (ii) un métamorphisme thermique de faciès amphibolite dû à l'intrusion des granites carbonifères.

La minéralisation à vanadium et chrome est contenue dans des schistes à amphibole en-

richis en chrome, et associés à des horizons stratiformes à pyrite et pyrrhotite de type SEDEX (Cambel, 1958; Uher et al., 2008). Elle s'intercale en bancs d'une dizaine de mètres d'épaisseur dans les schistes et provient de la transformation d'un matériel pyroclastique enrichi en matière organique. Ce matériel a été pris dans des coulées basaltiques importantes qui ont donné les amphibolites (Uher et al., 2008).

La goldmanite est contenue dans les schistes à actinolite et trémolite à texture némoblastique (Uher et al., 1994). L'assemblage minéralogique de ces schistes est constitué de cristaux de 2 mm de diamètre d'actinolite, de trémolite, de goldmanite, de plagioclase et de micas, cimentés dans une matrice à quartz, séricite, amphibole et plagioclase. Les plans de schistosité sont soulignés par de la pyrite et de la matière organique. Les schistes ont subi une altération hydrothermale marquée par la formation de quartz secondaire, de séricite et de carbonates. Quelques zones ont été oxydées et contiennent de la limonite et du gypse.

La goldmanite apparaît soit en aggrégats de 2 cm de diamètre, soit en grains subautomorphes à automorphes de 0,5 mm de diamètre dans une matrice enrichie en trémolite (Uher et al., 1994). Les cristaux arborent une couleur vert émeraude, et ils présentent des faces {110} parfois combinées avec les formes {211}.

Les teneurs en vanadium des goldmanites sont anti-corrélées avec celles en aluminium et en chrome (Uher et al., 1994). Des zonations ont été observées dans les grenats d'Augustín adit : le cœur vert sombre est enrichi en vanadium alors que la bordure plus claire des cristaux est enrichie en chrome.

La goldmanite a également cristallisé avec la trémolite au sein des roches pyroclastiques mafiques enrichies en vanadium et en chrome, lors du métamorphisme thermique lié aux intrusions granitiques (Uher et al., 1994). La cristallisation s'est déroulée dans les niveaux à matière organique carbonatée qui ont été métamorphisés à 500°C (Korikovsky et al., 1984) et dont le protolithe correspond à des dépôts volcano-sédimentaires (Uher et al., 2008).

3.3.3.3 Hibschite $Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$ avec $0,2 < x < 1,5$

L'hibschite est une solution solide intermédiaire comprise entre le grossulaire [$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$] et la katoïte [$Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$ avec $1,5 < x < 3,0$] avec des proportions de 2/3 et 1/3 respectivement (Gilg et al., 2008). Son nom provient du minéralogiste tchèque Josef E. Hibsch, mais c'est un néo-zélandais, C. Osborne Hutton, qui en a fait le premier la description.

C'est un grenat très rare, incolore à jaune pâle, se présentant sous forme de petits cristaux en association avec des andradites (Gilg et al., 2008). En République Tchèque, l'hibschite forme une auréole autour d'un noyau de mélanite au sein d'une phonolite (Cornu, 1906; Pertlik, 2003).

Les occurrences sont peu nombreuses et se limitent aux localités de Mariánská Hora et d'Aussig en République Tchèque (Cornu, 1905), à la formation Hatrurim en Israël, et à quelques sites dans le Caucase (Belyankin et Petrov, 1939), en Roumanie (Marincea et al., 2001), au Canada (Horvarth et Gault, 1990), au Nouveau-Mexique (Homme et Rosenzweig, 1970), en Californie, au Mexique et en Nouvelle-Zélande (Gilg et al., 2008).

3.3.3.4 Katoïte $Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$ avec 1,5 < x < 3,0

La katoïte est une solution solide intermédiaire entre le grossulaire [$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$] et l'andradite [$Ca_3Fe_2^{3+}(SiO_4)_3$]. Elle correspond en fait à une forme hydroxylée du grossulaire et est également nommée hydrogrossulaire. Il existe une 'hydroandradite' mais elle n'est pas reconnue par l'IMA (International Mineralogical Association). La katoïte doit son nom au minéralogiste japonais Akira Kato (Passaglia et Rinaldi, 1984; Gilg et al., 2008).

Contrairement aux autres grenats, la katoïte présente des cristaux octaédriques pouvant atteindre une taille de 0,3 mm (Passaglia et Rinaldi, 1984). Ceux-ci sont incolores, blancs, roses ou verts (Gilg et al., 2008). A Campoport en Italie, la katoïte est trouvée dans une phonolite au sein de cavités et de fractures, en compagnie de vertumnite, tobermorite, ettringite, hydrocalumite, opale, portlandite, quartz, hématite, gypse, calcite, afwillite, apophyllite, cordiérite, jennite, straetlingite, chabazite, gismondine et phillipsite (Passaglia et Rinaldi, 1984). A Dunabogdány en Hongrie, la katoïte se trouve dans la zone de contact entre des dacites et des xénolithes qu'elles contiennent (Ferro et al., 2003). Les xénolithes sont composés de brucite, divers chrysotiles, smectite, hydrogrossulaire et calcite. La katoïte se forme à moins de 420°C au sein de roches métamorphiques telles que les rodingites (gabbros métamorphisés), les roches calco-silicatées hydratées, les grenatites et les skarns (Gilg et al., 2008).

La katoïte est répertoriée sur peu de sites : à la carrière Campomort en Italie (Passaglia et Turconi, 1982; Passaglia et Rinaldi, 1984), dans les montagnes de l'Eifel en Allemagne (Blass et al., 2004), à Dunabogdány en Hongrie (Ferro et al., 2003), et en Yakoutie en Russie (Galuskin et Galuskina, 2003).

3.3.3.5 Kimzeyite $Ca_3(Zr,Ti)_2[(Si,Al,Fe^{3+})O_4]_3$

Ce grenat se caractérise par la présence de zirconium dans les sites octaédriques. Il a été découvert par Joe Kimzey qui lui a donné son nom. Généralement massif et noir, il cristallise à partir de la fusion de roches magmatiques appauvries en silice (Gilg et al., 2008). Certains cristaux peuvent être longs de plusieurs centimètres.

La kimzeyite se retrouve au sein de carbonatites dans la carrière Kimzey, à Magnet Cove, en Arkansas (Milton et al., 1961). Elle a également été signalée dans les laves shoshonitiques de la Sciara del Fuoco du Mont Stromboli en Italie (Munno et al., 1980), et dans un filon lamprophyrique à olivine, phlogopite, pérov-skite, spinelle et carbonates qui recoupe des ceintures de roches vertes dans l'Ontario au Canada (Platt et Mitchell, 1979).

3.3.3.6 Knorringite $Mg_3Cr_2^{3+}(SiO_4)_3$

La knorringite est la forme chromifère analogue au pyrope [$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$] avec qui elle forme une solution solide. C'est le grenat le plus rare au monde (Gilg et al., 2008). Il a été découvert au Lésotho par Nixon et Hornung (1968) et sa dénomination fait référence au minéralogiste Oleg von Knorring. Le grenat ayant la plus grande proportion de knorringite provient de Yakoutie avec 44,6 %Knor (Sobolev et al., 1969).

En cristaux de plusieurs centimètres de diamètre, de couleur violet à vert, c'est un minéral accessoire associé au pyrope au sein de kimberlites diamantifères de Yakoutie (Tableau III-12; Sobolev et al., 1969), et de péridotites à grenat à Kao Kimberlite Pipe au Lésotho (Nixon et Hornung, 1968). Il est stable au-dessus de 80 kbars (environ 270 kilomètres de profondeur) et il se forme dans les roches du manteau supérieur (Nixon et Hornung, 1968).

Ce grenat est un indicateur utilisé pour l'exploration du diamant car les deux minéraux se forment à des pressions similaires : plus la teneur en knorringite est élevée et plus il y a de probabilité de trouver du diamant (Gilg et al., 2008).

3.3.3.7 Majorite $Mg_3(Fe_2^{3+},Al,Si)_2(SiO_4)_3$

La majorite se distingue des autres grenats par la présence de silicium dans le site octaédrique et une composition proche de celle d'un orthopyroxène (Deer et al., 1997). Elle tire son nom du minéralogiste australien Alan Major. Elle se présente sous la forme de petits cristaux rouges, magenta, jaune-bruns ou incolores (Gilg et al., 2008).

La majorite a été découverte dans des météorites : (i) la chondrite Coorara (Smith et

Mason, 1970); (ii) la chondrite à olivine et hypersthène de Catherwood (Coleman, 1977); (iii) la chondrite Tenham (Price et al., 1979). La majorite se forme à des pressions supérieures à 135 kbars (Ahrens et Gaffney, 1971) lors de l'accrétion de corps importants : les orthopyroxènes et les olivines subissent un métamorphisme et la recombinaison des éléments permettent le formation de la majorite (Deer et al., 1997).

Elle a été également trouvée dans les îles Salomon dans le Pacifique au sein de xénolithes provenant de la zone de transition du manteau. Ils se sont formés à près de 570 km de profondeur soit à une pression équivalente de 22 GPa (Collerson et al., 2000). La majorite y est associée au pyrope, au spinelle et à la pérovskite.

La majorite se trouve aussi en inclusions dans les diamants (Stachel et al., 2005).

3.3.3.8 Morimotoïte $Ca_3TiFe^{2+}(SiO_4)_3$

La morimotoïte est une forme titanifère analogue à l'andradite [$Ca_3Fe_2^{3+}(SiO_4)_3$]. Il a été nommé en l'honneur du minéralogiste japonais Nobuo Morimoto. Les cristaux, de couleur noire, peuvent atteindre une taille de 1,5 cm (Henmi et al., 1995).

La seule occurrence connue à ce jour de morimotoïte se situe à la mine Fuka au Japon (Henmi et al., 1995). Elle est contenue dans des skarns, et elle est associée à de la calcite, de la vésuvianite, du grossulaire, de l'apatite, de la wollastonite, de l'hématite, de la prehnite, de la pérovskite, de la baddeléyite et de la calzirtite $CaZr_3TiO_9$. Les cristaux de morimotoïte sont légèrement zonés, avec une bordure plus riche en andradite et grossulaire.

3.3.3.9 Schorlomite $Ca_3(Ti^{4+},Fe^{3+})_2[(Si,Fe^{3+})O_4]_3$

La schorlomite forme une solution solide comprise entre l'andradite [$Ca_3Fe_2^{3+}(SiO_4)_3$] et la morimotoïte [$Ca_3TiFe^{2+}(SiO_4)_3$]. Son nom lui vient de sa ressemblance avec le schorl, une variété de tourmaline noire.

Elle a été découverte pour la première fois dans l'Arkansas, à Magnet Cove, au sein de carbonatites, en association avec de la kimzeyite (Koenig, 1886; Erickson et Blade, 1963; Howie et Woolet, 1968). Elle est souvent associée à l'andradite. Elle est soit massive soit en cristaux de plus de 2 cm de diamètre, de couleurs brun foncé, rouge-brun, gris-noir ou noir sombre.

C'est un des seuls grenats, avec la kimzeyite, qui est issu de la fusion de roches, généralement magmatiques et appauvries en silice. C'est pourquoi elle est principalement trouvée dans des roches magmatiques alcalines, telles les syénites néphéliniques et les carbonatites

(Deer et al., 1997). La schorlomite est associée à : (i) la wollastonite et à la titanaugite dans une pyroxénite en Ecosse (Huggins et al., 1977); (ii) la wollastonite, le grossulaire, la gehlenite, la spurrite $Ca_5(SiO_4)_2(CO_3)$, des feldspaths et des pyroxènes à Fuka au Japon (Kusachi et al., 1975); (iii) au diopside, à la pérovskite, à l'apatite et à la néphéline dans les laves alcalines du volcan Oldoinyo Lengai en Tanzanie (Donaldson et Dawson, 1978).

3.4 Les grenats synthétiques

Les premiers grenats artificiels ont été synthétisés dans les années 1950 lorsque les scientifiques étudiaient les domaines de stabilité de pression et de température des grenats (Yoder et Keith, 1951). Avec le développement du laser au rubis dans les années 1960 par Théodore Mainan, de nouveaux cristaux pour laser furent également cherchés, et la recherche sur les grenats synthétiques s'accrut (Gilg et al., 2008). Il existe deux familles principales de grenats synthétiques : les YAG ou grenat à yttrium et aluminium, et les GGG ou grenat à gadolinium et gallium (Figure III-50). Leurs applications industrielles sont détaillées dans la partie 3.5.

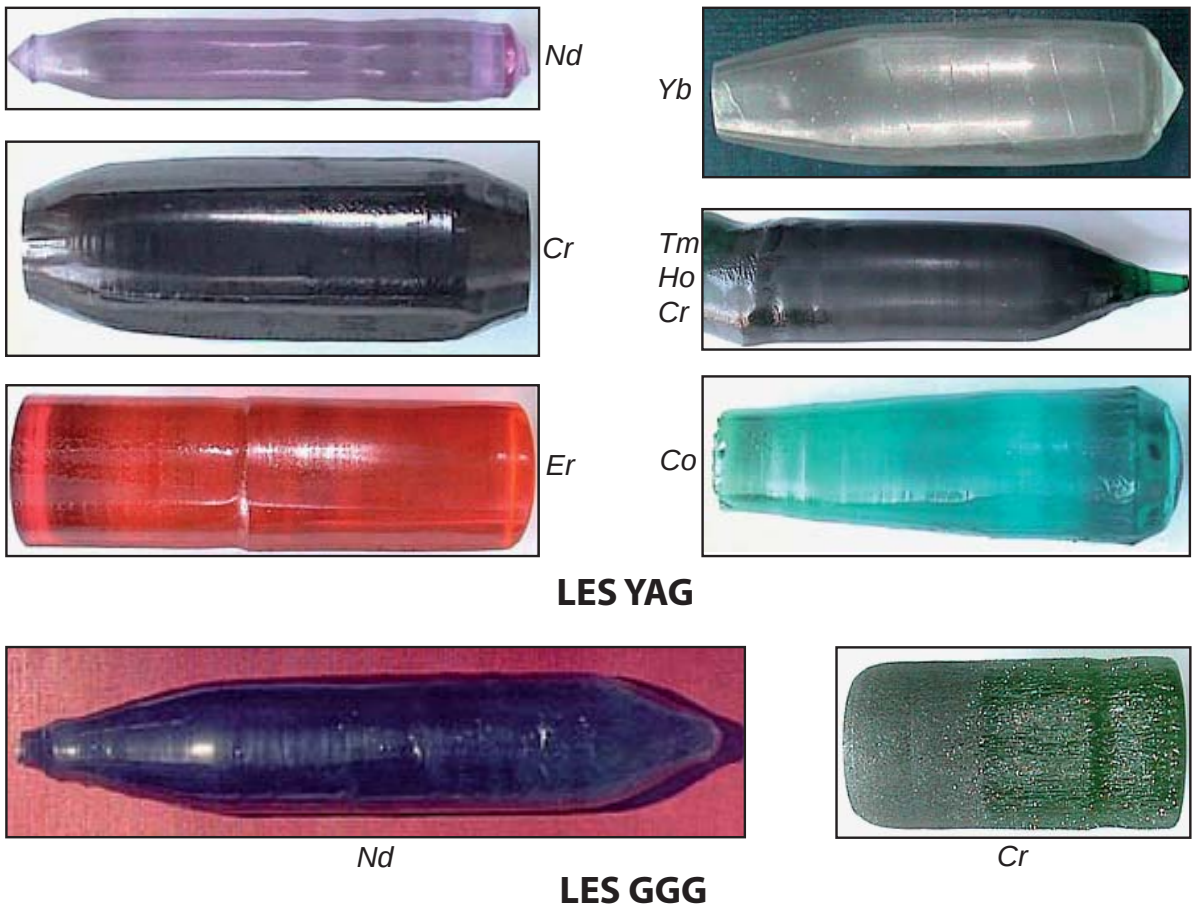


Figure III-50 : Exemples de grenats synthétiques colorés par divers chromophores

3.4.1 Les YAG

Les premières synthèses industrielles ont donné des grenats à yttrium et aluminium (Yoder et Keith, 1951; Nielsen, 1960; Rudness et Kebler, 1960) : les YAG (Yttrium-Aluminium Garnet). Leur formule chimique s'écrit $Y_3^{3+}Al_2^{3+}Al_3^{3+}O_{12}$ ou encore $Y_3^{3+}Al_5^{3+}O_{12}$. Elle montre qu'il est plus juste de parler d'oxyde d'yttrium et d'aluminium à structure de grenat, plutôt que de parler de grenat à Y et Al. Le site tétraèdrique est occupé ici par Al^{iv} à la place de Si^{4+}, alors que les sites octaédriques (Y) et dodécaèdriques (X) sont occupés respectivement par des cations trivalents, Al^{vi} et Y.

Les YAG ont une dureté (D = 8,5) et une densité (d = 4,5-4,6) plus importantes que les grenats naturels (Gilg et al., 2008). Leur indice de réfraction est de 1,833. Les spécimens purs sont incolores; cependant il est possible d'introduire des chromophores dans leur structure et de leur conférer presque toutes les couleurs possibles (Elwell, 1979) : vert (Cr), bleu (Co), rouge (Mn), jaune (Ti), violet (Nd), rose (Er), orange, etc (Figure III-50).

Ces grenats synthétiques peuvent être 'dopés' en terres rares qui peuvent substituer Al et/ou Y dans les sites X et Y. L'exemple le plus connu est le Nd:YAG où le néodynium Nd^{3+} remplace 2,5% de Y^{3+} (Geusic et al., 1964). L'intérêt de ce 'dopage' est de créer une famille de cristaux pour laser avec des longueurs d'onde d'émission de la lumière et des propriétés différentes pour des applications industrielle, médicale, voire militaire. L'aluminium peut être remplacé par Fe^{3+}. Le grenat obtenu est alors un YIG (Yttrium-Iron Garnet).

3.4.2 Les GGG

Une deuxième famille de grenats synthétiques a vu le jour dans les années 1970 (Webster, 1974) : les grenats à gadolinium et gallium GGG (Gadolinium Gallium Garnet). Leur formule chimique est $Gd_3^{3+}Ga_2^{3+}Ga_3^{3+}O_{12}$ ou encore $Gd_3^{3+}Ga_5^{3+}O_{12}$. Le Gd occupe le site X, alors que le Ga se place dans les sites Y et Z.

Ces grenats ont une dureté (D = 6,5) plus faible que celle des YAG, mais sont beaucoup plus denses (d = 7,0-7,1) et ont un indice de réfraction (IR = 1,970) très élevé (Gilg et al., 2008). Ils sont normalement incolores, mais il existe quelques exemples de GGG jaune, brun, orange, et bleu (Webster, 1974).

3.4.3 La synthèse des grenats

Deux méthodes sont utilisées pour synthétiser des grenats :

- le procédé de Czochralski (1916) pout les YAG et les GGG;
- la synthèse par flux pour les YIG.

3.4.3.1 Le procédé de Czochralski (Figure III-51)

Il s'agit d'un procédé de croissance de cristaux monocristallins de grande dimension (plusieurs centimètres). Il est utilisé pour synthétiser des semi-conducteurs, des métaux, des sels, et des gemmes.

Dans un premier temps, les éléments chimiques du futur cristal sont placés dans un creuset en iridium, pour les grenats notamment, ou en rhodium. Ils sont mélangés et fondus à une température située environ 50°C au-dessus du point de fusion. Pour un YAG, ce point de

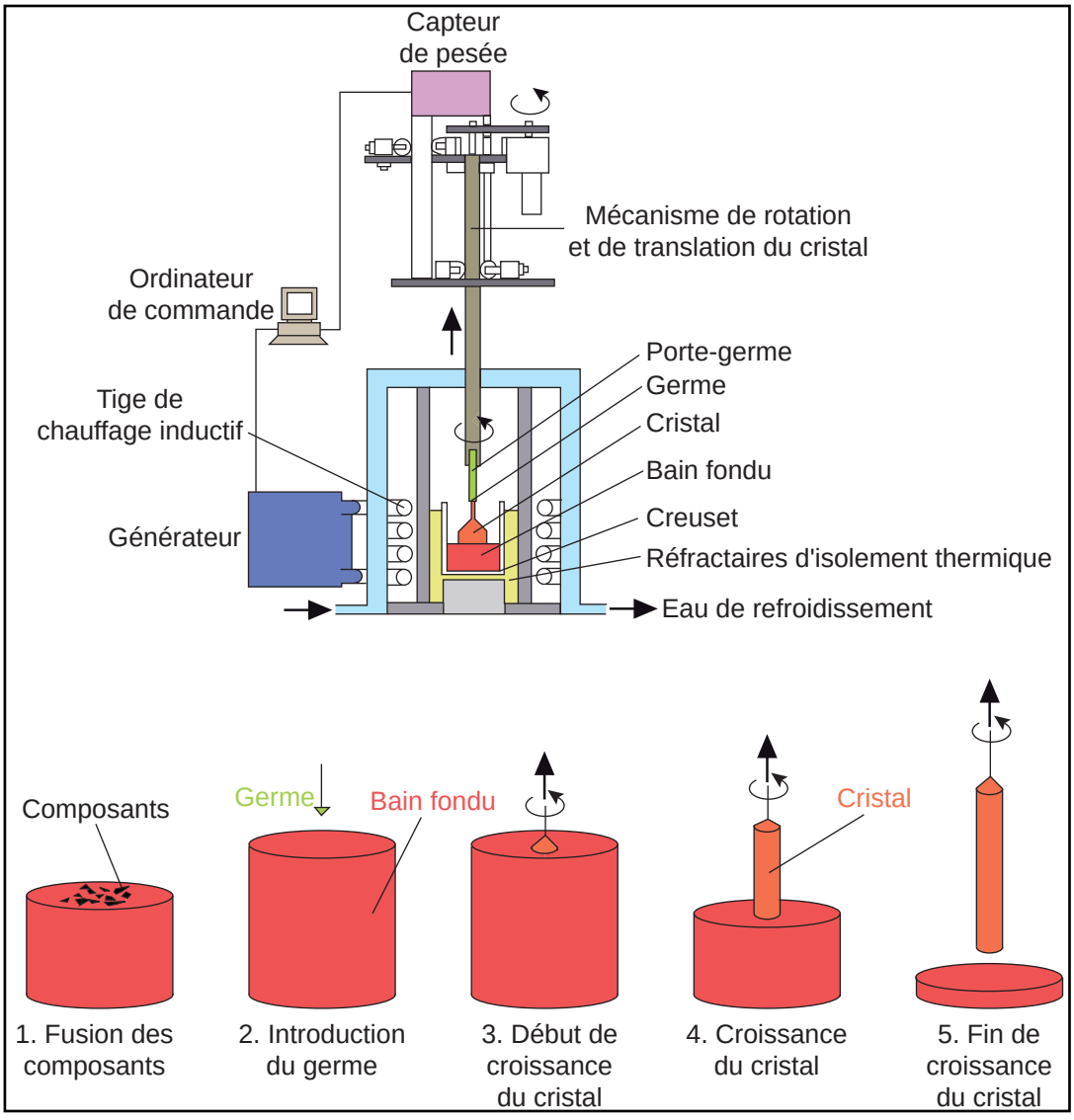


Figure III-51 : Méthode de Czochralski pour la synthèse de grenat

fusion est à 1970°C.

Puis, un cristal ‘germe’ de petite taille, qui va permettre de contrôler l’orientation de la croissance cristalline, est accroché à l’extrémité d’un foret. Il est alors plongé dans le liquide de fusion, et si la température du mélange est idéale, le liquide commence à se solidifier sur le germe, formant le cristal synthétique. Le foret, en rotation (entre 10 et 100 rotations par minute), est ensuite remonté lentement (moins de 10 centimètres par heure), afin d’extraire le cristal solidifié du liquide et de faire croître sa taille.

L’opération se fait sous une atmosphère inerte à argon afin d’éviter l’oxydation du cristal synthétisé. Durant l’opération, le gradient de température du liquide est contrôlé, ainsi que la vitesse de rotation et de remontée du foret. Ainsi il y a un contrôle total sur la forme de l’objet synthétisé, qui est souvent un cylindre avec ou non des faces.

Les grenats synthétiques peuvent atteindre une masse de 25 kilogrammes, et une taille de 25 centimètres de long pour 15 centimètres de diamètre. Normalement incolores, ils peuvent prendre des teintes variées en ajoutant des éléments chromophores au mélange initial.

3.4.3.2 La synthèse par flux (Figure III-52)

La synthèse par flux permet de fabriquer des cristaux en se libérant des contraintes ther-

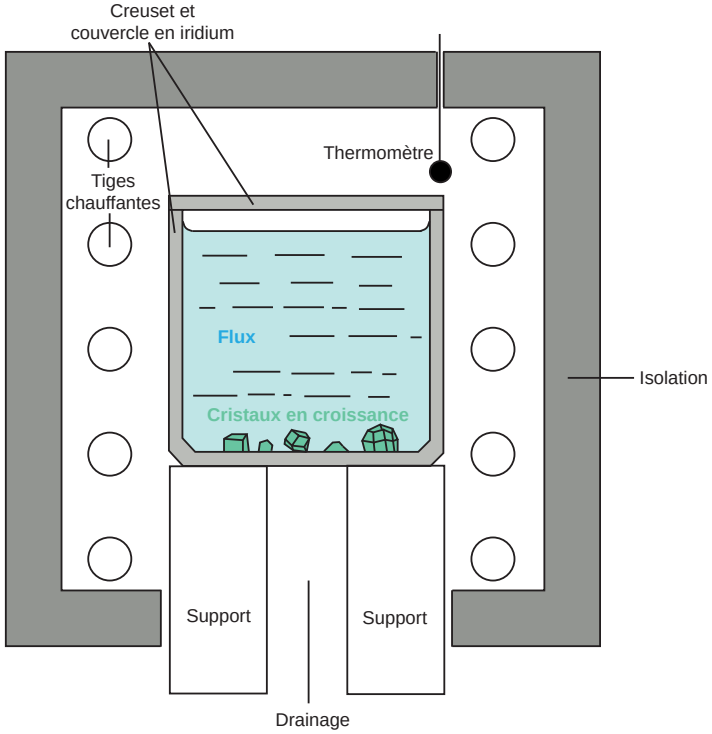


Figure III-52 : Synthèse de grenat par flux (modifiée d’après Nassau, 1980)

miques. Les composants du cristal à synthétiser sont dissous dans un solvant (oxyde de fluor ou de plomb pour un grenat), nommé flux, et placés dans un creuset en métal non réactif, comme le platine, le tantale ou le niobium. La solution obtenue doit être saturée et conservée à une température légèrement supérieure à celle de saturation (environ 1300°C pour un grenat), le temps de former une solution homogène. Le creuset est ensuite refroidi (entre 0,2 et 0,5°C par heure) afin de précipiter le cristal voulu.

Cette méthode a l'avantage de fabriquer des cristaux à faces naturelles, ce qui est pratique pour étudier leurs propriétés optiques. En revanche, la taille des cristaux produits est petite, à peine quelques centimètres.

3.5 Grenats et industrie

3.5.1 La production mondiale de grenats

Les seules données disponibles sur la production de grenats concernent leur utilisation en tant qu'abrasifs et concernent majoritairement l'espèce almandin. La production de grenat gemme dans le monde n'est pas connue.

La production mondiale de grenats naturels augmente continuellement d'année en année (Figure III-53; Buckingham et Olson, 2009). Les premières données disponibles sur la production mondiale datent de 1960 où elle s'élevait à 11 800 tonnes. En 1976, elle était de 26 500 tonnes dont 88 % provenaient des Etats-Unis. En 1985, 49 100 tonnes avaient été produites, avec un apport diminué de 57 % des Etats-Unis, dû à l'émergence de nouveaux pays producteurs de grenats. Les 100 000 tonnes de production mondiale ont été atteintes en 1990, puis elle s'est stabilisée pendant cinq ans, avant d'augmenter fortement, notamment avec les apports de l'Australie, de la Chine et de l'Inde. Le pic de production a eu lieu en 2007 avec 1 380 000 tonnes. Une légère baisse a eu lieu en 2008, sans doute liée à la crise économique mondiale.

En 2009, la production mondiale de grenats abrasifs était estimée à environ 1 400 000 tonnes, dont 700 000 tonnes pour l'Inde, 450 000 tonnes pour la Chine, 160 000 tonnes pour l'Australie, et 56 500 tonnes pour les Etats-Unis (Figure III-54; Olson, 2010). Les autres pays producteurs de grenats sont la Russie, la Turquie, le Canada, le Chili, la République Tchèque, le Pakistan, l'Afrique du Sud, l'Espagne, la Thaïlande, et l'Ukraine. Les gisements d'almandin les plus productifs sont ceux de Port Gregory en Australie, de Tamil Nadu, Andhra Pradesh et

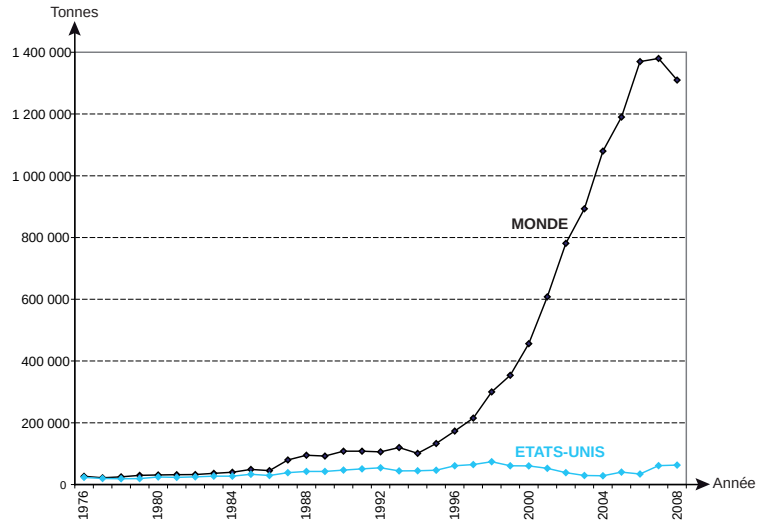


Figure III-53 : Evolution de la production mondiale et américaine de grenats abrasifs (données Buckingham et Olson, 2009)

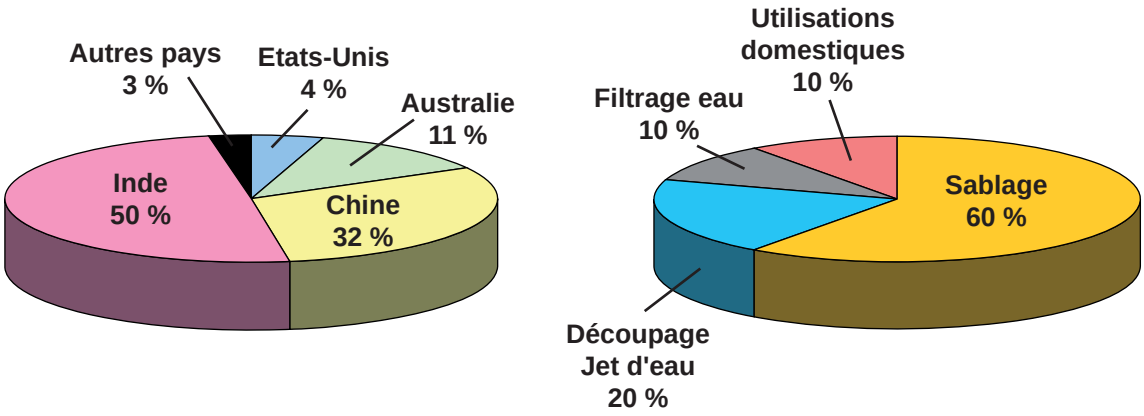


Figure III-54 : Principaux pays producteurs et utilisation du grenat en tant qu'abrasifs en 2009 (données Buckingham et Olson, 2009)

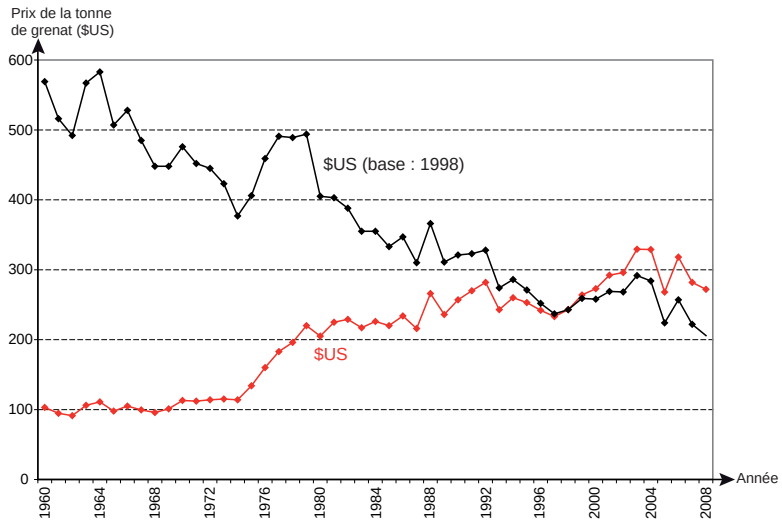


Figure III-55 : Evolution du prix de la tonne de grenat aux Etats-Unis (données Buckingham et Olson, 2009)

La courbe rouge correspond au prix réel alors que la courbe noire correspond au prix normalisé à la valeur de 1998.

Orissa en Inde, et de Gore Mountain, Emerald Creek Mine et Ruby Mountain aux USA (Gilg et al., 2008).

Le prix moyen de la tonne de grenats, aux Etats-Unis, est compris entre 200 et 300 dollars US depuis près de 30 ans. Cependant, si on normalise ces prix à la valeur du dollar US de 1998, la valeur moyenne de la tonne de grenats diminue continuellement (Figure III-55; Buckingham et Olson, 2009). En 2008, le prix moyen de la tonne de grenats était de 282 $ aux Etats-Unis, 232 $ en Chine, 150 $ en Australie, et 124 $ en Inde. Cette variabilité des prix varie en fonction de l'utilisation envisagée du grenat, de sa qualité, des quantités demandées, de son espèce et de son origine.

Pour les grenats artificiels, il y a trois zones importantes de production : les Etats-Unis, le Japon et l'Europe (Gilg et al., 2008). Chacun de ces producteurs a fabriqué environ cinq tonnes de grenats synthétiques en 2007. Leurs prix varient entre 10 000 et 20 000 dollars US par kilogramme.

3.5.2 L'utilisation industrielle des grenats

3.5.2.1 Les grenats naturels

Outre leur utilisation en joaillerie pour les pierres gemmes les plus remarquables, les grenats sont également utilisés dans le monde industriel, en tant qu'abrasifs (Gilg et al., 2008). Il s'agit surtout des espèces pyrope et almandin, car ce sont les plus abondantes. Il existe quatre abrasifs courants : le quartz, le grenat, le corindon et le diamant. Le grenat présente deux avantages : (i) son prix est moins élevé que celui du corindon et du diamant; (ii) son exploitation ne produit presque pas de poussières, contrairement au quartz.

L'utilisation du grenat pour l'abrasion est réalisée par diverses techniques (Figure III-54; Rapple, 2006; Olson, 2010) :

- Le sablage est une technique de nettoyage des surfaces consistant à projeter, à l'aide d'air comprimé, un abrasif à grande vitesse sur le matériau à décaper. Ses effets sont de décaper, désoxyder, dépolir, créer une rugosité en fonction de la nature du matériau ciblé. Cette activité représente 60 % de l'utilisation des grenats dans l'industrie.
- Le découpage par jet d'eau permet de couper un matériau en envoyant sous très hauts débit et pression (jusqu'à 1200 $m.s^{-1}$ et 6150 bars) de l'eau pure ou chargée d'abrasif. 20 % de la

production mondiale est utilisée dans cette activité.

- La poudre de grenat et le papier de verre à grenat sont destinés à des usages plus domestiques, notamment pour le polissage du bois. Environ 10 % de la production mondiale sont mobilisés dans ce domaine.

Les grenats, sous la forme de sable, peuvent également servir pour filtrer l'eau dans les canalisations, les bassins et les piscines, ou dans des systèmes de haute pression. Il s'agit surtout de grenats de faible qualité ne pouvant servir pour les applications précédentes. Les avantages des grenats dans cette application sont leur densité importante et leur stabilité chimique (Olson, 2010) : ils arrachent les impuretés présentes dans les canalisations et peuvent supporter divers traitements chimiques utilisés pour nettoyer certains conduits.

3.5.2.2 Les grenats synthétiques

Les YAG et les GGG ont d'abord été utilisés en joaillerie en tant qu'imitations de gemmes diverses, notamment le diamant. Cependant, l'apparition et le développement de la zircone (ou zircon cubique) au milieu des années 1970 a fait décroître fortement la production des grenats synthétiques pour la joaillerie. En effet, ce zircon artificiel, qui est en fait un oxyde de zirconium ZrO_2, a une biréfringence élevée, alors que les YAG et les GGG ne sont pas biréfringents.

Aujourd'hui, les YAG sont principalement utilisés pour les lasers dans les domaines industriel, médical et militaire :

- Nd:YAG : il s'agit du cristal le plus utilisé comme milieu amplificateur du laser à solide. Sa longueur d'émission laser est à 1064 nm dans l'infrarouge. Il est utilisé en ophtalmologie (cataracte), en oncologie (cancer de la peau), en chirurgie esthétique (ablation capillaire), en gynécologie (septum utérin), en orthodontie, en spectroscopie, pour graver des matériaux, pour la visualisation de la dynamique des fluides. Il a également une application militaire où le laser sert à désigner une cible ou à mesurer des distances à une cible.
- Nd:Cr:YAG : il a des propriétés d'absorption de la lumière supérieure au Nd:YAG grâce au Cr^{3+}. Il est utilisé pour des lasers à source solaire.
- Er:YAG : l'yttrium est remplacé à 50% dans ce grenat dont la longueur d'émission est de 2940 nm. Il sert dans des applications liées à la médecine et à l'orthodontie.
- Yb:YAG : l'ytterbium se substitue à l'yttrium dans des proportions allant de 0,2 à 30%. Il

peut remplacer le Nd:YAG dans des systèmes à haut niveau d'énergie. Son utilisation principale est en électronique, au sein des diodes lasers qui permettent de transmettre des informations, notamment sur disque laser.

- Nd:Ce:YAG : similaire au Nd:YAG (même longueur d'émission laser), le cérium permet d'absorber les rayons ultraviolet et ainsi d'augmenter l'efficacité du pompage d'énergie pour la création du faisceau laser. Il a les mêmes applications que le Nd:YAG.
- Ho:Cr:Tm:YAG : ce grenat à holmium, chrome et thulium émet à 2097 nm. Il est utilisé dans les domaines militaire, médical et météorologique, dans les diodes laser et les lampes à flash.
- Tm:YAG : ce grenat à thulium fonctionne entre 1930 et 2040 nm et sert pour les diodes laser.
- Cr^{4+}:YAG : il est utilisé pour les diodes laser et les lasers modulables en spectroscopie, photochimie, séparation isotopique par laser à vapeur atomique, et communications optiques.
- Dy:YAG : ce YAG à dysprosium permet de mesurer des températures en servant de traceur phosphorescent sensible aux variations de température entre 300 et 1700 K.
- Sm:YAG : cette variété au samarium à la même utilité que le Dy:YAG.
- Tb:YAG : ce grenat synthétique au terbium sert comme traceur phosphorescent dans des tubes cathodiques.
- Ce:YAG : il s'agit d'un YAG au cérium utilisé comme traceur phosphorescent ou comme scintillateur, mais également dans des lampes à vapeur de mercure.

Les GGG sont utilisés dans la fabrication de composants optiques et de films magnéto-optiques.

CHAPITRE IV

LES GISEMENTS MONDIAUX DE TSAVORITE

4.1 Synthèse géologique sur les gisements mondiaux de tsavorite

Dans cette partie, soumise à la revue *Ore Geology Reviews* sous le titre *Worldwide tsavorite deposits: new aspects and perspectives*, une synthèse géologique des différents gisements mondiaux de tsavorite décrits dans la littérature est réalisée, avec des apports nouveaux. Ces gisements se situent dans le sud-est du Kenya, dans le nord-est et le sud-est de la Tanzanie, dans le sud de Madagascar, dans la vallée de Swat au Pakistan, et dans les montagnes de Sør Rondane en Antarctique de l'Est. Ils appartiennent tous à la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine.

Les gisements de tsavorite sont ensuite comparés à d'autres gisements de grossulaire vanadifère du type goldmanite et situés en-dehors de la ceinture mozambicaine. Les tsavorites issues des différents gisements sont ensuite comparées chimiquement (teneurs en vanadium et en chrome notamment) et isotopiquement ($\delta^{18}O$). Enfin, un modèle de formation des gisements de tsavorite est proposé à partir des données présentées.

Worldwide tsavorite deposits: new aspects and perspectives

Feneyrol J., Giuliani G., Ohnenstetter D., Fallick A.E., Martelat J.E., Monié P., Dubessy J., Rollion C., Le Goff E., Malisa E., Rakotondrazafy A.F.M., Pardieu V., Kahn T., Ichang'i D., Venance E., Voarintsoa N.R, Ranatsenho M., Simonet C., Omito E., Nyamai C., Saul M.

Submitted: December 2012

Abstract

Tsavorite, the green variety of vanadian grossular, is a high value economic gemstone hosted exclusively in the metasedimentary formations from the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt. The deposits are mined in Kenya, Tanzania and Madagascar and other occurrences are located in Pakistan and East Antarctica. Most available data on tsavorite are based on gemmological and chemical features or on their geological setting. The aim of the present paper is to review ancient geological and recent metallogenetic studies to propose a typology of the deposits and to discuss their genetic model which seems to be unique. After a short introduction on tsavorite and the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt of Gondwana, the tsavorites from this belt are described in detail with their geological and geochemical characteristics as well as their chemistry and oxygen isotopes. The most recent metallogenetic models of the main deposits are proposed to assign the origin and genesis of tsavorite deposits.

Key-words: Gondwana, Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt, tsavorite, graphitic gneiss, carbonates, evaporites, metamorphism, metasomatism, genetic model.

4.1.1 Introduction

Tsavorite is the gemmological trade name for the vanadian grossular discovered by the Scottish geologist C. Bridges in north-eastern Tanzania in 1967 (Bridges, 1974), about 10-15 km east of Komolo village, today the Lemshuku mining area (Feneyrol et al. 2010a, b). Switzer (1974) showed that the green colour of grossular is due to substitution of aluminium by vanadium (and some chromium) in their octahedral site following the formula $Ca_3(Al, V, Cr)_2(SiO_4)_3$. C. Bridges discovered the first deposit of tsavorite in 1970 near the Tsavo National Park in south-eastern Kenya and took possession of the first claims in 1971. New finds in the area allowed a production in Kenya and the American jewellery company Tiffany & Co.

decided to promote the gemstone in the U.S. Its president H.B. Platt with C. Bridges gave to the green grossular the name tsavorite in reference to the Tsavo National Park. Germans named the gemstone tsavolite and finally the CIBJO (Confédération Internationale de la Bijouterie, Joaillerie et Orfèvrerie) adopted the name tsavorite although it is not accepted by the International Mineralogical Association (IMA).

Today tsavorite is used in jewellery as a high value economic coloured gemstone. The gemstone is (i) durable with a hardness between 7 and 7.5 on the Mohs scale; (ii) beautiful with its green colour that is considered to be more 'crystalline' and 'full of life' than emerald (Pardieu 2005), due to its high dispersion (0.028), refractive index (1.740), saturation, brilliance and transparency (Pardieu and Hughes 2009); (iii) and rare as there are only few economic deposits worldwide throughout the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt (NMMB). The garnets of gem quality are often small pieces. The biggest recorded tsavorite crystal about 925 carats (185 g) was found in 2007 in Merelani, north-eastern Tanzania (Wilson et al. 2009). There is no stock exchange for the control of prices and one carat (0.2 g) for commercial tsavorite generally costs between 100 and 300 US$ (www.tanzanite-gemstone.com). Top quality grade tsavorite could cost anywhere between 1,000 and 2,000 US$ per carat but for bigger crystals it can reach few (tens of) thousands US$. The giant crystal of tsavorite from Merelani was evaluated at more than 2 millions US$.

Gemmological studies predominate over geological investigations on the tsavorite deposits and models for their formation are scarce. The aim of the present work is to review the different gem tsavorite mining provinces worldwide synthesizing the geology, mineralogy and chemistry of the deposits, ages of formation, and oxygen isotope and chemical composition of tsavorite. The review will propose a typology of tsavorite deposits in the NMMB and a discussion on the different possible genetic models for their formation in the light of recent metallogenetic studies.

4.1.2 The Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt

The NMMB also known as the Mozambique Belt (Holmes 1951), is a north-south trending orogenic belt formed during the Neoproterozoic and Cambrian by the closure of the Mozambican Ocean (Hoffman 1991; Stern 1994; Shackleton 1996; Dalziel 1997). It resulted from an oblique collision of Himalayan type between crustal fragments from East Gondwana and West Gondwana's African cratons of Congo and Kalahari (Figure IV-1; Burke and Dewey 1972; Shackleton 1986; Key et al. 1989; Meert 2003; Muhongo et al. 2003). Relics of the NMMB are

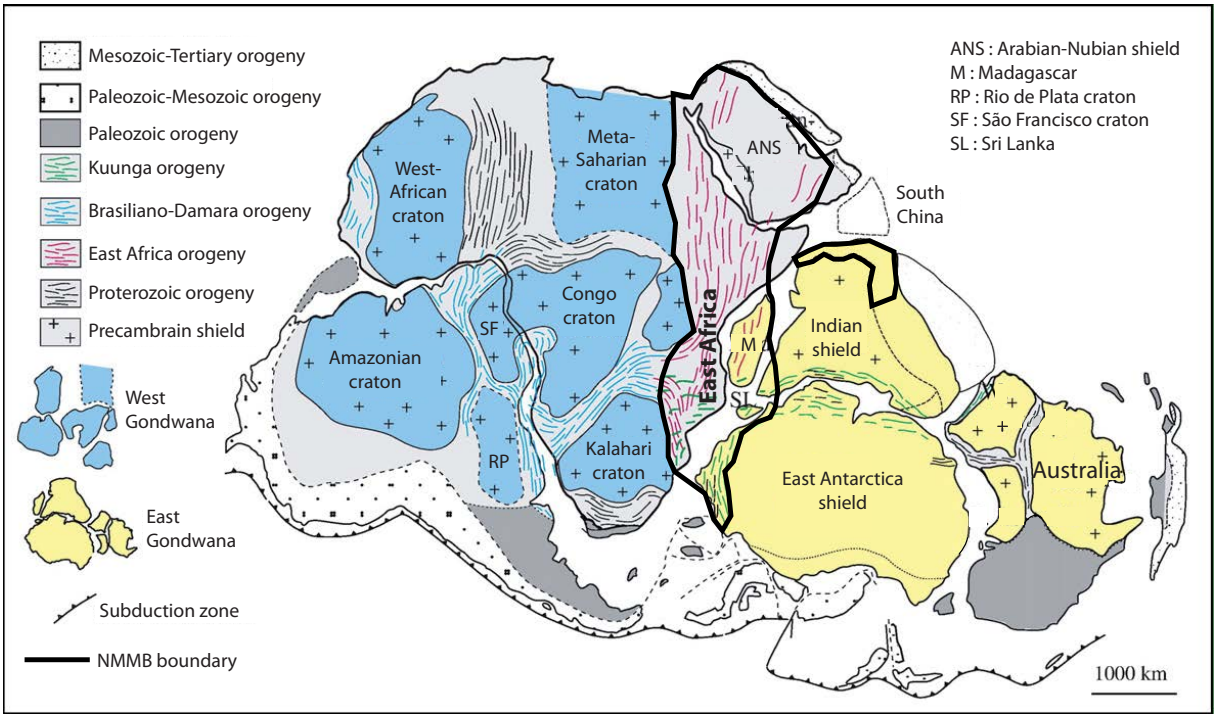


Figure IV-1 : Jigsaw-puzzle of the Gondwana supercontinent formed by Precambrian shields and the different mobile belts and location of the East Africa Orogeny and the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt (modified from Gray et al. 2007)

found today on the eastern margin of Africa (Stern 1994; Muhongo 1999b), from the Arabian-Nubian shield to north-eastern Mozambique and southern Madagascar, and then spread over north-western Pakistan, south India, Sri Lanka and East Antarctica (Kriegsman 1995; Jacobs et al. 1998).

The events that led to the formation of the NMMB can be summarized by four main stages: (i) sedimentation of the protoliths in the Mozambique Ocean, between 900 and 740 Ma (Blasband et al. 2000), associated with rifting that dismembered the previous supercontinent Rodinia into the future Gondwana blocks; (ii) subduction closing the Mozambique Ocean associated with island arc magmatic activities, between 850 and 700 Ma (Abdelsalam and Stern 1996; Blasband et al. 2000; Emmel et al. 2008), leading to accretion and obduction of the different island arcs; (iii) collisions with deformation and metamorphism between 700 and 600 Ma from the Arabian-Nubian shield to Madagascar, between 600 and 500 Ma from Madagascar to East Antarctica; (iv) post-orogenic extension and late magmatic intrusions until 500-450 Ma. The collision phase is generally divided into two main sub-orogenies (Meert 2003): (i) between 750 and 620 Ma, the East Africa Orogen (Stern 1994) concerns the Arabian-Nubian shield, East Africa, Madagascar, the Seychelles, north-western Pakistan, south India and East Antarctica; (ii) between 570-530 Ma, the Kuunga Orogeny (Meert et al. 1995) corresponds to the collision of the previous gathered blocks with the rest of Antarctica and Australia.

The NMMB is characterized by regional-scale to minor-scale folding, thrusting, shearing and migmatization. Most of the folds are isoclinal and oriented NE-SW to NW-SE. Shearing is mainly sinistral with almost vertical dip and NW-SE orientation (Pinna 1995). These deformations are associated with several amphibolite to granulite facies metamorphisms, generally at P = 6-10 kbar and T = 600-850°C (Nicollet 1986; Möller 1995; Martelat et al. 2000; Appel et al. 1998; Mercier et al. 1999; Jöns and Schenk 2008). The age of the peak of the metamorphism decreases from 650 to 500 Ma from the Arabian-Nubian shield to East Antarctica, due to the gradual closure of the Mozambican Ocean from north to south (Meert 2003).

The rocks of the NMMB can be divided into four types: (i) ophiolites; (ii) island arc magmatic rocks; (iii) metamorphic rocks with metasediments (quartzite, pelitic gneiss, graphitic gneiss, marble), granulitic complexes and reworked continental crusts hosting gemstones and graphite deposits; (iv) late extensive intrusions, mainly granitoids and anorthosic gabbros. Most of the gems occur in deposits located in the N-S high-grade metamorphic rocks from the NMMB, also called the 'Gemstone belt of East Africa' (Malisa and Muhongo 1990) or the 'Pan-African Gems and Graphite Belt' (Dissanayake and Chandrajith 1999). The main productions concern ruby, sapphire, emerald, garnets (spessartine, tsavorite, hessonite, demantoid, rhodolite, 'colour-change'), tourmalines, spinel, tanzanite and alexandrite (Simonet et al. 2000). Some of these gems are restricted to the NMMB such as tanzanite with the unique worldwide deposit in Merelani (Tanzania), 'colour-change' pyrope-spessartite and tsavorite.

4.1.3 Tsavorite provinces in the NMMB

The occurrences of economic tsavorite are limited to the NMMB (Figure IV-2). The green garnet is mined only in south-eastern Kenya, north-eastern and south-eastern Tanzania, and southern Madagascar (Pardieu and Hughes 2009). It has been sporadically exploited in the Swat Valley in Pakistan (Jackson 1992; Hussain 2005) and discovered in the Sør Rondane Mountains in East Antarctica (Osanai et al. 1990).

Tsavorite is found: (i) either in primary deposits as nodule or within quartz vein cross-cutting the metasedimentary host-rocks; (ii) or in placers mined in Tanzania (Feneyrol et al. 2010b). In the primary deposits, tsavorite is always contained within graphitic gneiss and calc-silicates with intercalations of marble, which suggests a lithostratigraphic control of the mineralization (Bridges 1974; Feneyrol et al. 2010a).

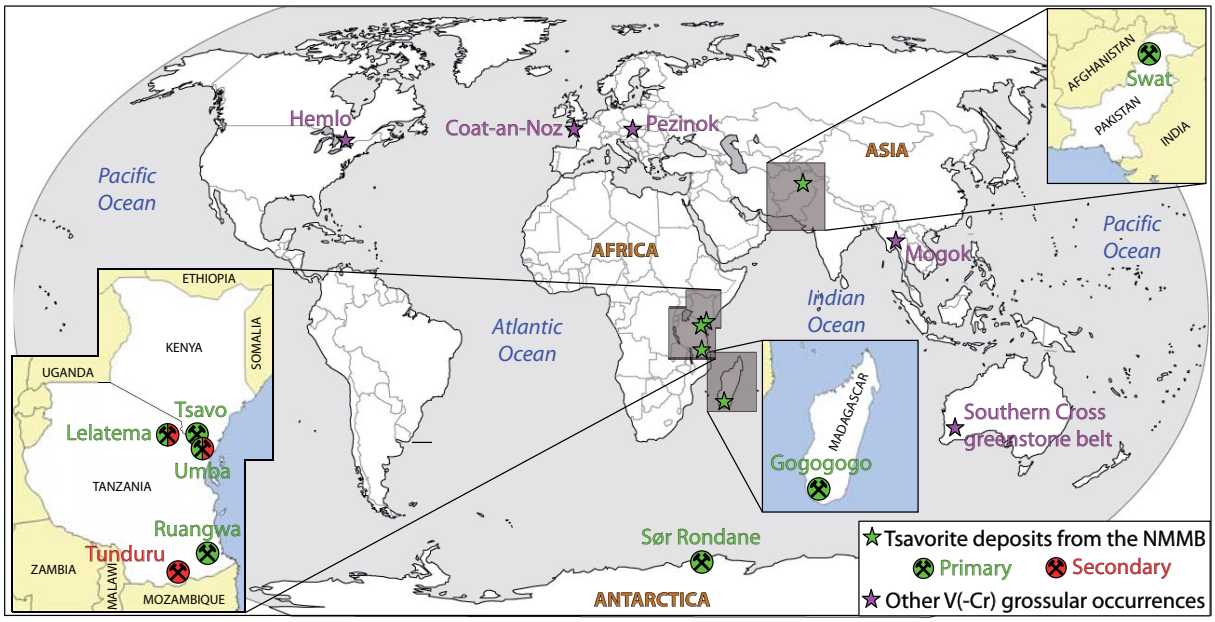


Figure IV-2 : Location of the tsavorite deposits in the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt and the others vanadium (-chromium) grossular occurrences worldwide

4.1.3.1 Tsavorite in Kenya

The first tsavorites were discovered in 1971 in south-eastern Kenya, at Mindi Range (Bridges 2007) and exploitation started in the Mgama Ridge in 1973 (Figure IV-3). Today, more than fifty small deposits are exploited in the Taita-Taveta and Kwale districts (Simonet et al. 2000). All the deposits are hosted by graphitic gneiss from the Kurase group, sometimes associated with ultramafic rocks (Pohl et al. 1980), forming a discontinuous ca. 70 km long NW-SE trend that stretches down to north-eastern Tanzania and the Umba district (Figure IV-3). The main productive mining districts are those of Mgama Ridge (Minkenco, Gitshure, Lualenyi, Bridges GG1, Classic mines), Mindi Range (Consolidated, Tsavo, Bridges Scorpion, Baraka, David Visrum mines), Mangare-Kisoli (Aqua, Tsavolite, Bocrest, Nadan II, Nyaga Musa mines) and Kuranze mining district (Mbiriri and Nadan I mines).

The Kurase group, ca. 14 km thick, is composed of four formations (Saggerson 1962; Pohl and Niedermayr 1978; Pohl et al. 1980), from bottom to top (Figure IV-4):

(i) the Mtongore formation is formed by banded biotite (-sillimanite-garnet) gneiss, marble and quartz-feldspar (-garnet) gneiss.

(ii) the Mgama-Mindi formation of which the lower part, ca. 1 km thick, i.e. the Lualenyi member, hosts the tsavorite mineralization. It contains various graphite (-sillimanite-muscovite) schist and gneiss intercalated with metric to decametric bands of marble, quartz-feldspar (-garnet) gneiss and amphibolite. The upper part of the Mgama-Mindi formation is marked by

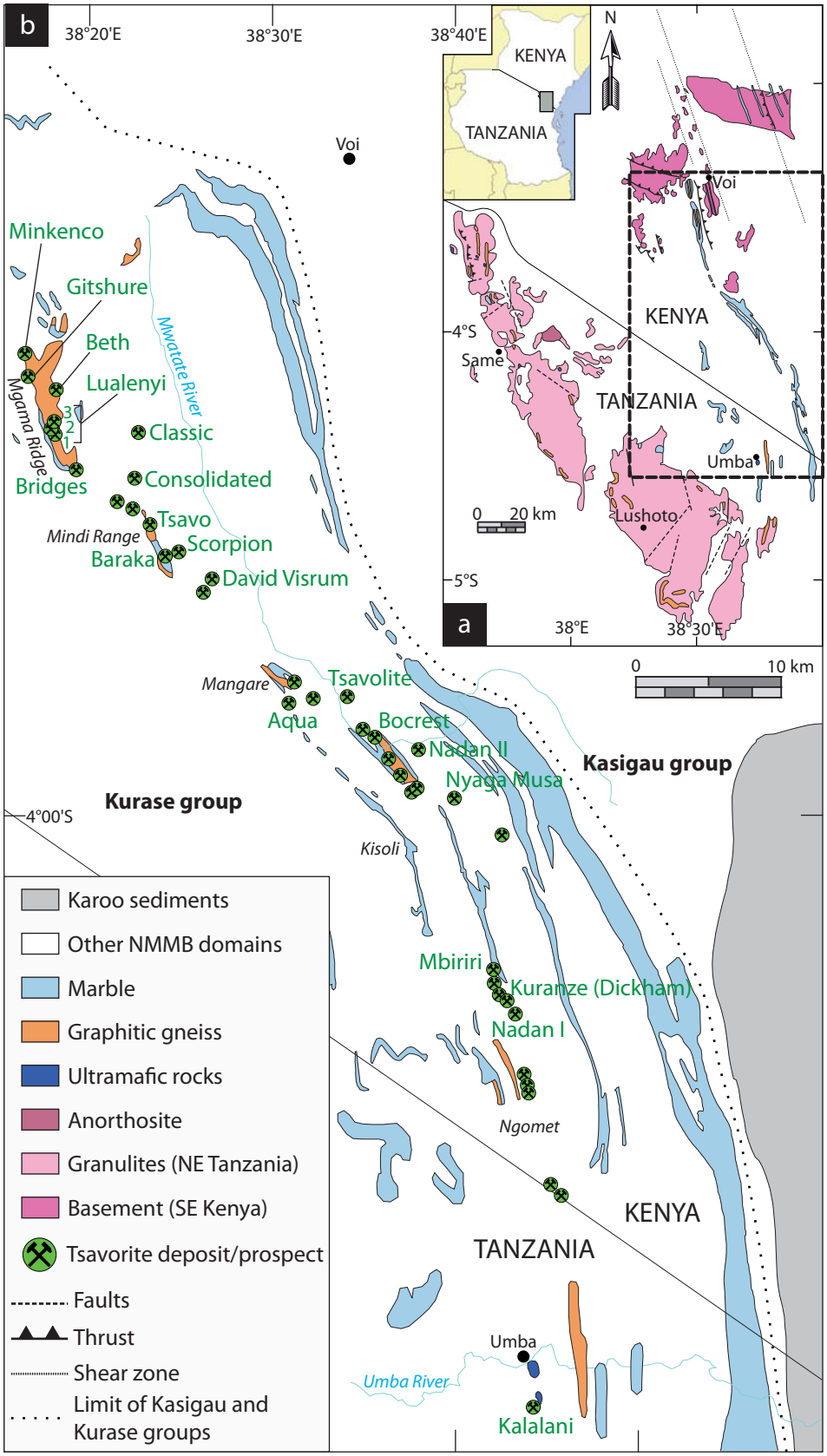


Figure IV-3 : Schematic geological map of the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt in south-eastern Kenya and north-eastern Tanzania and location of the tsavorite deposits (modified after Simonet et al. 2000; Bauernhofer et al. 2008, and this work)

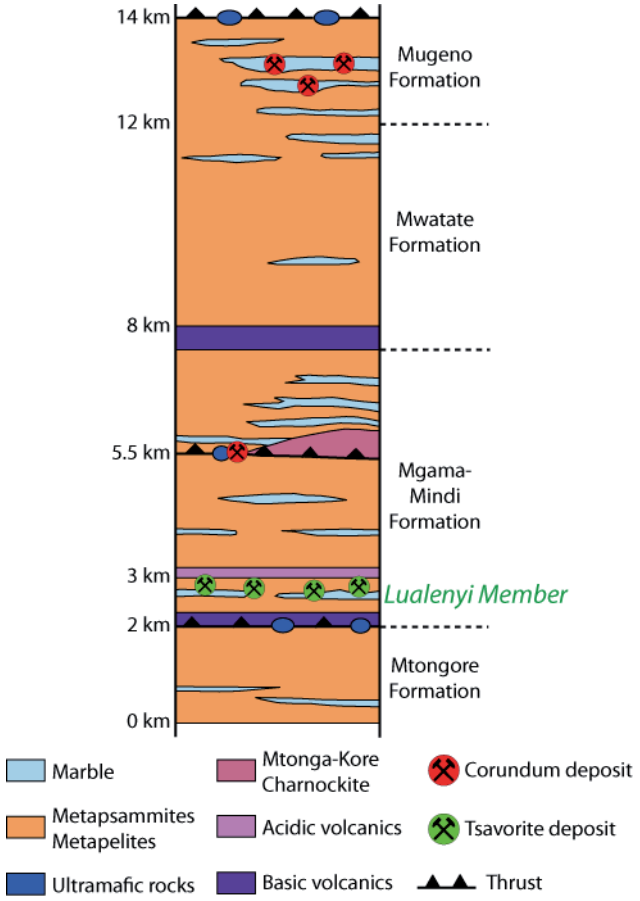


Figure IV-4 : Representative lithostratigraphic column of the Kurase group of the Mgama-Kuranze areas in south-eastern Kenya with the location of the tsavorite and corundum deposits (modified after Pohl et al. 1980)

a thrust fault which puts in contact the Mtonga-Kore charnockititic complex with several bands of marbles intercalated within biotite and/or graphitic gneiss. The charnockite is formed by plagioclase, K-feldspar, hornblende, diopside, hypersthene, apatite and magnetite. Ultramafic bodies (mainly serpentinites) occur within these thrusts such as in Mangare and Kisoli mining area (Figure IV-3) which host ruby in 'plumasite' veins (Mercier et al. 1999; Simonet 2000a).

(iii) the Mwatate formation is composed of monotonous banded biotite gneiss, plagioclase amphibolite, and minor bands of quartz-feldspar gneiss, graphitic gneiss and marble.

(iv) the Mugeno formation comprises marble, sillimanite/kyanite(-garnet) gneiss, biotite gneiss, graphitic gneiss and quartz-feldspar (-garnet) gneiss.

Amphibolite facies conditions have been recorded at P = 5.4-6.7 kbar and T = 620-670°C for the metasedimentary units of the Kurase group (Mercier et al. 1999). The metamorphism developed within conditions close to the kyanite-sillimanite transition but within the stability field of sillimanite.

4.1.3.1.1 The Mgama Ridge area

Tsavorite has been exploited since 1973 and five projects were or are still working at Minkenco, Gitshure, Lualenyi and at the Beth and Bridges GG mines (Figure IV-3). Some of these deposits were described by Pohl and Niedermayr (1978), Suwa et al. (1996), and this work.

Minkenco and Gitshure mines

The mines are located on the western slope of the Mgama Ridge, within a band of graphitic gneiss associated with two layers of yellowish and weathered nodules, concordant to the foliation (Figure IV-5a). These nodules have a length and a thickness respectively lower than 70 cm and 40 cm, and are made of nontronite and limonite (Pohl and Niedermayr 1978). The layer located at the footwall of the formation contains nodules rimmed by tsavorite and the interstitial spaces between the nodules are composed of tsavorite, quartz and tremolite. Some of the graphitic gneisses close to this band contain sulphides, mainly pyrite.

Lualenyi mines

The mines, located on Kide Hill in the Mgama Ridge, are composed of several pits opened in graphitic gneiss, intercalated with bands of granitoid, quartz-feldspar gneiss and marble (Pohl and Niedermayr 1978). These rocks dip ca. 40° to the east or to the north-east, and have been folded tightly and isoclinally (Figure IV-5b). Tsavorite is found as 2-7 cm long nodules forming horizons or ‘reefs’ parallel to the foliation within the graphitic gneiss. Their concentrations are more important at the crest of overturned folds (Suwa et al. 1996). At the mine n°2 i.e the Davies mine (this work), there are four mineralized horizons hosting nodules. The composition of the nodules varies from quartz-carbonates (Figure IV-6a), diopside ± carbonates ± quartz (Figure IV-6b), tsavorite + diopside + scapolite ± V-zoisite (Figure IV-6c), and tsavorite + quartz ± V-zoisite. In the most productive horizon tsavorite occupies between 20 to 95 % of the volume of the nodule. Fibrous quartz stringers and lenses parallel to the foliation underline the fourth nodules horizon and a discontinuous level of fine-grained grossularite (Figure IV-6d) is intercalated with the main productive tsavorite horizon. At the mine n°3, the nodules are tsavorite-poor. They are hosted by dark-grey sandy graphite schist intercalated in a series of muscovite-graphite schists with quartz stringers.

The graphitic gneiss hosting tsavorite nodules is composed of scapolite, V-diopside, graphite and quartz with some allanite, pyrrhotite and chalcopyrite (Suwa et al. 1996; this work),

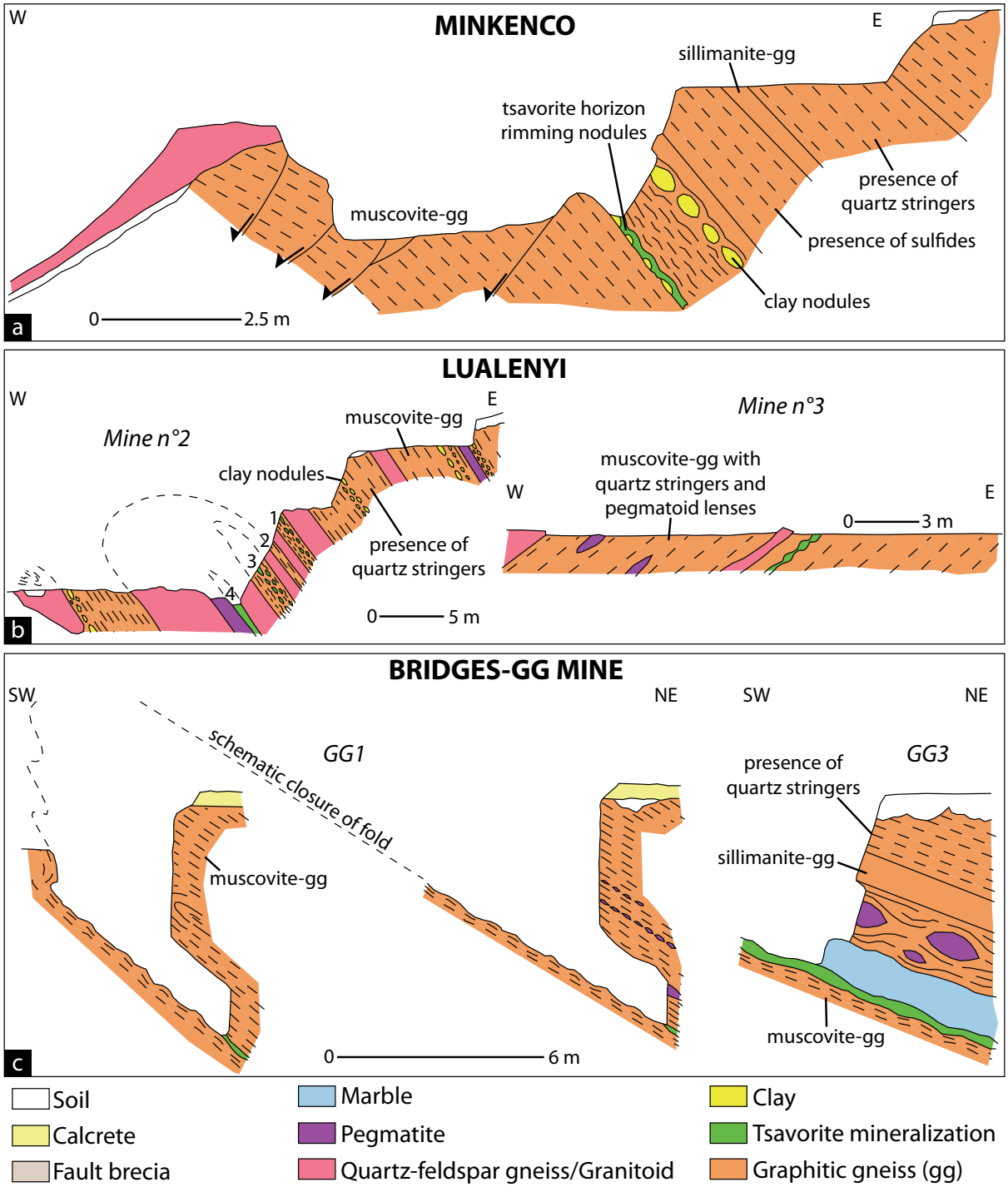


Figure IV-5 : Schematic cross-sections across three Kenyan tsavorite deposits located in the Mgama Ridge (after Pohl and Niedermayr 1978)

a) The Minkenco mine showing the tsavorite level intercalated within the graphitic gneisses. The tsavorite is hosted in nodules formed by clay and rimmed by tsavorite. b) The Lualenyi mines with a cross-section of Mine N°2 showing the alternation of granitic gneiss and graphitic gneiss with the presence of boudinaged pegmatite and tsavorite-bearing nodules. The four tsavorite-bearing levels are reported from 1 to 4. The cross-section of Mine 3 shows the presence of one level of tsavorite-bearing nodules hosted in the graphitic gneiss. c) The Bridges-GG mines evidence folding affecting the metamorphic series in the GG1 mine, and in the GG3 mine the presence of the tsavorite-bearing nodules associated with marble and the graphitic gneiss.

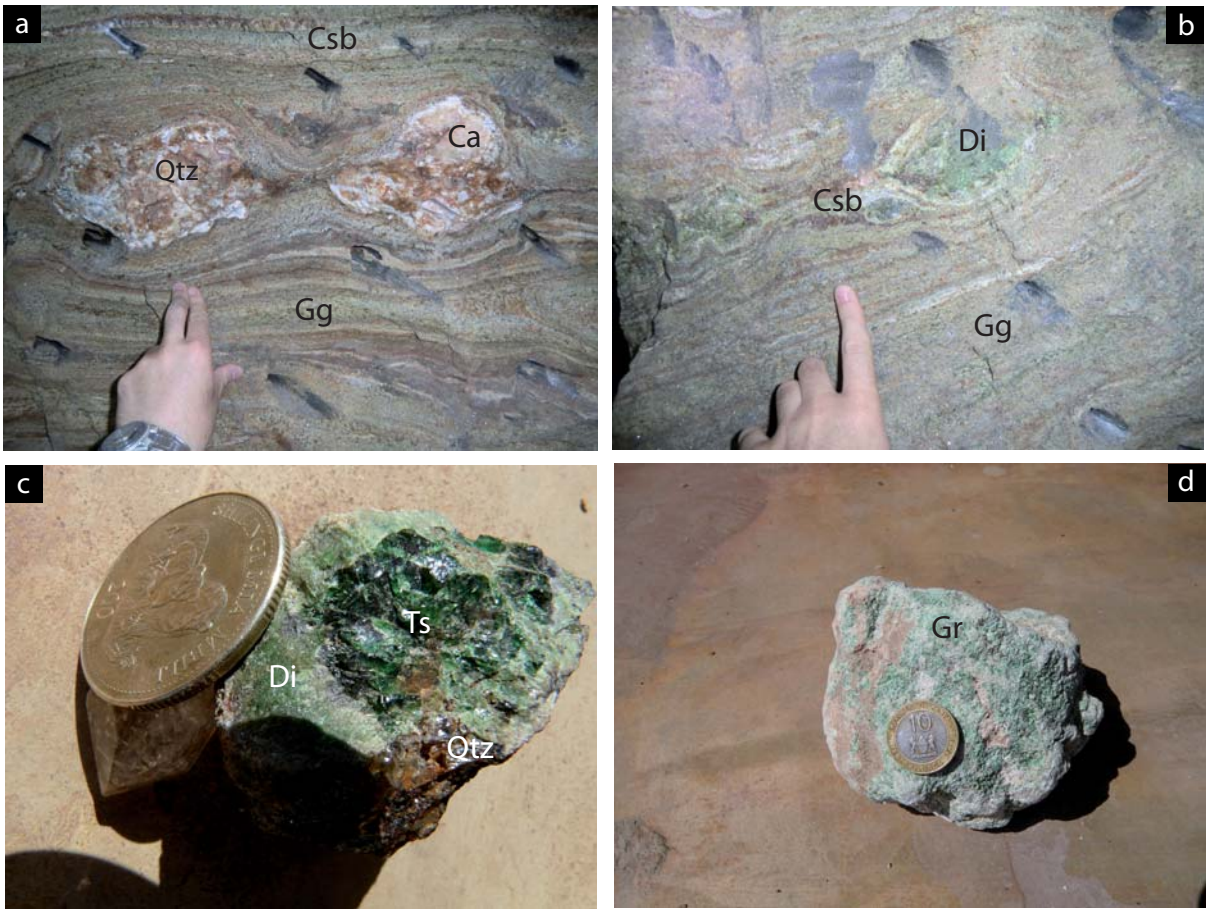


Figure IV-6 : The Davies mine in the Lualenyi mining district
(this is the mine N°2 described by Pohl and Niedermayr, 1978; see Figure IV-5b)
a) Aspect of some tsavorite-free nodules formed by carbonate (Ca) + quartz (Qtz) intercalated in the calc-silicate bands (Csb) and the graphitic gneiss (Gg). b) A band of calc-silicates (Csb) hosting a diopside-bearing nodule (Di) in the graphitic gneiss (Gg). c) Aspect of a zoned nodule formed by a centre part of tsavorite (Ts) with some quartz (Qtz) and a rim of diopside (Di) + minor scapolite. d) Aspect of the uneconomic level of fine-grained green grossularite (Gr).

and rare wollastonite (Arneth et al. 1985). In the mineralized nodules, tsavorite is generally located at the core and is sometimes rimmed by V-zoisite (2.0-6.5 wt% V_2O_3). A kelyphitic rim surrounds the core and is composed of symplectic intergrowth of fine-grained scapolite, tsavorite, V-diopside (0.2-1.0 wt% V_2O_3), V-titanite (1.2-2.8 wt% V_2O_3) and V-magnetite (up to 1.5 wt% V_2O_3). Sometimes this kelyphitic rim is made of fine-grained anorthite, scapolite (Me_{80}), calcite, quartz, tsavorite, V-titanite and V-diopside (this work). Tsavorite is more vanadiferous (17.6-54.5 mol % goldmanite) than at the core (5.7 mol % goldmanite). All the vanadiferous minerals also contain chromium (up to 0.34 wt% Cr_2O_3 recorded for V-zoisite).

Graphite in the gneiss from the Mgama Ridge (5 to 20 % of the rock) has $\delta^{13}C$ values between -12.9 and -23.6 ‰, derived from organic precursors (Arneth et al. 1985). Graphite in the marble has $\delta^{13}C$ values in the range -2.6 to -14.9 ‰. $\delta^{13}C_{calcite\text{-}graphite}$ between 3.3 and 7.1 ‰ indicates a maximum temperature range for metamorphism between 590 and 650°C in the

amphibolite facies (Arneth et al. 1985). The metamorphic reactions described by Goerg et al. (1982) and Sarbas et al. (1984) indicate temperatures of about 550 to 580°C and pressures between 3 and 5 kbar from the reaction i.e. tremolite + 3 calcite = 5 diopside + H_2O + 3 CO_2, and up to 650°C from the reaction i.e. calcite + quartz = wollastonite + CO_2. Zoisite formed during the retrograde metamorphism at T ~ 500°C and P ~ 2 kbar from the reaction i.e. grossular + 5 anorthite = 2 zoisite + quartz.

Classic mine

The exploitation of the mine started in 2000 and tsavorite is extracted from three whitish horizons intercalated in the graphitic gneiss and greenish calc-silicates (Figure IV-7a). These horizons are parallel to the foliation and contain either nodules of anhydrite and gypsum showing typical enterolithic textures (Figure IV-7b), up to 10 cm across, or sulphate-rich rocks such as alunite (Figure IV-7c), and quartz stringers. Tsavorite crystallized at the border, or within the nodules of anhydrite which exhibit 'chicken-wire' textures (Figure IV-7d).

4.1.3.1.2 The Mindi Range area

At least six deposits are mined in the area i.e. Tsavo, Bridges GG Scorpion, Consolidated, Baraka and David Visrum mines (Figure IV-3).

Baraka mine

Tsavorite occurs as porphyroblasts in nodules, up to 40 cm across, hosted by graphitic gneiss. The metamorphic rocks are formed by a succession of coarse to fine-grained graphitic gneisses with intercalations of marble, and lenses of quartzite and barite (this work). Stringers of fibrous quartz, discontinuous levels of gypsum and dissolution textures of meta-evaporites are associated with the mineralized level.

Bridges Scorpion mine

The mine is located south of the Mgama Ridge (Figure IV-3). The metasedimentary rocks are formed by muscovite-graphite schists with intercalations of marble and graphite-sillimanite gneiss (Figure IV-5c). The graphitic schist contains lenses or irregular bodies of red corundum-bearing ultramafic rocks (Pohl and Niedermayr 1978). The rocks had been tightly and isoclinally folded, and with a dip of ca. 40° to the north-east. Tsavorite occurs as irregular porphyroblasts in nodules randomly distributed on a plane parallel to the foliation and very clo-

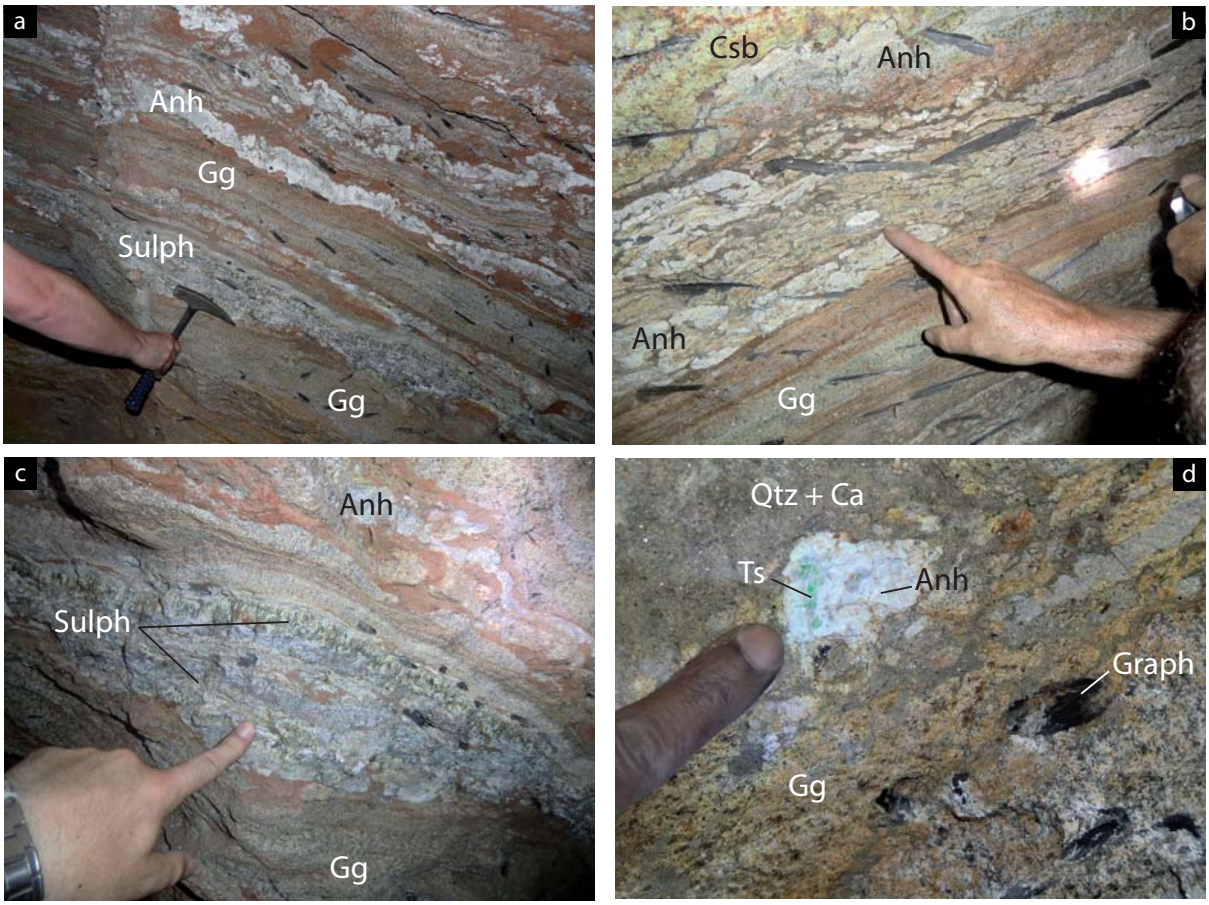


Figure IV-7 : Aspects of the tsavorite mineralization in the Classic mine located in the eastern part of the Mgama Ridge

a) The tsavorite mineralization is extracted from three whitish and continuous evaporitic horizons intercalated within the graphitic gneiss (Gg). The anhydrite-bearing level (Anh) is formed by nodules showing enterolithic textures and anhydrite-alunite (Sulph) level which contains graphite. The black elongated marks corresponds to the track of hammer blows in the rock. b) Aspect of the enterolithic textures of the anhydrite nodules (Anh) intercalated with the calc-silicate bands (Csb) and the graphitic gneiss (Gg). The black elongated marks corresponds to the track of hammer blows in the rock. c) Aspect of the anhydrite and alunite (Sulph) level at the contact with the anhydrite (Anh) and the graphitic gneiss (Gg). d) A nodule of anhydrite (Anh) + tsavorite (Ts) presenting a 'chicken-wire' texture in a matrix composed of quartz (Qtz) and carbonate (Ca). The nodules formed at the contact with the graphitic gneiss which hosts accumulations of graphite (Graph).

se to the marbles (pit n°3), or on two planes representing the two slopes of an isoclinal antiform fold whose axial plane is concordant to the foliation (pit n°1; Figure IV-5c). Stringers of fibrous quartz, clay nodules with tsavorite embayment and boxwork textures in alunite-bearing rocks characterize the tsavorite horizon (this work). In the area the calcrete which contains fragments of tsavorite and large flakes of graphite are used for propecting. The biggest crystal ever found at Bridges mine weighted 18 carats and blue V-zoisite is sometimes found in quartz veins within the graphitic gneiss.

David Visrum mine

The mine exploits two tsavorite levels, 20 to 40 cm thick and parallel to the foliation, formed by a metamorphosed sedimentary breccia hosting carbonated clasts of variable size between 1 to 5 cm. Tsavorite formed around or within the monogenic clasts.

4.1.3.1.3 The Mangare area with the Aqua-Tsavolite-Nadan II mines

The mines of Aqua and Tsavolite are ca. 5 km apart and share the same geology. Mining at Tsavolite mine began in 1983 and now spreads over 5 km². Several underground pits are exploited of which the Central Blank Pit produced tsavorites up to 23 g with colours from medium to dark green (http://www.fieldgemology.org). Tsavorite forms nodules or pockets in two separate levels hosted by graphitic gneiss (Figure IV-9a).

4.1.3.1.4 The Kuranze mining district

Mining operations started in 1995 and in 2005 the area was actively mined by eight private companies. The tsavorite host-rock of the Nadan I mine (this work) is a continuous fine to medium-grained graphitic gneiss, varying in thickness from 10 cm to 3 m, interlayered with graphite-bearing gneiss and schist (Figure IV-8a). The composition of the host gneiss varies as a function of the percentage of quartz, feldspar, graphite and green micas. Original sedimentary structures are preserved such as cross bedding and normal faults (Figure IV-8a). The footwall and hangingwall of the mineralized horizon is underlined by a 3 cm thick continuous level of graphite associated with stringers of fibrous quartz (Figure IV-8c). The tsavorite horizon displays variations in nodule size (Figure IV-8b) and composition. These nodules are 3 cm to 50 cm across, and have different mineralogical assemblages such as quartz + carbonate + graphite, tsavorite + quartz + graphite, and commonly tsavorite + barite + diopside + quartz + anorthite (Figure IV-8d).

4.1.3.2 Tsavorite in Tanzania

Four economic tsavorite mining districts are located in the metasedimentary sequences of the NMMB (Figure IV-10a): (i) Umba-Kalalani and (ii) Lelatema Fold Belt in the north-eastern part of the country; (iii) Ruangwa and (iv) Tunduru in the south-eastern Tanzania. The southern areas have not been extensively described while the geology of the NMMB in north-eastern Tanzania is up to date. Northern metasediments are composed of paragneiss, marble,

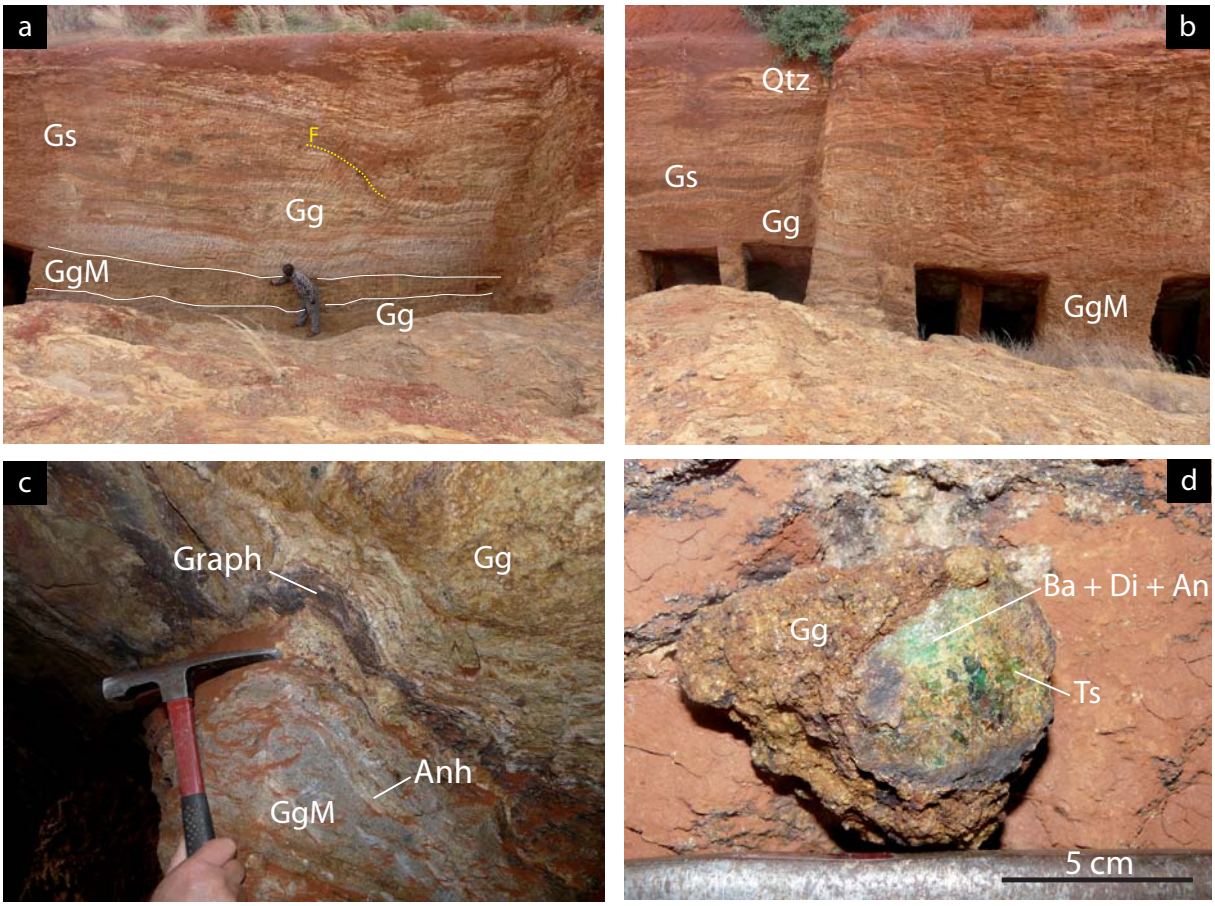


Figure IV-8 : Views of the tsavorite mineralization in the Nadan I mine in the Kuranze mining district
a) Aspect of the mineralized graphitic gneiss horizon (GgM) intercalated within the graphitic schist (Gs) and gneiss (Gg). The tsavorite is hosted in nodules which are widespread in the graphitic gneiss. The mineralized horizon is continuous but with variations of thickness. The graphitic gneiss is affected by syn-sedimentary faults (F) preserved during the metamorphic event. b) Other view of the mineralization (GgM) showing (i) the variation of thickness of the horizon and (ii) the variable thickness and discontinuity of the graphitic schist (Gs) intercalated in the graphitic gneiss (Gg). The upper part of the column shows a discontinuous level of quartzite (Qtz). c) The upper part of the mineralized gneiss horizon (GgM) at the contact with the graphitic gneiss (Gg) is rimmed by a 3-cm thick layer of graphite (Graph). Intercalation of lenses of anhydrite are found near the contact (Anh). d) Nodule of tsavorite hosted in the graphitic gneiss (Gg). The nodule is zoned and the centre part contains tsavorite (Ts) and the outer part barite (Ba) + diopside (Di) + anorthite (An).

quartzite and schist, and are sometimes associated with minor orthogneiss, migmatite, amphibolite and granite (Pinna et al. 2004). Marble often forms plurikilometric massive bands (Figure IV-10b). Almost the same lithologies have been observed in the southern part of the NMMB.

In north-eastern Tanzania, three main deformation events have been recognized (Le Goff et al. 2008; 2010): (i) recumbent and sheath folding at ca. 640 Ma under granulite facies at P = 9.5-11 kbar and T = 810°C (Appel et al. 1998); (ii) thrusting of the metasedimentary sequences over the basement at ca. 620-560 Ma, in the amphibolite facies at P = 5.4-6.7 kbar and T = 620-670°C (Mercier et al. 1999); (iii) north-south trending folding associated with NW-SE vertical and sinistral shearing, creating antiform structures such as the Lelatema Fold Belt, un-

Figure IV-9 : Tsavorites from the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt

a) Nodule, rough and cut of tsavorite from the Tsavolite mine in the Mangare mining district, south-eastern Kenya. b) Tsavorite nodule from the Lemshuku mine in north-eastern Tanzania. The nodule is zoned and displays different mineral assemblages from the centre to the periphery: (i) tsavorite in the centre (Ts); (ii) the first rim (R1) is formed predominantly by anhydrite(+gypsum), quartz and minor V-titanite, V-zoisite and small crystals of tsavorite; (iii) the second rim (R2) contains anhydrite (+gypsum), clay and minor V-free zoisite; (iv) the external zone (R3) is the graphitic gneiss (Gg) composed of quartz, plagioclase, K-felsdpar, V-kyanite, V-muscovite, V-rutile, graphite and minor calcite and jarosite. c) Part of a tsavorite nodule from Antarctica showing from the centre to the periphery three zones of contrasted thickness. The centre of gem-quality tsavorite (TsI) is rimmed by a symplectic intergrowth of tsavorite (TsII) + anorthite + quartz + diopside and minor calcite. The outer zone contains tsavorite (TsIII) + anorthite + zoisite and quartz. d) Tsavorite (Ts)-bearing quartz vein (Qtz) which crosscuts the graphitic gneiss (Gg) of the Kimwengan mine in the Merelani district in Tanzania. e) The mineral assemblage in the quartz veins of the Lemshuku mine is tsavorite (Ts), pyrite (Py), graphite (Gr) and tanzanite (Tz). The V-zoisite is generally developed around the tsavorite during the retrograde metamorphic stage. f) Tsavorite crystals from the Lemshuku placer. g) Cut tsavorite of 4.58 carats from the Merelani mines in Tanzania.

der amphibolite-greenschist facies at ca. 560 Ma (Le Goff et al. 2008).

4.1.3.2.1 The Umba-Kalalani area

The Umba-Kalalani area is the southern extension of the Kenyan tsavorite belt (Figure IV-3). A tsavorite deposit is mined at Kalalani, south of the city of Umba, among other gemstones deposits such as ruby, sapphire and colour-change garnets (Pinna et al. 2004). Tsavorite occurs in nodules within graphitic gneiss and in placers within the Umba river (Pardieu and Hughes 2009).

4.1.3.2.2 The Lelatema Fold Belt

The Lelatema Fold Belt is a regional antiform, with a N016°-30°NNE axis, located several tens of kilometers south of the city of Arusha (Figure IV-10b). It is mainly composed of marble overlying kyanite-graphite gneiss, quartz-feldspar gneiss and minor quartzite (Grainger 1964; Macfarlane 1965). The fold is circumscribed by regional faults known as the Lelatema fault system, corresponding to ductile faults between the metasedimentary sequences and volcanoplutonic formations (Le Goff et al. 2010).

Several tsavorite occurrences have been mined at Merelani, Lemshuku-Komolo, Namalulu and Kimwengan on the western flank of the fold, and at Moshi on the eastern flank. However only the deposits of Merelani, Lemshuku and Namalulu have been described extensively. The Merelani tsavorite mineralization has been dated at 600 Ma by the Pb-Pb method on uraninite (Malisa 1987) and 585 ± 29 Ma by fission track on tanzanite (Naeser and Saul 1974), while Ar-Ar dating on micas from the graphitic gneiss of Merelani, Lemshuku and Namalulu gave cooling ages, and thus minimal ages for tsavorite formation, between 520 and 505 Ma (Feneyrol et al. 2011).

Merelani

The Merelani area is famous for the gem-quality vanadian zoisite called tanzanite (Figure IV-10). The first gem zoisites were reported in 1959 but the nature of the stones remained unknown until 1967 (Wilson et al. 2009). Tsavorite was found later but in the same mining area. The mining district of Merelani, located in the northern part of the Lelatema Fold Belt, is divided into four mining blocks labelled A, B, C and D, forming a NE-SW area of 2 km wide by 8 km long. The block C is mined by the South-African company TanzaniteOne whose name changed this year (2011) to Richland Resources Ltd. (Figure IV-11a) while the other blocks are

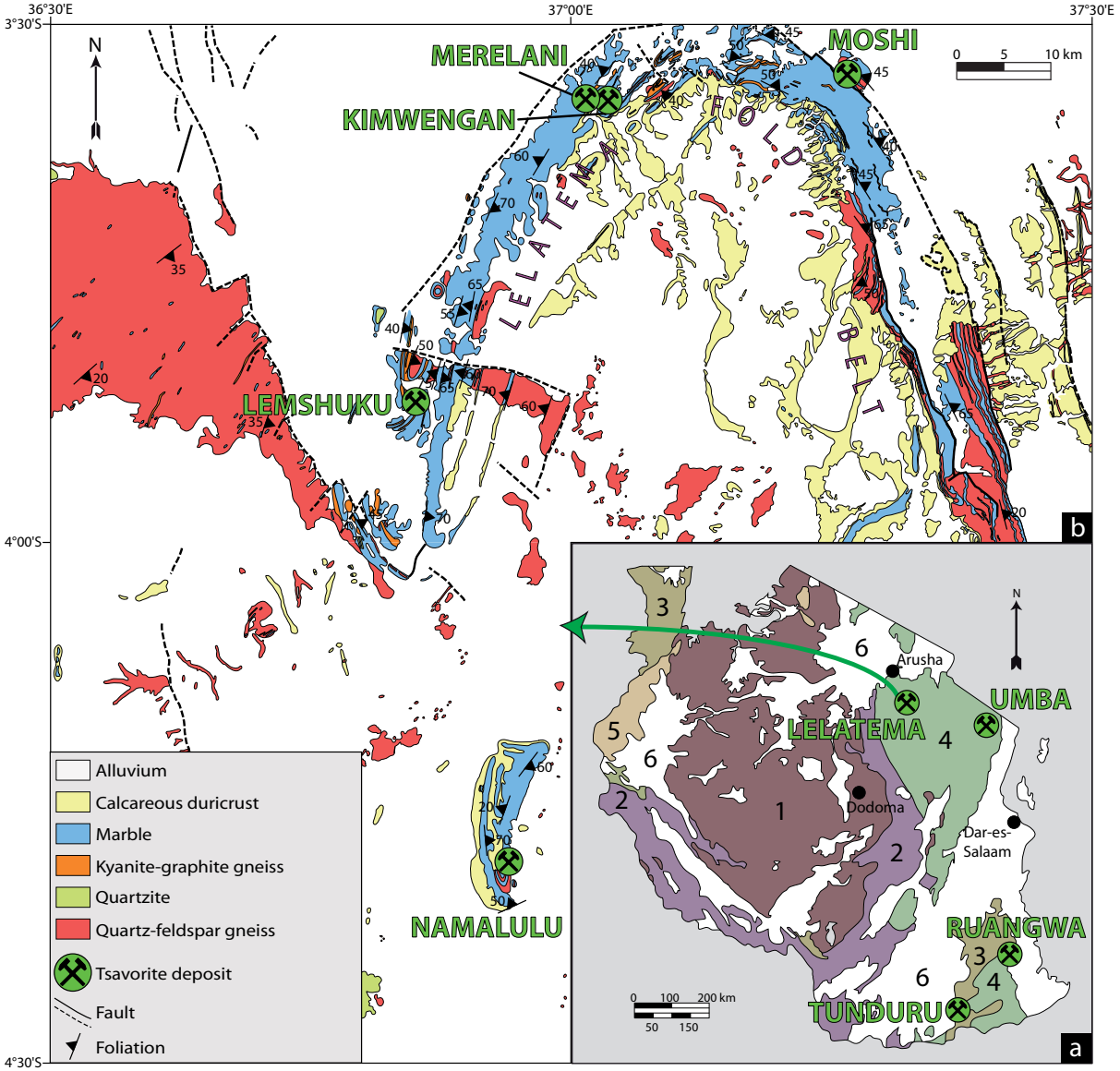


Figure IV-10 : Location of the tsavorite deposits in Tanzania

a) Geological map of Tanzania with the location of the tsavorite mining districts (after Feneyrol et al. 2010a). The different geological domains are: as (1) Archaean basement; (2) Palaeproterozoic Ubendian-Usagaran belt; (3) Mesoproterozoic belts; (4) Neoproterozoic Metamorphic Mozambique belt, (5) others Neoproterozoic domain; (6) Palaeozoic-Mesozoic-Cenozoic domains. b) Simplified geological map of the Lelatema Fold Belt in the Arusha area (modified after Grainger 1964; Macfarlane 1965). The location of the main tsavorite deposits is reported from south to north respectively Namalulu, Lemshuku, Merelani, Kimwengan and Moshi.

owned by several minor companies or private concerns. The block C is the most productive but the finest stones came from the Karo pit located in block D (Figure IV-9g).

The NMMB rocks of the Merelani area (Figure IV-11a) are garnet-sillimanite-biotite gneiss, kyanite-graphite gneiss, plagioclase-graphite gneiss, graphitic calc-silicate schist, banded calc-silicate hornfels, dolomitic marble, and some pegmatites (Malisa 1987; Muhongo et al. 1999; Olivier 2006). The P-T conditions of the metamorphism have been estimated at P = 7.7-9.1 kbar and T = 600-740°C (Malisa 1987), and at P = 6-6.5 kbar and T = 610-670°C (Mu-

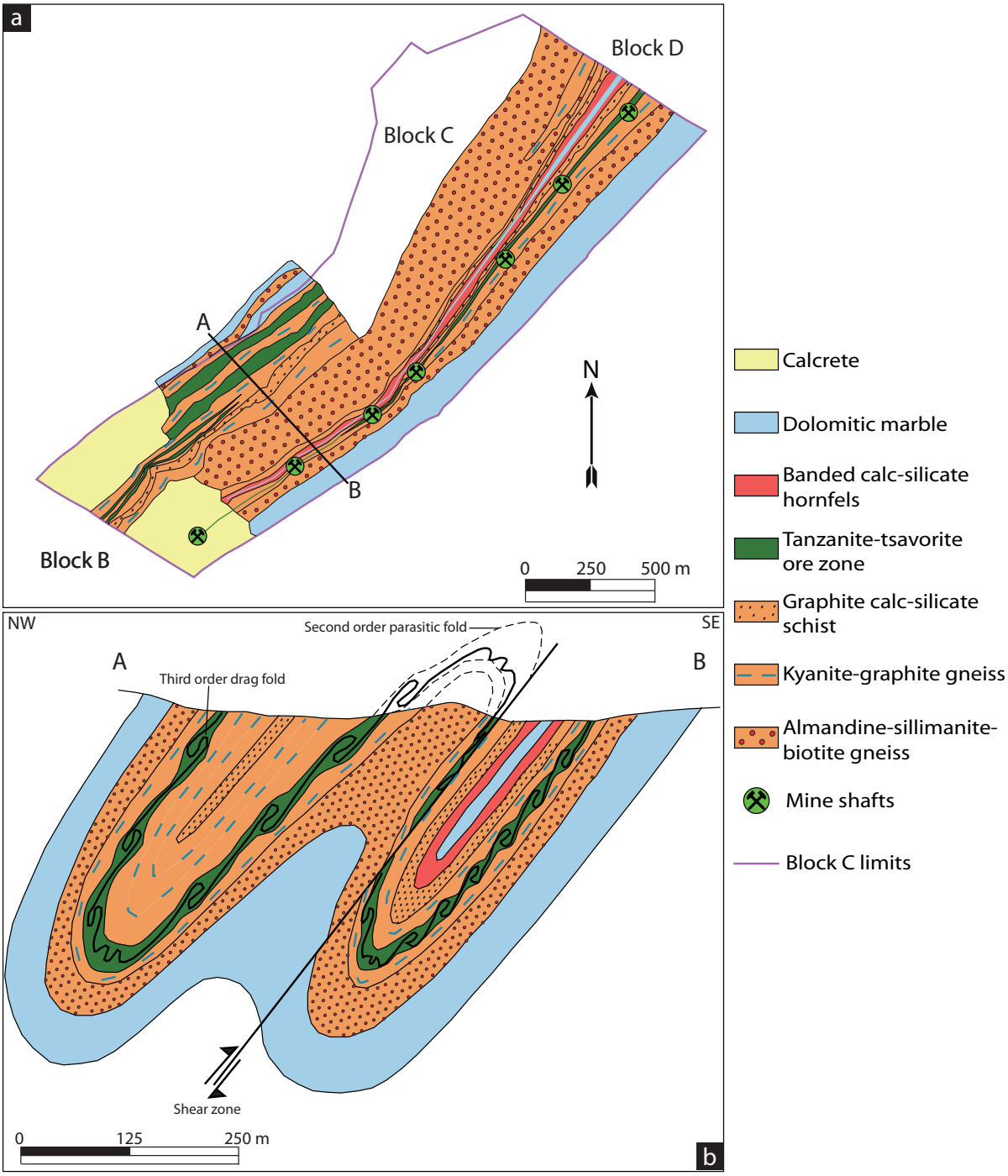


Figure IV-11 : Tsavorite and tanzanite mining "block C" property of the TanzaniteOne company in Merelani, Tanzania (modified after Olivier 2006)

a) Geological map of the mining area showing the distribution of the metamorphic rocks and the location of the tsavorite mineralization in the calc-silicate graphitic schists intercalated with kyanite-graphitic gneiss. b) Cross-section of the mining zone showing folding and shearing which affect the different metamorphic units.

hongo et al. 1999), while tanzanite formation occurred at P = 5-6 kbar and T = 650 ± 50°C (Olivier 2006). The area was tightly and isoclinally folded and sheared (Figure IV-11b) during at least four phases of deformation (Olivier 2006): (1) ductile intrafolial folding which is almost erased by the second event; (2) ductile isoclinal folding linked to the Lelatema antiform; (3) cross folding; (4) faulting and shearing.

Tsavorite is found in: (i) skarnoid reaction zones; (ii) boudins of pyroxenite and calc-silicate skarn; (iii) and pockets within the graphitic calc-silicate schists (Olivier 2006).

(i) The skarnoid reaction zones formed at the contact between sheared boudins of clinopyroxenite and calc-silicate skarn which are interconnected by quartz stringers, and plagioclase-graphite gneiss. They are composed of quartz, graphite, grossular, diopside, scapolite, plagioclase and minor K-feldspar, titanite, pyrite and carbonates. Tsavorite occurs either as highly fractured porphyroblasts, up to 5 mm in diameter, associated with titanite or as smaller grains, up to 0.2 mm across, associated with graphite and pyrite (Olivier 2006).

(ii) The clinopyroxenite boudins are mainly composed of diopside associated with V-grossular, quartz, pyrite and minor graphite. The calc-silicate skarn boudins formed by metasomatic alteration of the original clinopyroxenite boudins, and are now composed of diopside, quartz, graphite, pyrite, hematite, zoisite, grossular and minor halloysite, goethite and illite. Tsavorite forms clusters of euhedral to subhedral grains, up to 0.5 mm in size, that look like irregular veins, up to 1 cm thick and several centimetres long, replacing the diopside matrix. Some of the diopsides are rimmed by grossular. In the skarn boudins, tsavorite appears as aggregates of subhedral to anhedral crystals developed in veins. These veins, several centimetres thick and tens of millimeters long, are parallel to quartz veins, and can also contain quartz and diopside. Tanzanite sometimes substitutes tsavorite.

(iii) The pockets within the calc-silicates schists are associated with the skarn boudins and contain coarse-grained quartz, grossular, zoisite, pyrite, calcite, graphite and diopside. These low-pressure pockets are the main source of gem-quality and biggest crystals of tsavorite and tanzanite.

Tsavorite occurs also in quartz veins located at the hinges of the sheared isoclinal folds within a ‘saddle-reef’ structure that crosscuts the graphitic calc-silicate schists (Malisa 1987).

Lemshuku-Komolo

The Lemshuku mining district is located 15 km east of the township of Komolo. Bridges found tsavorite for the first time in this area in 1967. Several handcrafted pits have been mined since, as well as a paleoplacer. One of the most productive pits, known as the Komolo

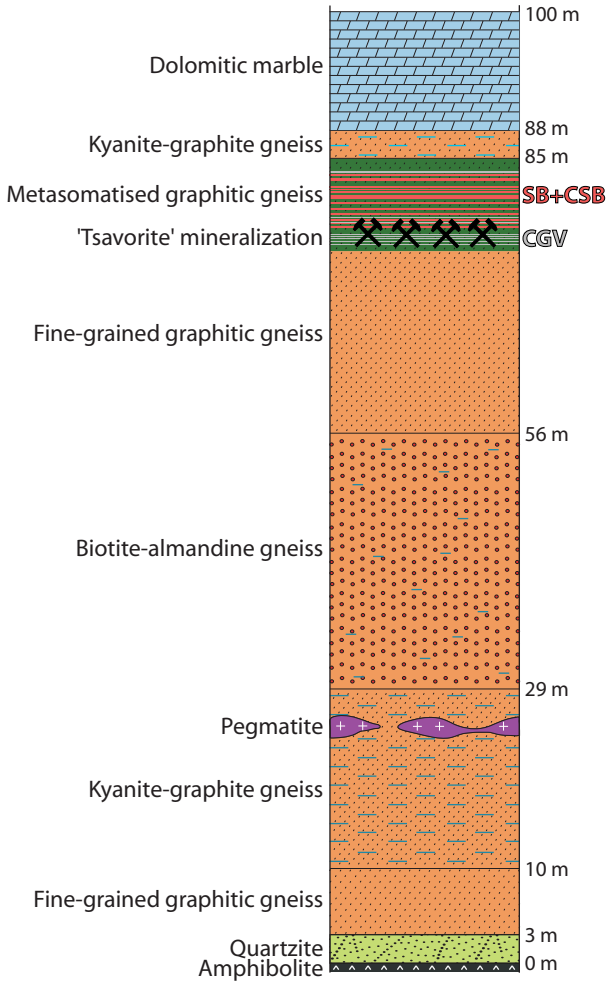


Figure IV-12 : Lithostratigraphic column of the Lemskusku tsavorite mining area (after Feneyrol et al. 2010a)

CGV: carbonate-gypsum-anhydrite veinlets; CSB: calc-silicate bands; SB: siliceous bands.

mine (3°51’36.25’’S - 36°51’48.51’’E), and exploited from 1992 to 1998, produced the finest stones of the area (Feneyrol et al. 2010b). From late 2004 to early 2009, the company Swala Gem Traders exploited the placer (3°51’37.01’’S - 36°51’15.94’’E) which produced over 60 carats per day of tsavorite (Figure IV-9f) and one pit, called the Lemshuku mine (3°52’2.80’’S - 36°50’59.70’’E). In 2009, TanzaniteOne company bought the claims.

The lithostratigraphic column of the Lemshuku area (Figure IV-12), ca. 100 m thick, is composed of, from bottom to top (Feneyrol et al. 2010a): (i) quartzite associated with amphibolite; (ii) fine-grained graphitic gneiss; (iii) kyanite-graphite gneiss containing concordant and boudinaged pegmatite; (iv) biotite-almandine gneiss; (v) fine-grained graphitic gneiss hosting tsavorite mineralization; (vi) kyanite-graphite gneiss; (vii) and dolomitic marble. These units have been tightly and isoclinally folded with a N025°-10°NNE axis, similar to the regional Lelatema fold. This deformation event is associated with shearing leading to faulted folds.

In the primary deposits, two types of tsavorite occur (Feneyrol et al. 2010a):

(i) In the old Komolo mine and most of the handcrafted pits, tsavorite is found in nodules that can reach 8 cm in diameter (Figure IV-9b). A rim, up to 5 mm wide, formed of anhydrite (+ gypsum), quartz and minor V-titanite, V-zoisite and tsavorite surrounds the garnet. A second rim, up to 3 mm wide, composed of anhydrite (+ gypsum), clay and minor V-free zoisite is observed around the first rim. The hosting graphitic gneiss is composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, V-kyanite, V-muscovite, V-rutile, graphite and minor calcite and jarosite.
(ii) At the Lemshuku mine, tsavorite is found within quartz veins (Figure IV-9d), up to 20 cm thick, associated with quartz, calcite, pyrite, graphite and with tanzanite sometimes rimming the garnet (Figure IV-9e). The veins are parallel or secant to the graphitic gneiss and calc-silicate and siliceous bands. The gneiss is composed of quartz, anorthite, K-feldspar, calcite, scapolite, V-diopside, V-phlogopite, V-titanite, pyrite and graphite. It is affected by an intense metasomatism characterized by silicification, carbonatisation, graphitisation and pyritisation (Figure IV-13a). Tsavorite distribution in the quartz veins is heterogeneous but the quartz veins formed at the hinge of tight isoclinal folds are the most economic.

The placer of Lemshuku is composed of blocks of graphitic gneiss, quartzite, pegmatite and quartz. Tsavorite is found with gem-quality kyanite, tourmaline and rare ruby (Feneyrol et al. 2010b).

Namalulu

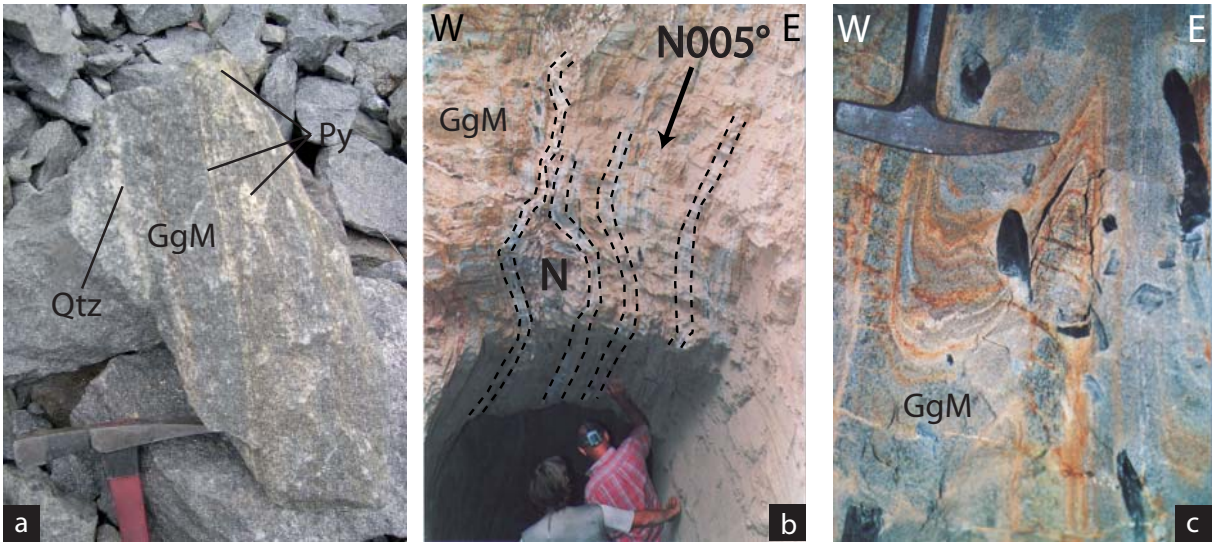


Figure IV-13 : Tsavorite mineralization in the Lemshuku and Namalulu deposits in north-eastern Tanzania ***a) Tight isoclinal folding of the tsavorite-bearing quartz vein (Qtz) in the graphitic gneiss of the Lemshuku mine. Deformation and shearing are coeval and the circulation of fluids is associated with a huge pyritisation of the metasomatised graphitic gneiss (GgM). The isoclinal folding is underlined by fine pyrite disseminations (Py) along the foliation planes. b) Aspects of the nodules (N) layer embayed in the metasomatised graphitic gneiss (GgM) and the quartz-carbonate veins (dotted lines) from the Namalulu deposit. c) Tight isoclinal folding affecting the metasomatised graphitic gneiss (GgM) of the Namalulu deposit.***

The Namalulu deposit was discovered in late 2008 by a Massai shepherd (Feneyrol et al. 2010a, b; Pardieu et al. 2010). The deposit is ca. 60 km south of the Lemshuku mining area (Figure IV-10). The lithostratigraphic column of the Namalulu mining area resembles that of Lemshuku except for the upper dolomitic marble unit which displays several facies variations and hosts anhydrite-gypsum-dolomite lenses, and calcite-scapolite-diopside-graphite-pyrite lenses (Ohnenstetter et al. 2011). As in Lemshuku, tsavorite is found either in nodules or in quartz veins (Figure IV-13b) hosted by metasomatised graphitic gneiss which is tightly and isoclinally folded (Figure IV-13c). The gneiss is calcitized and transformed into an assemblage of quartz + V-kyanite + V-muscovite + V-rutile.

4.1.3.2.3 Ruangwa and Tunduru mining areas

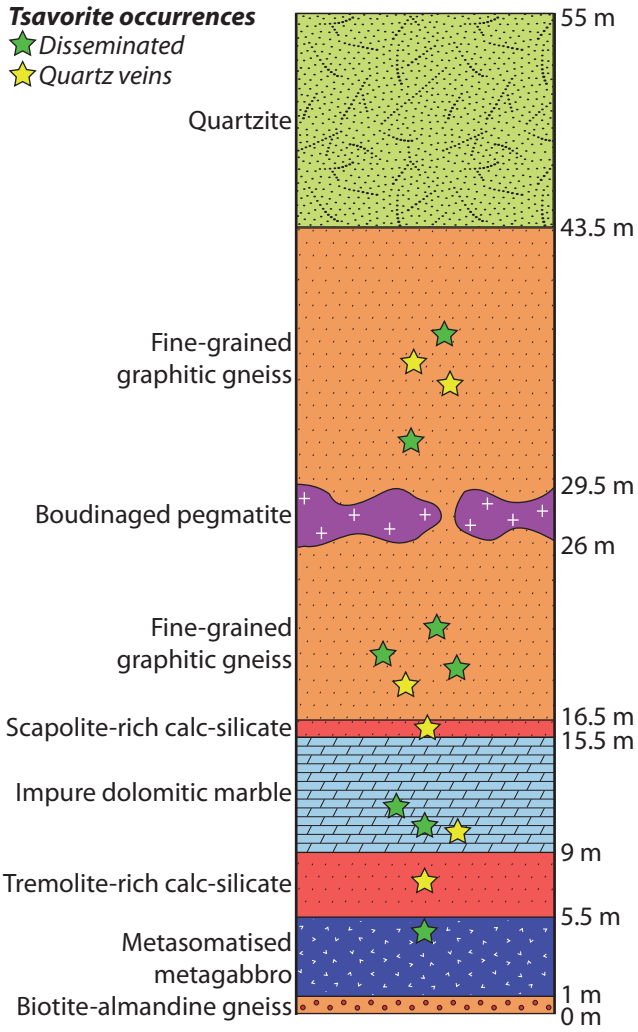


Figure IV-14 : Lithostratigraphic column of the Ruangwa tsavorite-bearing metamorphic formations in south-eastern Tanzania (this work)

Tsavorite is associated with graphite and pyrite in quartz veins or as small crystals disseminated in the metamorphic formations linked to fluid circulation in fissures affecting the fine-grained graphitic gneiss, scapolite-tremolite-rich calc-silicate, dolomitic marble and metasomatised metagabbro.

The Tunduru and Ruangwa deposits, located in south-eastern Tanzania (Figure IV-10), were discovered respectively in 1994 and 1999 (Pardieu and Hughes 2008). The Tunduru placer deposit is a delta-shaped basin at the junction of the Muhuwesi and Nampungu rivers (Limsuwan and Sakimoto 2011). Diamond, gold and various coloured gems are extracted. Tsavorite occurs as rounded pebbles and is only a by-product of sapphire, ruby and chrysoberyl mining.

The Ruangwa mine is a primary deposit located 18 km northeast of Ruangwa, at Namango village. Several shafts up to 150 m deep are dug along the Muhuru river valley. The lithostratigraphic column, ca. 55 m thick is formed from bottom to top (this work; Figure IV-14) of: almandine-biotite gneiss, metasomatised meta-gabbro, tremolite-rich calc-silicates, impure dolomitic marble, scapolite-rich calc-silicates, fine-grained graphitic gneiss containing boudinaged pegmatite, and quartzite. Tsavorite is hosted by quartz veins that crosscut the calc-silicates, impure marble and metasomatised metagabbro. Tsavorite up to 11 grams occurs as pods in the vein up to 5 cm thick associated with pyrite and graphite. The metasomatised meta-gabbro is formed by anorthite, quartz, diopside, tremolite, graphite, pyrite and titanite.

4.1.3.3 Tsavorite in Madagascar

Tsavorite is exploited in southern Madagascar in the mining areas (20 km apart) of Gogogogo and Behara (Figure IV-2), respectively discovered in 1991 and 1997 (Pardieu and Hughes 2009). These mines, made of several underground pits, are located south of Ilakaka and about 40 km from Ampanihy. They are also known for their colour-change garnets or ‘malaya’ garnets (Schmetzer and Bernhardt 1999). Only the Gogogogo deposit has been briefly described by Mercier et al. (1997). It lies in the Precambrian granulitic Vohibory group belonging to the NMMB. This group is limited on its eastern margin by the Ampanihy shear zone and on its western margin by Mesozoic to recent sedimentary basins. It is composed of amphibolitic gneiss with intercalations of amphibolites, marbles and orthogneiss. The Gogogogo tsavorite deposit lies in graphitic gneiss associated with marbles (Mercier et al. 1997). Tsavorite is found as pluricentimetric fractured nodules, and its hues range from pale yellowish-green to dark green. It is rimmed by an assemblage made of anorthite, diopside, quartz, graphite, titanite and sometimes V-zoisite.

4.1.3.4 Tsavorite in Pakistan

The tsavorite deposit of Jambil is located in the Swat Valley, ca. 10 km to the east of Mingora, in north-western Pakistan (Figure IV-2). The presence of green garnet in the area

was pointed out by Anderson (1966) and identified as a vanadian grossular by Jackson (1992). However the geological features of the deposit remained unknown until the work of Hussain (2005). The Jambil area of Swat lies in the Higher Himalayan Crystalline sequence of the Indian continent, which contains Precambrian to Cretaceous metamorphosed shelf carbonates and pelitic rocks intruded by granites and granodiorites of Precambrian to Cenozoic age (Hussain 2005).

The tsavorite mineralisation at Jambil is hosted in a horizon of graphitic schist intermittently exposed throughout the metamorphics of Pacha formation (Hussain et al., 1984). These rocks consist of quartz-mica schist and amphibolite, calc-schist and marble, and graphitic schist in the amphibolite facies. The graphitic schist is partly gneissic having subporphyroblastic texture. Quartz, graphite and muscovite are the major mineral constituents whereas pyrite, apatite and limonite occur as discrete grains as well as aggregate. Quartz grains are marginally corroded at contact with graphite. Muscovite contains inclusions of graphite and quartz. Alteration of pyrite into limonite and goethite is common. The tsavorite is found in pockets and as disseminated grains in quartz veins and in graphitic schist close to its contact with the veins.

4.1.3.5 Tsavorite in East Antarctica

Tsavorite has been described in East Antarctica (Figure IV-2), in the Sør Rondane mountains (Osanai et al. 1990), and more precisely in the Menipa mountain which belongs to the eastern Dronning Maud Land (22° to 28°E and 71.5° to 72.5°S), 60 km south of the Asuka Japanese station. These mountains are composed of Proterozoic medium to high-grade metamorphics and intrusive plutonic rocks (Shiraishi et al. 2008). They contain garnet-biotite-hornblende gneiss, garnet-biotite-sillimanite gneiss, hornblende-biotite gneiss, with intercalations of marble, calc-silicate gneiss and calcareous metapelite. Regional metamorphism in the granulite facies is estimated at P ~ 7-8 kbar and T~ 750-800 °C (Asami et al. 1992) with a retrograde clockwise episode estimated at P ~ 5.5 kbar and T~ 530-580 °C. The rocks have been mylonitized along a WNW-ESE trend, and have been intruded by granites and pegmatites.

Tsavorite is found in nodules within calcareous metapelites metamorphosed in the granulite facies. These metapelites occur as 5 to 10 m thick layers intercalated with garnet-hornblende-biotite gneiss and hornblende-biotite gneiss. The calcareous metapelites are composed of V-diopside, anorthite, quartz and tsavorite, with minor V-zoisite, V-titanite and graphite. The nodules of tsavorite (TsI), 0.5 to 20 cm across, are surrounded by a kelyphitic rim, 1-10 mm thick, made of symplectic intergrowth of tsavorite (TsII), anorthite, quartz, diopside, minor cal-

cite (Osanai et al. 1990), and scapolite (this work). The outer zone of the rim contains tsavorite (TsIII), anorthite, zoisite and quartz (Figure IV-9c). TsI crystals are euhedral to subhedral, free of inclusions, and zoned with the core being pale green and the rim dark green. TsII is fine-grained, 0.05 to 0.15 mm in size, and TsIII, 0.1 to 0.8 mm in size (Osanai et al. 1990). From the core of the nodules to the outer zone of the rims, the vanadium content of tsavorite increases from 0.6 to 21.2 wt% V_2O_3, with chromium, manganese and iron contents which range respectively from 0.04 to 2.0 wt% Cr_2O_3, 0.08 to 1.8 wt% MnO, and 0.02 to 3.25 wt% Fe_2O_3.

4.1.4 V-(Cr) grossular occurrences in other world provinces

4.1.4.1 The calcareous metapelites and skarns of Coat-an-Noz, France

Yellow to green V-rich grossular-goldmanite have been found in the Paleozoic Coat-an-Noz basin, south of Belle-Isle-en-Terre, north-western France (Benkerrou and Fonteilles 1989). The V-garnet is found in the upper part of the Coat Losquet formation, within calcareous metapelites and scheelite-bearing skarns. The V-rich metapelites (up to 3.2 wt% V_2O_3), are composed of graphite, anorthite, pyrite, arsenopyrite, titanite, and minor V-grossular and V-diopside-hedenbergite. The grossular-goldmanite garnet occurs as 0.5 mm zoned porphyroblasts, with green V-rich core, up to 21.3 wt% V_2O_3, and yellow V-poor rim, down to 4.6 wt% V_2O_3 (Figure IV-15a). The skarns formed by thermal metamorphism of the previous metapelites by the intrusion of the Plouaret Hercynian granite. The V-grossular is associated with scheelite and sulfides; their vanadium content varies from 0.7 to 19.4 wt% V_2O_3 (Tableau IV-1).

Similar goldmanite-rich grossular in skarn veins (up to 27.3 mol.% goldmanite and 23.3 mol.% grossular; Tableau IV-1; Figure IV-15a) were observed in the Archean Southern Cross greenstone belt in the Australian Yilgarn block (Mueller and Delor 1991).

4.1.4.2 The Mogok marbles, Myanmar

The Mogok area in Myanmar is well known for its ruby and sapphire deposits (Garnier et al. 2008). It is located 100 km north-northeastern of Mandalay and belongs to the Cenozoic metamorphic Mogok belt. This belt is composed of gneiss and calc-silicate marbles, metamorphosed under amphibolite to granulite facies, intruded by granites and syenites. Marbles host ruby, sapphire, spinel, and pale green grossular (Themelis 2008). The V-grossular contains 0.05 to 0.16 wt% V_2O_3, and 0.02 to 0.06 wt% Cr_2O_3 which corresponds to 96.9 mol.% grossular, 0.2 mol.% goldmanite, 0.1 mol.% uvarovite and 1.8 mol.% pyrope (Tableau IV-1; Figure IV-15a).

4.1.4.3 The Pezinok-Pernek complex, Slovakia

Vanadian-chromian-rich green garnets occur in the Lower Paleozoic metamorphic rocks of the Malé Karpaty mountains, 20 km north-northeastern of Bratislava (Uher et al. 1994). V-Cr-rich mafic pyroclastics and C-rich black shales hosted by a volcano-sedimentary sequence were metamorphosed during early Hercynian metamorphism (Uher et al. 2008). These rocks were transformed later into actinolite-tremolite schists by thermal metamorphism related to the intrusion of Hercynian granites. The schists contain porphyroblasts up to 2 mm across and 2 cm long, composed of actinolite, tremolite, V-Cr garnet, plagioclase and mica. The garnet is generally unzoned and contains 5-19 wt% V_2O_3, 5-11 wt% Cr_2O_3, and 2-13 wt% Al_2O_3 (Tableau IV-1; Figure IV-15a).

4.1.4.4 The Hemlo gold mine, Ontario, Canada

V-(Cr)-grossular is found in the V-mica-rich schist from the Hemlo gold deposit in the Archean Hemlo-Heron Bay greenstone belt (Harris 1989). This belt contains highly deformed and metamorphosed felsic metavolcanics and metasedimentary rocks. The mica schists were derived from a mafic-ultramafic precursor during regional metamorphism (T = 530°C, P = 3-4 kbar) and hydrothermal alteration at 300-330°C and 1 kbar (Pan and Fleet 1991a, b; Pan and Fleet 1992a).

The V-(Cr)-grossular is found in lenses of green micaschist, alternating with mica-rich, pyrite-rich and quartz-feldspar layers. The micaschist is composed of quartz, V-green mica, feldspars, barite, V-titanite (up to 14.9 wt% V_2O_3), pyrite, molybdenite and minor anhydrite, V-epidote (5.9 to 8.4 wt% V_2O_3), V-garnet, V-pumpellyite (13.6 to 25.7 wt% V_2O_3), V-vesuvianite (0.8 to 4.3 wt% V_2O_3) and several V-oxides like rutile or karelianite. The fine-grained garnets, up to 30 µm in size, display a zoning pattern characterized by a V-rich rim (18.5 wt% V_2O_3) surrounding a less vanadiferous core (9.1 wt% V_2O_3; Tableau IV-1; Figure IV-15a).

4.1.5. Tsavorite geochemistry

Tsavorite owes its colour to the substitution in the Al site of about a percent level of V^{3+} usually accompanied by a lesser amount of Cr^{3+} (Switzer 1974; Gübelin and Weibel 1975). Chemical analyses of tsavorite from the NMMB and other green grossular occurrences world-wide from the literature are reported in Tableau IV-2 and Tableau IV-1. They are compared in Figures IV-15b and IV-15c with recent analyses (Tableau IV-3) published by Feneyrol et al.

COUNTRY	**FRANCE**		**AUSTRALIA**		**MYANMAR**		**SLOVAKIA**		**CANADA**	
Area	***Coat-an-Noz***		***Southern Cross belt***		***Mogok***		***Pezinok-Pernek***		***Hemlo***	
Reference	**1**	**1**	**2**	**2**	**3**	**3**	**4**	**4**	**5**	**5**
SiO_2	37.39	36.35	38.81	36.82	39.30	38.82	36.53	35.57	35.34	36.51
TiO_2	0.81	0.77	0.00	0.38	0.74	0.58	0.19	0.05	0.00	0.27
Al_2O_3	17.71	5.87	17.81	8.14	21.75	22.01	7.63	2.34	12.79	3.37
Cr_2O_3	0.05	0.15	0.21	0.14	0.06	0.02	10.08	6.30	0.21	0.41
Fe_2O_3	2.58	1.17	6.81	11.53	0.38	0.26	0.29	0.46	4.71	5.53
Y_2O_3	0.06	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V_2O_3	4.64	21.31	0.00	8.42	0.16	0.05	9.55	21.09	9.15	18.48
FeO	0.00	1.03	2.23	4.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.48	0.78	0.12	0.94	0.23	0.19	2.07	1.23	0.26	0.41
MgO	0.06	0.18	0.00	0.23	0.60	0.48	0.18	0.07	0.05	0.00
CaO	35.35	32.70	34.08	30.22	36.44	36.24	32.93	33.15	36.77	34.11
Total	99.13	100.51	100.07	101.54	99.65	98.64	99.45	100.26	99.28	99.09
Si	2.916	2.945	2.993	2.958	2.967	2.958	2.966	2.937	2.836	3.020
^{iv}Al	0.084	0.055	0.007	0.042	0.033	0.042	0.034	0.063	0.164	0.000
	3.000	*3.000*	*3.000*	*3.000*	*3.000*	*3.000*	*3.000*	*3.000*	*3.000*	*3.020*
^{vi}Al	1.544	0.505	1.612	0.729	1.902	1.934	0.696	0.165	1.045	0.328
Ti	0.031	0.039	0.000	0.023	0.042	0.033	0.008	0.002	0.000	0.011
Cr	0.003	0.010	0.013	0.009	0.004	0.001	0.647	0.411	0.013	0.027
Fe^{3+}	0.151	0.071	0.395	0.697	0.021	0.015	0.018	0.028	0.285	0.344
Y	0.002	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V^{3+}	0.290	1.384	0.000	0.542	0.010	0.003	0.622	1.396	0.589	1.225
	2.022	*2.017*	*2.020*	*2.000*	*1.978*	*1.987*	*1.990*	*2.002*	*1.932*	*1.936*
Fe^{2+}	0.000	0.070	0.144	0.317	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.032	0.054	0.008	0.064	0.014	0.012	0.142	0.086	0.018	0.029
Mg	0.007	0.022	0.000	0.028	0.067	0.054	0.022	0.009	0.006	0.000
Ca	2.954	2.838	2.816	2.601	2.947	2.958	2.864	2.933	3.161	3.023
	2.993	*2.983*	*2.968*	*3.010*	*3.028*	*3.025*	*3.029*	*3.027*	*3.185*	*3.051*
Total	8.015	8.000	7.988	8.010	8.007	8.011	8.018	8.029	8.116	8.007
Pyrope	0.2	0.7	0.0	0.9	2.2	1.8	0.7	0.3	0.2	0.0
Almandine	0.0	2.3	5.7	9.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Spessartine	1.1	1.8	0.3	2.1	0.5	0.4	4.7	2.8	0.6	0.9
Andradite	7.5	3.5	18.4	35.8	1.1	0.7	0.9	1.4	14.7	17.8
Uvarovite	0.2	0.5	0.6	0.4	0.2	0.1	32.5	20.5	0.7	1.4
Goldmanite	14.3	68.6	0.0	26.8	0.5	0.2	31.2	69.7	30.5	63.3
Grossular	76.7	22.5	75.0	24.2	95.6	96.9	29.9	5.2	53.4	16.6
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

REFERENCES: 1 = Benkerrou and Fonteilles (1989); 2 = Mueller and Delor (1991); 3 = this study; 4 = Uher et al. (1994); 5 = Pan and Fleet (1992)

Tableau IV-1 : Representative chemical composition with the chemical formula calculated on the basis of 8 cations of V-(Cr)-bearing grossular from worldwide occurrences

COUNTRY	TANZANIA				KENYA								MADAGASCAR	PAKISTAN				EAST ANTARCTICA					
Area	*Lelatema Fold Belt*				*Mwatate - Mgama Ridge*								*Gogogogo*	*Jambil*				*Sør Rondane Mountains*					
References	**1**	**2**	**2**	**3**	**4 (core)**		**4 (rim)**		**5 (core)**		**5 (rim)**		**6**	**7**	**7**	**8**	**8**	**9 (TsI)**		**9 (TsII)**		**9 (TsIII)**	
SiO_2	42.00	43.30	40.30	40.33	39.56	39.24	40.81	37.60	38.50	37.60	38.90	38.70	39.15	38.17	37.97	40.15	38.72	39.20	41.75	37.64	37.89	36.15	34.96
TiO_2	0.50	0.30	0.20	0.28	0.29	0.43	0.95	1.05	0.21	0.35	0.55	0.34	0.39	0.44	0.42	0.48	0.49	0.27	0.26	0.69	0.06	0.00	0.00
Al_2O_3	22.90	22.80	20.60	22.49	22.44	20.80	13.90	12.23	18.40	9.17	22.10	20.00	20.13	18.51	17.87	18.59	17.13	21.02	22.07	12.46	9.01	5.46	3.51
Cr_2O_3	0.04	0.00	0.10	0.05	0.03	0.05	0.10	0.10	0.49	1.87	0.01	0.37	0.00	0.00	0.20	0.33	1.06	0.09	0.00	1.09	1.38	1.82	1.93
Fe_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.08	0.00	0.02	0.00	0.40	0.11	0.03	0.08	0.05	0.78	0.63	0.00	0.32	0.00	1.82	1.25	3.25	3.03
Y_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V_2O_3	0.10	0.05	1.50	0.19	0.47	2.41	10.71	11.45	5.80	16.10	0.34	3.51	2.50	4.52	5.44	2.46	7.52	0.61	0.84	9.91	14.12	19.03	21.19
FeO	0.20	0.10	0.00	0.23	0.00	0.00	0.45	0.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.96	0.00	0.00
MnO	0.40	0.10	0.20	0.27	0.64	0.68	1.24	1.41	1.15	1.19	0.49	0.65	0.72	0.30	0.18	0.30	0.22	0.31	0.24	1.58	1.16	1.81	1.41
MgO	0.50	1.00	0.20	0.02	0.43	0.46	0.70	0.55	0.49	0.40	0.36	0.40	0.50	0.10	0.23	0.35	0.14	0.26	0.21	0.17	0.00	0.22	0.00
CaO	35.20	32.30	36.30	37.16	36.55	36.17	31.11	33.57	35.50	34.50	37.30	36.10	36.37	36.62	34.97	37.74	34.38	37.53	34.62	34.59	33.73	32.27	33.97
Total	101.84	99.95	99.40	101.02	100.48	100.32	99.97	98.46	100.54	101.58	100.16	100.10	99.84	98.71	98.36	101.03	99.71	99.61	100.01	99.95	99.56	100.01	100.00
Si	3.066	3.174	3.049	2.999	2.965	2.966	3.131	2.995	2.942	2.962	2.938	2.946	2.979	2.962	2.961	3.032	2.978	2.979	3.101	2.974	3.037	2.949	2.895
^{iv}Al	0.000	0.000	0.000	0.001	0.035	0.034	0.000	0.005	0.058	0.038	0.062	0.054	0.021	0.038	0.039	0.000	0.022	0.021	0.000	0.026	0.000	0.051	0.105
	3.066	*3.174*	*3.049*	*3.000*	*3.000*	*3.000*	*3.131*	*3.000*	*3.000*	*3.000*	*3.000*	*3.000*	*3.000*	*3.000*	*3.000*	*3.032*	*3.000*	*3.000*	*3.101*	*3.000*	*3.037*	*3.000*	*3.000*
^{vi}Al	1.970	1.970	1.837	1.969	1.948	1.820	1.257	1.143	1.599	0.813	1.906	1.741	1.785	1.655	1.603	1.655	1.531	1.862	1.932	1.134	0.851	0.474	0.238
Ti	0.027	0.017	0.011	0.016	0.011	0.016	0.055	0.062	0.008	0.013	0.020	0.013	0.014	0.017	0.019	0.018	0.028	0.010	0.015	0.027	0.003	0.000	0.000
Cr	0.002	0.000	0.006	0.003	0.002	0.003	0.006	0.006	0.030	0.116	0.001	0.022	0.000	0.000	0.012	0.020	0.064	0.005	0.000	0.068	0.087	0.117	0.126
Fe^{3+}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.005	0.000	0.001	0.000	0.024	0.006	0.002	0.004	0.003	0.046	0.036	0.000	0.018	0.000	0.108	0.075	0.200	0.189
Y	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V^{3+}	0.006	0.003	0.091	0.011	0.028	0.146	0.659	0.731	0.355	1.017	0.021	0.214	0.153	0.281	0.340	0.149	0.463	0.037	0.050	0.628	0.907	1.245	1.407
	2.006	*1.989*	*1.945*	*1.999*	*1.992*	*1.989*	*1.976*	*1.943*	*1.992*	*1.983*	*1.953*	*1.992*	*1.956*	*1.956*	*2.020*	*1.877*	*2.087*	*1.933*	*1.997*	*1.964*	*1.924*	*2.035*	*1.960*
Fe^{2+}	0.012	0.006	0.000	0.015	0.000	0.000	0.029	0.032	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.065	0.000	0.000
Mn	0.025	0.006	0.013	0.017	0.041	0.044	0.081	0.095	0.074	0.079	0.031	0.042	0.046	0.020	0.012	0.019	0.014	0.020	0.015	0.106	0.079	0.125	0.099
Mg	0.054	0.109	0.023	0.002	0.048	0.052	0.080	0.065	0.056	0.047	0.041	0.045	0.057	0.012	0.027	0.039	0.016	0.029	0.023	0.020	0.000	0.027	0.000
Ca	2.753	2.537	2.943	2.960	2.935	2.930	2.557	2.865	2.907	2.911	3.019	2.945	2.965	3.045	2.922	3.054	2.833	3.056	2.755	2.928	2.896	2.820	3.014
	2.845	*2.659*	*2.978*	*2.994*	*3.024*	*3.025*	*2.747*	*3.057*	*3.037*	*3.038*	*3.091*	*3.032*	*3.069*	*3.076*	*2.980*	*3.112*	*2.867*	*3.106*	*2.795*	*3.054*	*3.039*	*2.972*	*3.113*
Total	7.917	7.823	7.972	7.993	8.016	8.014	7.854	8.000	8.029	8.021	8.044	8.024	8.025	8.032	8.000	8.021	7.953	8.039	7.893	8.018	8.000	8.008	8.073
End members DHZ(1992)																							
Pyrope	1.9	4.1	0.8	0.1	1.6	1.7	2.9	2.1	1.8	1.5	1.3	1.5	1.8	0.4	0.9	1.3	0.6	0.9	0.8	0.7	0.0	0.9	0.0
Almandin	0.4	0.2	0.0	0.5	0.0	0.0	1.1	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	2.1	0.0	0.0
Spessartine	0.9	0.2	0.4	0.6	1.3	1.4	2.9	3.1	2.5	2.6	1.0	1.4	1.5	0.6	0.4	0.6	0.5	0.6	0.5	3.5	2.6	4.2	3.2
Andradite	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.0	0.1	0.0	1.2	0.3	0.1	0.2	0.1	2.3	1.9	0.0	0.9	0.0	5.5	3.9	9.8	9.6
Uvarovite	0.1	0.0	0.3	0.1	0.1	0.2	0.3	0.3	1.5	5.9	0.0	1.1	0.0	0.0	0.6	1.0	3.1	0.3	0.0	3.5	4.5	5.8	6.4
Goldmanite	0.3	0.1	4.7	0.6	1.4	7.3	33.3	37.6	17.8	51.3	1.1	10.8	7.8	14.4	16.8	7.9	22.2	1.9	2.5	32.0	47.2	61.1	71.8
Grossulaire	96.4	95.3	93.8	98.2	95.4	89.1	59.5	55.7	76.4	37.5	96.3	85.2	88.6	84.5	78.3	87.2	73.5	95.3	96.1	55.0	39.7	18.2	8.9
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

REFERENCES: 1 = Switzer (1974); 2 = Muije et al. (1979); 3 = Kane et al. (1990); 4 = Key and Hill (1989); 5 = Suwa et al. (1996); 6 = Mercier et al. (1997); 7 = Jackson (1992); 8 = Hussain (2005); 9 = Osanai et al. (1990)

Tableau IV-2 : Representative chemical composition with the chemical formula calculated on the basis of 8 cations of V-(Cr)-bearing tsavorite for the deposits of Tanzania, Kenya, Madagascar, Pakistan and East Antarctica reported by the literature

COUNTRY		TANZANIA		KENYA		MADAGASCAR		PAKISTAN	E. ANTARCTICA
Deposit		Lemshuku (primary)	Lemshuku (placer)	Aqua	Dickham	Gogogogo	Behara	Jambil	Sør Rondane
Number of samples		*5*	*14*	*3*	*2*	*5*	*11*	*5*	*4*
SiO_2	*wt%*	39.69 ± 0.31	39.76 ± 0.17	39.30 ± 0.02	39.82 ± 0.28	39.42 ± 0.58	39.59 ± 0.19	38.53 ± 0.47	39.90 ± 0.26
TiO_2		0.46 ± 0.08	0.43 ± 0.04	0.43 ± 0.02	0.44 ± 0.03	0.37 ± 0.01	0.37 ± 0.03	0.44 ± 0.07	0.47 ± 0.08
Al_2O_3		20.95 ± 0.37	21.70 ± 0.60	21.16 ± 0.17	21.63 ± 0.40	21.06 ± 0.94	20.62 ± 0.59	18.35 ± 0.92	21.43 ± 0.32
Cr2O3		0.29 ± 0.05	0.13 ± 0.11	0.41 ± 0.04	1.20 ± 0.31	0.29 ± 0.12	0.32 ± 0.15	0.73 ± 0.12	0.14 ± 0.02
Fe_2O_3*		0.03 ± 0.04	0.01 ± 0.03	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00	0.03 ± 0.04	0.00 ± 0.00	0.04 ± 0.02	0.00 ± 0.00
V_2O_3		1.86 ± 0.37	0.63 ± 0.73	1.79 ± 0.18	0.25 ± 0.07	1.80 ± 0.76	1.97 ± 0.89	4.75 ± 1.50	1.26 ± 0.18
FeO*		0.04 ± 0.04	0.06 ± 0.03	0.06 ± 0.00	0.07 ± 0.01	0.04 ± 0.03	0.06 ± 0.00	0.02 ± 0.04	0.06 ± 0.01
MnO		0.62 ± 0.21	0.72 ± 0.23	1.22 ± 0.01	0.28 ± 0.01	0.87 ± 0.19	0.95 ± 0.21	0.24 ± 0.09	0.29 ± 0.01
MgO		0.55 ± 0.03	0.56 ± 0.02	0.65 ± 0.01	0.56 ± 0.02	0.66 ± 0.02	0.65 ± 0.04	0.10 ± 0.02	0.41 ± 0.01
CaO		35.98 ± 0.32	35.80 ± 0.42	34.31 ± 0.19	35.49 ± 0.16	34.90 ± 0.39	35.21 ± 0.34	36.04 ± 0.26	35.90 ± 0.21
Total		100.46 ± 0.50	99.79 ± 0.62	99.34 ± 0.23	99.74 ± 0.44	99.44 ± 0.45	99.74 ± 0.39	99.24 ± 0.83	99.86 ± 0.48
Si	*apfu*	2.984 ± 0.023	2.995 ± 0.013	2.983 ± 0.003	2.997 ± 0.003	2.988 ± 0.020	2.998 ± 0.012	2.968 ± 0.025	3.003 ± 0.013
^{iv}Al		0.018 ± 0.021	0.008 ± 0.010	0.017 ± 0.003	0.003 ± 0.003	0.014 ± 0.018	0.005 ± 0.011	0.034 ± 0.021	0.003 ± 0.003
Σ		3.001 ± 0.002	3.003 ± 0.005	3.000 ± 0.000	3.000 ± 0.000	3.002 ± 0.005	3.003 ± 0.004	3.002 ± 0.004	3.005 ± 0.011
^{vi}Al		1.838 ± 0.021	1.919 ± 0.051	1.875 ± 0.016	1.916 ± 0.027	1.867 ± 0.085	1.835 ± 0.054	1.632 ± 0.101	1.898 ± 0.029
Ti		0.026 ± 0.004	0.024 ± 0.002	0.024 ± 0.001	0.025 ± 0.002	0.021 ± 0.001	0.021 ± 0.001	0.025 ± 0.004	0.027 ± 0.005
Cr		0.017 ± 0.003	0.008 ± 0.006	0.024 ± 0.003	0.072 ± 0.019	0.017 ± 0.008	0.019 ± 0.009	0.045 ± 0.008	0.008 ± 0.001
Fe^{3+}		0.002 ± 0.002	0.001 ± 0.002	0.000 ± 0.000	0.000 ± 0.000	0.002 ± 0.002	0.000 ± 0.000	0.002 ± 0.001	0.000 ± 0.000
V^{3+}		0.112 ± 0.022	0.038 ± 0.044	0.109 ± 0.011	0.015 ± 0.004	0.110 ± 0.047	0.119 ± 0.054	0.293 ± 0.092	0.076 ± 0.011
Σ		1.995 ± 0.002	1.990 ± 0.006	2.033 ± 0.006	2.027 ± 0.003	2.017 ± 0.029	1.995 ± 0.015	1.998 ± 0.005	2.009 ± 0.014
Fe^{2+}		0.003 ± 0.002	0.004 ± 0.002	0.004 ± 0.000	0.004 ± 0.000	0.002 ± 0.002	0.004 ± 0.000	0.001 ± 0.003	0.004 ± 0.000
Mn		0.039 ± 0.013	0.046 ± 0.015	0.079 ± 0.001	0.018 ± 0.001	0.056 ± 0.013	0.061 ± 0.014	0.016 ± 0.006	0.018 ± 0.001
Mg		0.061 ± 0.004	0.062 ± 0.003	0.074 ± 0.001	0.063 ± 0.002	0.074 ± 0.003	0.074 ± 0.005	0.012 ± 0.002	0.046 ± 0.002
Ca		2.898 ± 0.025	2.890 ± 0.020	2.790 ± 0.011	2.862 ± 0.004	2.834 ± 0.044	2.857 ± 0.027	2.975 ± 0.019	2.895 ± 0.006
Σ		3.000 ± 0.017	3.001 ± 0.011	2.946 ± 0.010	2.948 ± 0.005	2.967 ± 0.056	2.995 ± 0.014	3.003 ± 0.014	2.964 ± 0.007
Total		7.997 ± 0.015	7.994 ± 0.008	7.980 ± 0.004	7.975 ± 0.002	7.986 ± 0.025	7.992 ± 0.003	8.003 ± 0.011	7.978 ± 0.007
Pyrope	*mol%*	2.0 ± 0.1	2.1 ± 0.1	2.5 ± 0.0	2.1 ± 0.1	2.5 ± 0.1	2.5 ± 0.2	0.4 ± 0.1	1.6 ± 0.1
Almandine		0.1 ± 0.1	0.1 ± 0.1	0.1 ± 0.0	0.1 ± 0.0	0.1 ± 0.1	0.1 ± 0.0	0.0 ± 0.1	0.1 ± 0.0
Spessartine		1.3 ± 0.4	1.5 ± 0.5	2.7 ± 0.0	0.6 ± 0.0	1.9 ± 0.4	2.0 ± 0.5	0.5 ± 0.2	0.6 ± 0.0
Andradite		0.1 ± 0.1	0.0 ± 0.1	0.0 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.1	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.1	0.0 ± 0.0
Uvarovite		0.9 ± 0.2	0.4 ± 0.3	1.2 ± 0.1	3.5 ± 0.9	0.9 ± 0.4	1.0 ± 0.5	2.2 ± 0.4	0.4 ± 0.0
Goldmanite		5.6 ± 1.1	1.9 ± 2.2	5.4 ± 0.5	0.7 ± 0.2	5.5 ± 2.4	6.0 ± 2.7	14.7 ± 4.6	3.8 ± 0.5
Grossular		90.0 ± 1.6	94.0 ± 2.8	88.1 ± 0.7	92.8 ± 1.2	89.1 ± 3.3	88.5 ± 3.3	82.0 ± 4.8	93.5 ± 0.6
Total		100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Tableau IV-3 : Representative chemical composition with the chemical formula calculated on the basis of 8 cations of tsavorites reported by the recent analyses of Feneyrol et al. (2011c) and Giuliani et al. (2011a)

Fe_2O_3* and FeO* correspond to the calculated values of Fe_2O_3 and FeO after FeO EMP analyses

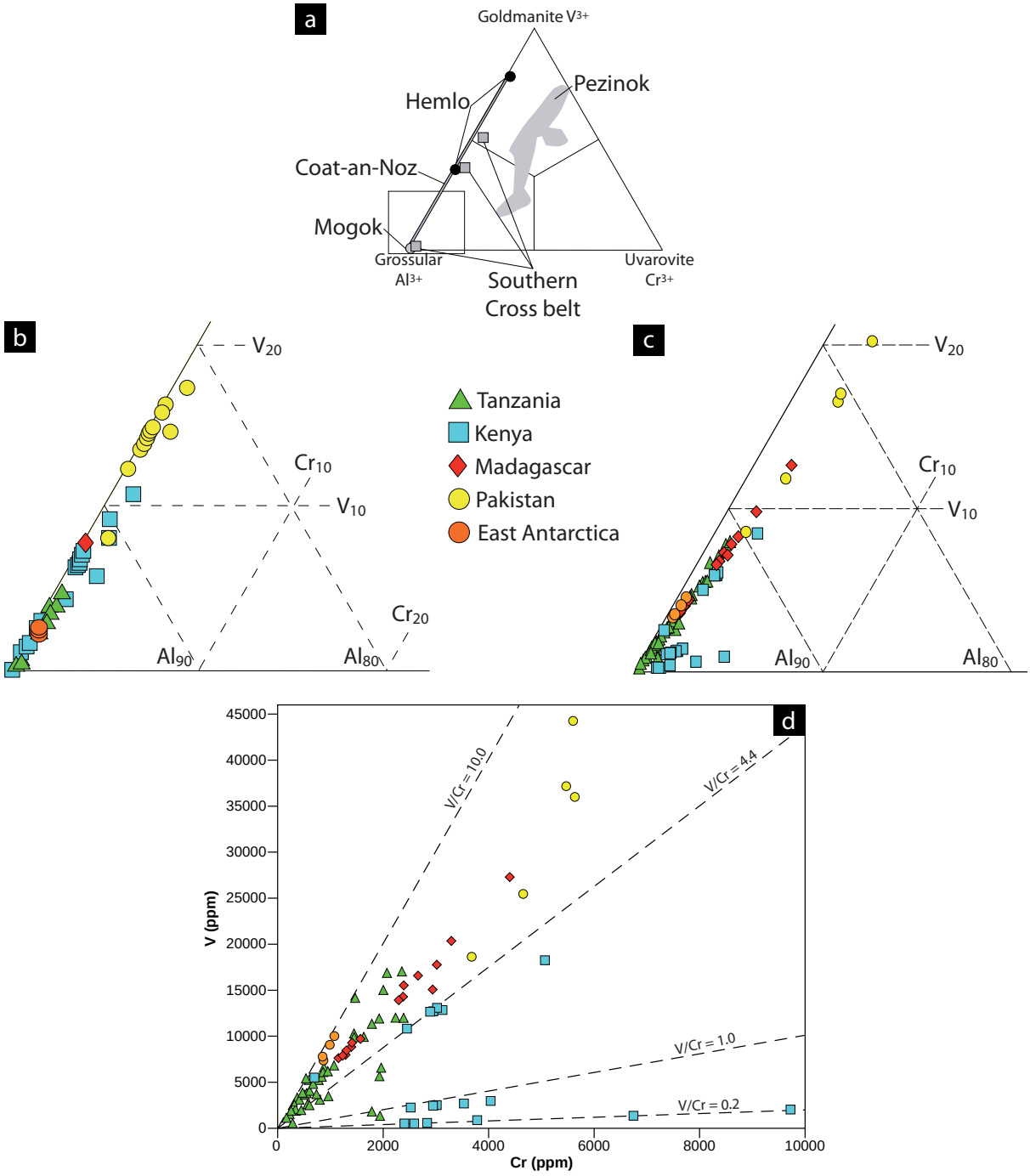


Figure IV-15 : The chemical composition of the tsavorites from the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt and others V-(Cr) grossular occurrences worldwide

a) Grossular-Goldmanite-Uvarovite diagram showing the chemical composition of Al-V-Cr garnet occurrences worldwide such as Mogok, Myanmar (this work), Coat-an-Noz, France (Benkerrou and Fonteilles 1989), Hemlo, Canada (Pan and Fleet 1992a), Pezinok, Slovakia (Uher et al. 1994) and Southern Cross in Australia (Mueller and Delor 1991). b) The chemical composition and distribution of V-(Cr) tsavorites for the deposits from Tanzania, Kenya, Madagascar, Pakistan and Antarctica. c) New chemical trend of tsavorites with the recent analyses from Feneyrol et al. (2010c) and Giuliani et al. (2011a). d) The V vs. Cr diagram of all the new analyses of tsavorite (Feneyrol et al. 2010c; Giuliani et al. (2011a). Although the chemical composition of tsavorites are variable, the V/Cr ratio of tsavorite for a same deposit remains constant. They are in the range 0.2 to 9.3. The Kenyan tsavorites are enriched in chromium compared to the others vanadian-rich tsavorites.

(2010c) and Giuliani et al. (2011a). The comparison of these results confirms the chemical trend of tsavorite extending along the join of the grossular-goldmanite end-members. The main differences amongst these data concern: (i) the high limit of detection used for V and Cr analysis by the different authors in the literature (~ 0.05 wt%; Jackson 1992) explaining the absence or low Cr_2O_3 contents in their analysis; (ii) the difficulty of analysing correctly by EPMA the content of V and Cr due to overlapping of the peaks vanadium Kβ and chromium Kα; (iii) the low limits of detection used for V and Cr for recent analysis (Cr_2O_3 ~ 14 ppm) resulting in systematically higher Cr_2O_3 content for the recent analyses (Figure IV-15c); (iv) the analysis of new Cr-rich tsavorite deposits in Kenya (Giuliani et al. 2011a).

The vanadium contents range from 0.05 for Tanzanian tsavorites to 7.5 wt% V_2O_3 for Pakistani ones. The chromium contents are up to 1.2 wt% Cr_2O_3. The contents in MnO (0.1-0.7 wt%), MgO (0.02-1.0 wt%) and TiO_2 (0.2-0.55 wt%) are not negligible, but these elements are often omitted in the discussion of tsavorite composition as they are not responsible for the colour of grossular garnet. Presences of Fe, Y, and more rarely Na, K and Ni are sometimes reported (Suwa et al. 1996; Hussain 2005).

Although the chemical composition of tsavorites is variable, their V/Cr ratio remains constant for a given deposit (Feneyrol et al. 2010c; Giuliani et al. 2011a). The V/Cr ratios of tsavorites are in the range 0.2 to 9.3 (Tableau IV-4; Figure IV-15d). Tanzanian tsavorites have V/Cr ratio between 0.7 and 10.1 and this large variability is observed for the tsavorites from the placer of Lemshuku. The Kenyan tsavorites have V/Cr ratio between 0.2 and 4.3. The V/Cr ratios are < 1 for tsavorites from Baraka, Mwatate and Kuranze deposits, but those of Equador, Tsavolite and Aqua mines lie between 4 and 4.3. Tsavorites from Madagascar, Pakistan and Antarctica display V/Cr ratio > 5.8. The low V/Cr ratio and high concentration in Cr_2O_3 (> 2000 ppm) permits the identification of the geographic origin of Kenyan tsavorites from all the other ones (Feneyrol et al. 2010c). The Mn content varies from 1750 to 9500 ppm for tsavorites from the NMMB (Giuliani et al. 2011a).

The nodules of tsavorite are zoned with a main central economic zone (TsI) of several centimetres wide, rimmed by an outer zone, millimetric and uneconomic (Figure IV-9c). The tsavorites from the rims (TsII and sometimes TsIII) are always more vanadiferous than those of the core. In Kenya and in Antarctica the V_2O_3 content of TsII and TsIII is between 4.1 and 21.2 wt% (Osanai et al. 1990; Suwa et al. 1996; Feneyrol et al. 2010c). Thus the garnet still belongs to the grossular-goldmanite end-members but the goldmanite part reaches up to 71.8 mol%. Additionally, these tsavorites have higher concentration in Cr_2O_3 (up to 1.93 wt%), MnO (up to 1.81 wt%) and Fe_2O_3 (1.25 to 3.25 wt% for Antarctica ones) than those from the core.

The $\delta^{18}O$ of tsavorites from the NMMB defined three sets of values between 9.5 ‰ and 11.0‰, 11.6‰ and 14.5‰, and 15.5‰ and 21.1‰ (Tableau IV-4; Giuliani et al. 2011a). The combination of oxygen isotopes with the V/Cr ratio and Mn contents enables the identification of the geological and geographical sources of the main productive zones from Madagascar, Kenya and Tanzania.

4.1.6. Genetic models and discussion

4.1.6.1 Protoliths of the tsavorite-bearing metasedimentary sequence

Tsavorite deposits are hosted in the metasedimentary sequences of the NMMB (Tableau IV-4) formed by a succession of quartzite, kyanite ± sillimanite - biotite ± almandine graphitic gneiss, calc-silicate and marble with intercalations of lenses and levels, and/or matrix of meta-evaporites (Feneyrol et al. 2010a, b; this work). These sequences represent marine platform sediments deposited in the Mozambican Ocean, metamorphosed, folded and thrusted during the East Africa Orogen between 750 and 620 Ma (Meert 2003) onto the Archean basement such as in the Lelatema fold belt in Tanzania (Le Goff et al. 2010). The protolith of the graphitic gneisses is black shales (Key and Hill 1989; Malisa and Muhongo 1990; Olivier 2006; Giuliani et al. 2008). They are enriched in vanadium (450 to 1700 ppm), chromium (70 to 1000 ppm), manganese (up to 1400 ppm) and titanium (up to 1.3 wt%). The $\delta^{13}C$-values of graphite in metamorphic gneisses vary from Kenya to Tanzania but they indicate clearly a sedimentary organic origin. In Kenya, the $\delta^{13}C$ in graphitic schists and gneisses (Arneth et al. 1985) are respectively between -12.9 ‰ and -23.6 ‰ (mean: -16.7 ± 2.3; n= 41), and -12.5 ‰ and -22.9 ‰ (mean: -17.2 ± 3.6; n= 9). In the Lelatema fold belt in Tanzania, the $\delta^{13}C$ is between -23.8 ‰ and -27.0 ‰ for the Lemshuku (n= 5) and -19.9 ‰ for the Namalulu areas (Feneyrol et al. submitted), and between -22.8 ‰ and -26.7 ‰ (n= 5) for the Merelani mining district (Olivier 2006). The $\delta^{13}C$ of graphite associated with the mineralization is between -19.8 ‰ and -21.6 ‰ for Lemshuku and -22.7 ‰ for Namalulu (this work), and between -22.9 and -27.7 (n=10) for Merelani (Olivier 2006; Giuliani et al. 2008). The protolith of the marbles is marine limestone. The mean $\delta^{13}C$-values of carbonate from Merelani, Lemshuku, Namlulu in Tanzania and Taita Hills in Kenya are respectively 3.2 ± 0.6 ‰ (n= 8; Olivier 2006), 2.0 ± 2.7 ‰ (n= 8), 2.6 ± 0.4‰ (n= 9; Ohnenstetter et al. 2011), and 0.4 ± 2.8‰ (n= 10; Arneth et al. 1985).

COUNTRY	KENYA				TANZANIE				MADAGASCAR	PAKISTAN	EAST ANTARCTICA
Area	*Mgama Ridge*	*Mindi Range*	*Mangare district*	*Kuranze district*	*Umba*	*Lelatema Fold Belt*	*Ruangwa*	*Tunduru*	*Southern Madagascar*	*Swat Valley*	*Sør Rondane Mountains*
Deposits	Minkenco, Gitshure, Lualenyi, Bridges GG1, Classic	Tsavo, Scorpion, Baraka, David Visrum, Consolidated	Aqua, Tsavolite, Bocrest, NadanII, Nyaga Musa	Dickham, NadanI, Mbiriri, Bocrest	Kalalani, Kipingani	Merelani, Lemshuku,Komolo, Namalulu, Moshi, Kimwengan	Ruangwa	Tunduru	Gogogogo, Behara	Jambil	Menipa
References	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 and this work				6, 7, 8, 9, 10, 11,12 and this work				6, 7, 13, 14, 15, 16 and this work	6, 7, 17, 18	6, 7, 19
Formation/Series	Lualenyi member of the Kurase group				Eastern Granulites Cover		ND	Quaternary (placer)	Vohibory and Graphite groups	Pacha formation of the High Himalaya Crystalline unit	NE Terrane
Host rock	Gg, CSb, MEv, M				Gg, CSb, MEv, M		Gg, CSb, M		Gg, MEv, M	Gg, M	Gg, M
Regional metamorphism	Granulite P = 7.5-12 kbar; T = 760-840°C Amphibolite P = 3-7 kbar; T = 600-700°C				Granulite P = 9.5-11 kbar; T = 810°C Amphibolite P = 6.6-9.1 kbar; T = 600-740°C		Amphibolite		Amphibolite to granulite P = 9-11 kbar T = 700-850°C	Upper amphibolite	Granulite P = 7-12 kbar; T = 800- Amphibolite P = 5.5 kbar; T = 530-
Age of the metamorphism	640 Ma (granulite) 620-560 Ma (amphibolite)				655-605 Ma (granulite) 600 Ma (amphibolite)		ND		650-610 Ma	older than 516 Ma	600 Ma (granulite) 570-550 Ma (amphibolite)
Type of mineralization	Nodule				Nodule/Placer	Nodule/Quartz vein/Placer	Quartz vein	Placer	Nodule	Quartz vein	Nodule
Age of the mineralization	ND				ND	600 Ma (Pb-Pb on uraninite)	ND	ND	ND	ND	ND
Mineralogical paragenesis	scapolite+diopside+graphite+quartz+anorthite+V-micas+allanite+pyrite+pyrrhotite+chalcopyrite+anhydrite +alunite+gypsum+barite				ND	quartz+anorthite+graphite +titanite+diopside+zoisite+ scapolite+gypsum+pyrite	ND	ND	scapolite+anorthite+ diopside+quartz+ graphite+carbonates+ amphibole+V-micas+titanite+gypsum	quartz+graphite+ muscovite+pyrite+ apatite+limonite	diopside+anorthite+quartz +zoisite+titanite+graphite
Tsavorite solid inclusions	quartz+calcite+ tremolite	ND	ND	ND	ND	graphite+quartz	ND	ND	ND	zircon+graphite+ mica+wollastonite	ND
Tsavorite V/Cr ratio	0.2 ± 0.0	0.8 ± 0.1 (Baraka) 3.6 (Tsavo)	4.2 ± 0.1 (Tsavolite) 4.4 ± 0.0 (Aqua)	0.2 ± 0.0 (Dickham)	7.2 ± 0.6 (Kipingani)	4.9 ± 2.3 (Lemshuku placer) 5.1 ± 3.1 (Merelani) 6.8 ± 0.1 (Kimwengan) 6.4 ± 1.1 (Lemshuku) 7.5 (Moshi) 8.9 ± 0.9 (Namalulu)	6.4 ± 0.5	4.7 ± 1.3	6.2 ± 0.1 (Gogogogo) 6.2 ± 0.4 (Behara)	6.3 ± 1.0	9.0 ± 0.3
Tsavorite $\delta^{18}O$ (‰ vs SMOW)	11.6	12.0 - 13.2	12.0 - 14.5	12.0	13.9 - 14.8	15.5 - 19.0	9.5 - 11.0	11.5 - 15.7	12.5 - 13.9	11.8 - 13.6	13.2 - 13.9
Tourmaline $\delta^{11}B$ (‰ vs NBS SRM 951)	ND	ND	- 19.0 ± 0.5	ND	ND	- 19.2 ± 0.8	ND	ND	- 19.2 ± 2.6	ND	ND

References: 1 = Pohl and Niedermayr (1978); 2 = Suwa et al. (1996); 3 = Mercier et al. (1999); 4 = Hauzenberger et al. (2004); 5 = Hauzenberger et al. (2007); 6 = Feneyrol et al. (2010c); 7 = Giuliani et al. (2011a, b); 8 = Malisa (1987); 9 = Appel et al. (1998); 10 = Muhongo et al. (1999); 11 = Feneyrol et al. (2010a); 12 = Limsuwan and Sakimoto (2011); 13 = Mercier et al. (1997); 14 = Nicollet (1986); 15 = Martelat et al. (2000); 16 = Jöns and Schenk (2008); 17 = Jackson (1992); 18 = Hussain (2005); 19 = Osanai et al. (1990)

ND = not determined; Gg = graphitic gneiss; CSb = calc-silicate band; MEv = meta-evaporite; M = marble

Tableau IV-4 : Synthesis of the main geological, chemical and isotopic features of the three types of tsavorite deposits within the Neoproterozoic Mozambique Metamorphic Belt

4.1.6.2 Constraints on the age of the mineralization

All the deposits formed during the Panafrican orogenesis and the age of tsavorite formation is constrained by dating host-rocks, deformation and uplift/cooling. Deformation in northeastern Tanzania has been dated between ~ 640 and ~ 610 Ma by Pb-Pb evaporation on metamorphic zircons from orthogneiss and migmatite in the Lossogonoi and Longido ruby districts (Le Goff et al. 2010). The closest age for tsavorite genesis was obtained on a metasomatic-metamorphic uraninite from the Merelani deposit with a Pb-Pb age at ~ 600 Ma (Malisa 1987). In the tsavorite area of Taita Hills in southeastern Kenya, high-peak metamorphism occurred between ~645-630 Ma according to U-Pb zircon from granulite-facies terranes (Hauzenberger et al. 2007). Cooling is dated at ~585 Ma (Sm-Nd on almandine-biotite gneiss-whole rock age) or ~570-560 Ma (Ar/Ar-amphibole age). In the Tsavo Park, Hauzenberger et al. (2004) show that cooling is between ~550 and ~530 Ma (Sm-Nd garnet-whole rock age) and ~520 Ma (Ar/Ar-amphibole age). The last Ar-Ar ages are close to those obtained in northeastern Tanzania for tsavorite deposits and correspond to the rocks cooling during their uplift (Feneyrol et al. 2011).

The tsavorite deposits formed during the Panafrican amphibolite-granulite metamorphism (ca. 600 Ma). Meta-pegmatites are boudinaged and intercalated in the metamorphic series of the NMMB (Malisa 1987; Feneyrol et al. 2010a). The deposits are strictly metamorphic (Pohl and Niedermayr 1978; Pohl et al. 1980; Malisa 1987; Suwa et al 1996; Simonet et al. 2000; Olivier 2006; Feneyrol et al. 2010a) and without any granitic and/or pegmatitic relationships.

4.1.6.3 Comparisons with others V-grossular occurrences worldwide

The NMMB tsavorite differs totally with the other occurrences described in France, Slovakia and Australia linked to the intrusion of granites and thermal metamorphism. In the granite-type, the tsavorites are less than 1 cm across and uneconomic. The origin of the green grossular from Hemlo is always in debate and many features support a syn- or post-metamorphic origin for the gold mineralization (Powell et al. 1999) and rather a multistage pulsation of both magmas and hydrothermal fluids in the Hemlo shear zone (Kuhns et al. 1994). The origin of V-grossular from Mogok is metamorphic (Themelis 2008; Garnier et al. 2008). The host marbles were originally deposited in a sabkha-like environment as marine carbonates associated with organic matter-rich pelites and evaporites (Garnier 2003). They were metamorphosed under amphibolite to granulite conditions at P = 6 kbar and T = 610-790°C.

4.1.6.4 Types of tsavorite deposits

The tsavorite deposits in the NMMB are metamorphic and three types of mineralization are recognized (Figure IV-16): (i) nodular concretions such as in Kenya, Madagascar, Antarctica and in the Tanzanian Lemshuku, Namalulu and Umba deposits (type I); (ii) quartz veins such as in the Merelani, Lemshuku, Namalulu and Ruangwa mines in Tanzania, and Swat deposit in Pakistan (type II); (iii) placers such as in Lemshuku, Umba and Tunduru in Tanzania (type III).

The primary mineralizations are controlled by two factors i.e. lithostratigraphy and structure (Bridges 1974; Malisa 1987; Feneyrol et al. 2010a):

(i) The nodules and meta-evaporite levels are stratiform and occur among calc-silicates and graphitic gneiss such as in the Kenyan tsavorite belt. The tsavorite-bearing concretions are scattered in the Ca-rich rocks and formed by metamorphic processes between calcareous beds or concretionary lenses and sulphate-rich levels intercalated with the originally carbon-rich shale and mudstone (this work). Two main types of nodules with different mineral assemblages are recognized (Figure IV-17) depending on the nature of the primary sulphate composition either anhydrite-gypsum (Nodule N_I) or barite (Nodule N_{II}). In Kenya tectonic structures exerted no control on the genesis of tsavorite-bearing nodules (Pohl et al. 1980; this work). Calc-silicate layers and the nodules in the metamorphic sequence formed by transfer of elements during metamorphic reactions between Ca-enriched horizons (sulphate-rich or impure marbles lenses) with silica-alumina-rich ones. Such metamorphic rocks correspond to the so called skarnoids by Korzhinskii (1964) or calc-silicate bands by Vidale and Hewitt (1973).

(ii) The deformation played an important role in the mineralizing processes for the quartz veins deposits. In the Merelani tanzanite deposit, four episodes of deformation are identified by Olivier (2006) with a main one consisting of tight isoclinal folding, boudinage of the metamorphic rocks and shearing with development of saddle-reef structure in the hinge of the fold axis (Malisa 1987). These veins in brittle structures are filled by tanzanite. In Lemshuku, the mineralized veins are controlled by tight isoclinal folds associated with shearing (Feneyrol et al. 2010a). Vein formation and hydrothermal-metasomatic fluid circulation (calcitisation, pyritisation and graphitisation) affected the graphitic gneisses and calc-silicates, and are coeval with regional metamorphism.

4.1.6.5 Role of evaporites in the formation of tsavorite

The environment of formation of tsavorite hosting-rocks can be considered from the

point of view of index mineral and fluids. The index minerals to the nature of the sedimentary protoliths of the nodules are sulphates such as anhydrite, gypsum, barite, alunite, nontronite, and scapolite (Suwa et al. 1979; 1996; Pohl and Niedermayr 1978; Feneyrol et al. 2010a; this work). These minerals, formed in evaporitic sediments, are obvious evidence of the presence of evaporite sequences in the NMMB. In the Lualenyi mine the calc-silicates and graphite gneiss contain abundant scapolite (Suwa et al. 1996) and in the Classic mine the three continuous levels of anhydrite show typical enterolithic and 'chicken-wire' textures. The fluid inclusion study of tsavorite from Merelani, Lemshuku and Namalulu (Giuliani 2010) indicates that two kinds of inclusion coexist in tsavorite: (i) sulphurous fluid with molecular species such as H_2S-S_8 ± (CH_4) ± (N_2) which are sometimes water-free or water-poor (< 10 mol.%); (ii) solid inclusions of carbonate, chloride, sulphate and native sulphur. Olivier (2006) found H_2S-bearing fluid inclusions in quartz and tanzanite from Merelani while Giuliani (2010) showed that the primary fluids in tanzanite contained a mixture of $H_2S + S_8$. The possible chemical reactions based on an initial assemblage of anhydrite, carbonate and graphite (originating from organic matter) provide tentative explanations for the fluid chemistry found in the tsavorite and tanzanite:

$$CaSO_4(\text{anhydrite}) + 3/2C(\text{graphite}) = S°(\text{fluid}) + CaCO_3(\text{calcite}) + 1/2CO_2(\text{fluid})$$
$$CaSO_4(\text{anhydrite}) + C(\text{graphite}) + H_2O = H_2S(\text{fluid}) + CaCO_3(\text{calcite}) + CO_2(\text{fluid})$$

These reactions have the advantage in explaining: (i) the lack of anhydrite crystals within tsavorite; (ii) the necessary presence of Ca for the formation of tsavorite and the primary H2S fluid inclusions following the reaction:

$$3CaSO_4 + 2Al^{3+} + 3SiO_2 + 6H_2O \leftrightarrow Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + 6O_2 + 3H_2S + 6H^+$$

(iii) formation of native sulphur found in fluid inclusions and minerals; (iv) the formation of carbon dioxide from graphite which is totally consumed during carbonate formation; (v) the consumption of water. In addition, thermal reduction of sulphate will explain the quasi- exclusive deposition of pyrite in the quartz veins:

$$7H_2S + 4Fe^{2+} \text{ (in the graphitic gneiss)} + SO_4^{2-} \leftrightarrow 4FeS_2 \text{ (pyrite)} + 4H_2O + 6H^+$$
$$\text{and } Fe^{2+} + H_2S \leftrightarrow 2H^+ + FeS_2$$

Such evaporite-related gemstones linked with meta-sedimentary platform carbonates at different geological periods have been described in the literature (Ottaway et al. 1994; Cheilletz et al. 1994; Giuliani et al. 2000, Faryad 2002, Garnier et al. 2008). The association of evaporite-organic matter with black shale and carbonates plays a key role in the formation of brines in open hydrothermal systems such as those that formed Colombian emeralds (basinal and highly

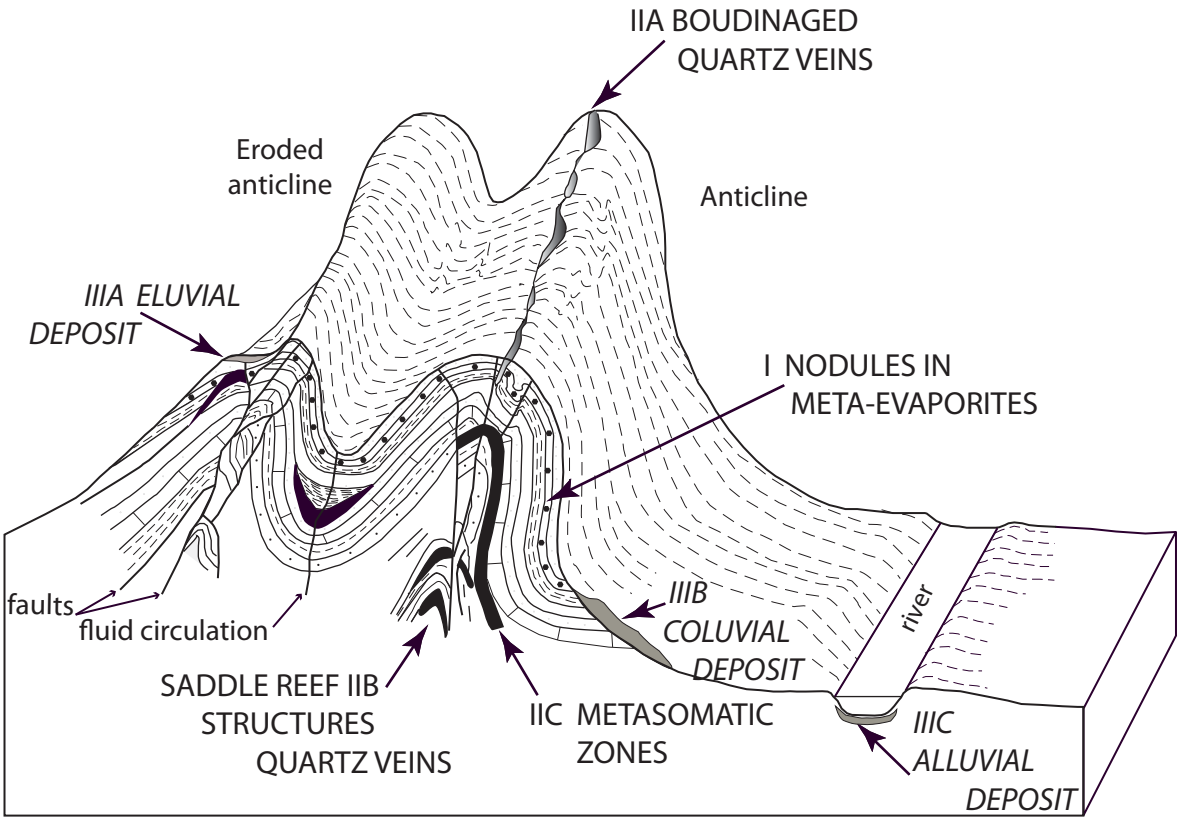


Figure IV-16 : Schematic cross-section of the different types of tsavorite deposits in the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt (modified from Malisa 1987; Malisa and Muhongo 1990)
The primary deposits are of three types: Type I: Nodules in meta-evaporites levels intercalated within the metamorphic series more precisely in Ca-dominated rocks such as carbonated gneiss and calc-silicates with intercalations of marble (Kenya, Madagascar, part of Tanzania and Antarctica deposits). Type II: The metamorphic formations are affected by tight ductile isoclinal folding and shearing. Tsavorite occurs in quartz veins located at the hinges of the sheared isoclinal folds (Type IIA) and within 'saddle reef' structures (Type IIB). The deformation and shearing are associated with fluid circulation and percolation in the opened structures. The metamorphic rocks underwent metasomatic phenomena such as pyritisation, graphitisation, silicification and carbonatisation with sometimes precipitation of tsavorite (Type IIC). This type of deposit is found in the Lelatema area and Ruangwa in Tanzania, and in Pakistan.
The secondary deposits (Type III) result from the erosion of the primary ones. Three sub-types are described: (i) sub-type IIIA corresponds to eluvial deposits such as those found in the Merelani area and in Kenya; (ii) sub-type IIIB is coluvial deposits such as those located in the Merelani area and in Kenya; (iii) sub-type IIIC is alluvial deposits forming the placers of Tunduru and Umba in Tanzania.

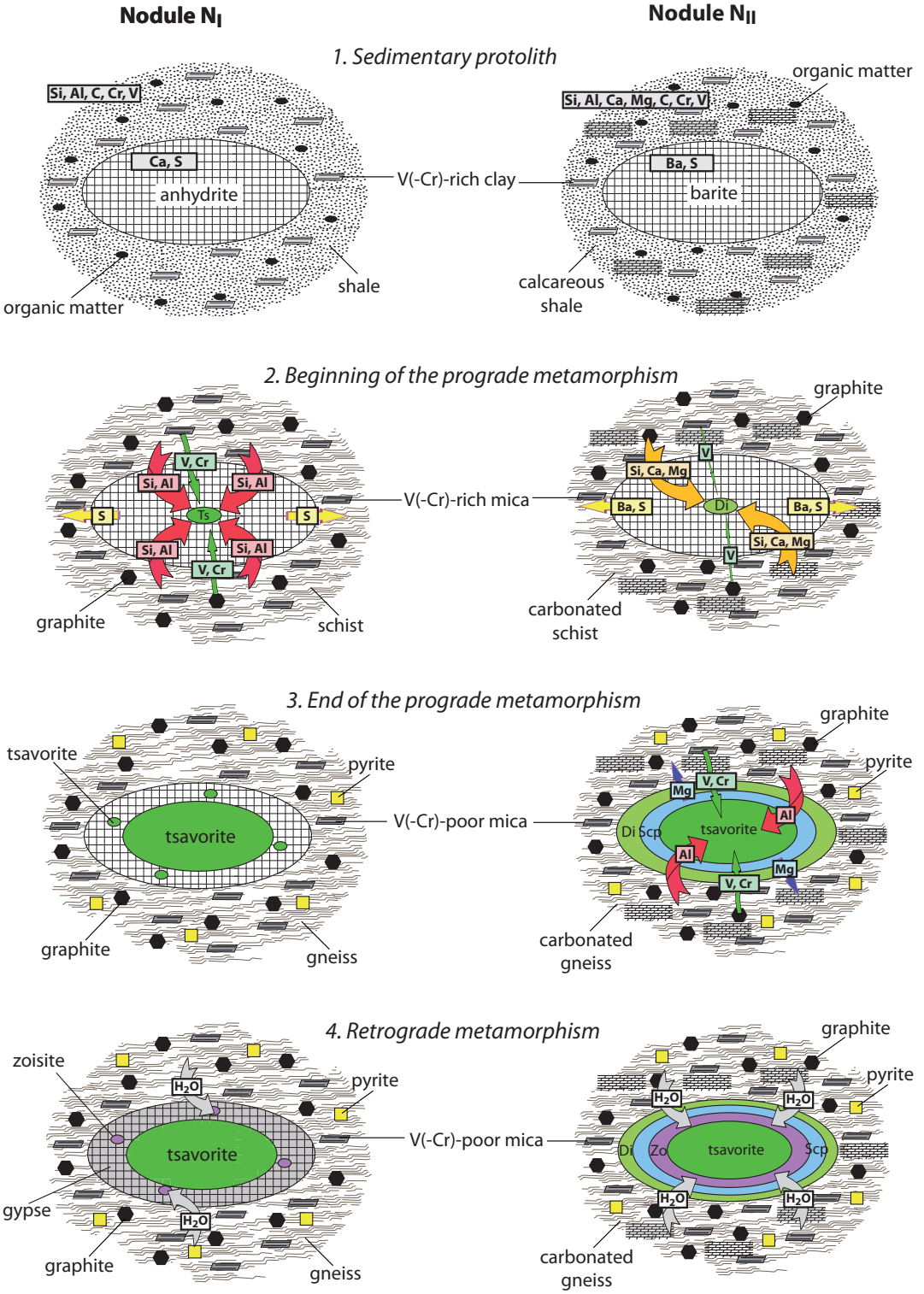


Figure IV-17 : Schematic representation of the formation of tsavorite-bearing nodules

Two kinds of nodules are considered: (1) nodules Type N_I were initially anhydrite concretions within silica-rich shales; (2) nodules Type N_{II} were initially barite concretions located within calcareous shales. Both types of shales contained V(-Cr)-rich clays and organic matter. At the beginning of the prograde metamorphism, the hosting shales turned into schists, and V(-Cr)-rich clays and organic matter transformed into respectively V(-Cr)-rich micas and graphite.

For the crystallisation of tsavorite in nodules Type N_I, Si and Al came from the schist, and V and Cr from the clays transported into the anhydrite core and formed tsavorite using the Ca from the evaporitic sulphate following the equation $3CaSO_4 + 2Al^{3+} + 3SiO_2 + 6H_2O \rightarrow Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + 6O_2 + 3H_2S + 6H^+$. H_2S is trapped in fluid inclusion cavities during the growth of tsavorite. The sulphur is expelled into the schist to form pyrite. At the end of the prograde metamorphism, most of the anhydrite had been replaced by tsavorite which is also present as small crystals scattered in the evaporitic rims. During retrograde metamorphism, these crystals are rehydrated and changed into vanadian zoïsite in the rim.

saline fluid composition; Banks et al. 2000): H_2O-NaCl-CO_2-[Ca-K-Mg-Fe-Li-SO_4]. High temperature fluids and molten salts in closed metamorphic systems can significantly mobilize chemical elements (Al-Cr-V) required to produce gems, such as marble-hosted ruby in Asia (CO_2-salty and sulfurous-rich metamorphic fluids; Giuliani et al. 2003): CO_2-H_2S-COS-S_8-AlO(OH) and with molten salts (Na-Ca-K-SO_4-CO_3). In both type of deposit, thermochemical reduction of sulphate is invoked as a main reaction for the mobilization of the Cr-V-chromophores responsible for the green and red color of respectively emerald and ruby (Giuliani et al. 2011b). The model of tsavorite genesis is still in development but the sulfurous-rich metamorphic fluids [H_2S-S_8 ± (CH_4) ± (N_2)] trapped by tsavorite and tanzanite are probably the main marker of the role of evaporites in the formation of both V-minerals in the NMMB. The nature of the evaporites is constrained by the $\delta^{11}B$ values of the dravite associated with tsavorite in different mines of Kenya, Tanzania and Madagascar (Tableau IV-4) respectively between -17.4 and -21.1 (mean $\delta^{11}B$ = -19.2 ± 1.3 ‰; n=6; this work). These $\delta^{11}B$ values indicate clearly a continental origin for the evaporites (Barth 1993). On the contrary, based on trace elements and REE distribution patterns of the graphitic gneiss of Merelani, Olivier (2006) suggested a volcanic arc environment associated with a back- or fore-arc spreading basin for the original sediments.

4.1.6.6 A new model for the genesis of tsavorite deposits

The nature of the metamorphic pile and the geochemistry of the tsavorite host-rocks such as in Kenya converge to an epeiric carbonate platform succession with a combination of saltern and evaporite mudflat of gypsum and anhydrite (Warren, 2006). The presence of a sedimentary or tectonic barrier separated probably pericontinental from epicontental seaways and at times the shallow epeiric seaway was converted to saltern mudflat (sabkha) with continental inputs. The presence of carbonate or siliciclastic and/or evaporitic matrix in the rocks is indicative of sediment deposited in a continental zone which was temporarily flooded by the tides. The most suitable environment for such conditions is a marine coastal sabkha environment as defined by Warren (2006). The gypsum and anhydrite crystals and nodules typically with enterolithic and 'chicken-wire' textures confirm their formation in supratidal zones. The huge concentration of organic matter in some levels associated with the tsavorite host-rocks may represent original microbial mats.

All the elements for tsavorite formation are contained in the host-rocks of tsavorite (graphitic gneiss, calc-silicates and sulphates). The nodules of tsavorite are the product of isochemical metamorphism by transfer of elements with calcium originating from sulphates and

± carbonates, alumina and silica from clays. V and Cr may be concentrated in clays (Ripley et al. 1990) and chlorite (Breit and Wanty 1991). In Merelani, the source of V is graphite from the graphitic schist with a V content up to 2600 ppm indicating that original organic matter was V-rich (Olivier 2006). These V-Cr precursor minerals were consumed during prograde metamorphism to form tsavorite (Pohl et al. 1980; Malisa 1987; Suwa et al 1996; Olivier 2006; Giuliani et al. 2008; Feneyrol et al. 2010a). During retrograde metamorphism V and Cr were already extracted from the host-rocks of tsavorite and/or tsavorite by the metasomatic and hydrothermal fluids for the formation of tanzanite and karelianite in quartz veins and tanzanite rims around the nodules of tsavorite (Malisa 1998; Olivier 2006; Giuliani et al. 2008).

4.1.7 Conclusions

All economic tsavorite deposits are hosted in the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt stretching from the Arabian-Nubian shield to East Antarctica, through East Africa, Madagascar and Pakistan. They were formed during a period from 650 to 550 Ma which corresponds to Neoproterozoic Himalayan type continental collision between eastern and western Gondwana blocks following the closure of the Mozambique Ocean.

The tsavorite deposits, closely related to the structural assembly of the Mozambique Belt, underwent high amphibolite to granulite facies metamorphism. Tsavorite crystallized in the metasedimentary formations at relatively high temperature between 600 and 750°C during prograde and retrograde facies.

All the deposits are hosted by metamorphosed sediments formed by a succession of quartzites, kyanite ± sillimanite - biotite ± almandine graphitic gneisses and schists, calc-silicates and marbles, with lenses and levels, and/or matrix of meta-evaporites. The meta-sediments derived from an ancient platform evaporite environment in a widespread and shallow epireic platform with alternation of marine and non-marine seaways, i.e. marine coastal sabkha. This alternation leads to salt and evaporitic mudflat sulphate systems (sabkha-like) mixed with marine carbonates and continental siliceous inputs under arid climate conditions.

Tsavorite is hosted in nodules and veins. The nodules resulted from isochemical metamorphism during the prograde facies, calcium coming from sulphates and ± carbonates, alumina, silica, vanadium and chromium probably from clays and chlorite. The veins are related to folding, thrusting and shearing during the East African Orogen, with metasomatism developed during the retrograde metamorphism. Primary tsavorite deposits are controlled by lithostratigraphy (nodules) and tectonic (quartz veins). Lithostratigraphy is the more essential metallotect

and the presence of evaporites is essential to form tsavorite in nodules.

4.2 Les gisements de tsavorite de Lemshuku en Tanzanie

Lemshuku se situe dans le nord-est de la Tanzanie, sur le flanc ouest de l'anticlinal de Lelatema (Figure IV-10). Le site minier de Lemshuku est particulire car : (i) il s'agit du lieu où Campbell Bridges a découvert la tsavorite; (ii) les trois types de minéralisation à tsavorite (nodule, veine de quartz et placer) sont présents, ce qui est unique.

4.2.1 Etude géologique du district minier de Lemshuku

Dans cette partie, publiée dans la revue *Compte-Rendu Géoscience* sous le titre *Lithostratigraphic and structural controls of 'tsavorite' deposits at Lemshuku, Merelani area, Tanzania*, l'étude géologique de la région de Lemshuku est réalisée. Elle a permis de relever la colonne lithostratigraphique des formations encaissant les minéralisations primaires à tsavorite, ainsi que d'établir la carte géologique du district minier de Lemshuku. L'étude structurale montre que les veines de quartz à tsavorite sont associées à des plis sioclinaux serrés affectés par du cisaillement. L'ensemble des observations réalisées indiquent que les minéralisations primaires à tsavorite de Lemshuku sont contrôlées par la lithostratigraphie et par la struturale.

Lithostratigraphic and structural controls of 'tsavorite' deposits at Lemshuku, Merelani area, Tanzania

Julien Feneyrol, Gaston Giuliani, Daniel Ohnenstetter, Elisabeth Le Goff, Elias P.J. Malisa, Mark Saul, Eric Saul, John Saul, Vincent Pardieu

C. R. Geoscience 342 (2010) 778–785
Received 2 February 2010; Accepted after revision 10 July 2010; Available online 15 September 2010.

Keywords: Tanzania, Lemshuku Mine, 'Tsavorite', Quartz vein, Lithostratigraphic and structural controls

Abstract

The first study of the Lemshuku 'tsavorite' mining district is presented. From bottom to top, the lithostratigraphic column corresponds to ametasedimentary sequence composed of quartzite, fine-grained graphitic gneiss, kyanite-graphite gneiss, biotite-almandine gneiss, metasomatized graphitic gneiss and dolomitic marble. 'Tsavorite' occurs in quartz veins and rarely as nodular concretions. Two factors control mineralization: (1) lithostratigraphy, with 'tsavorite' in association with pyrite and graphite confined to quartz veins within the metasomatized graphitic gneiss; and (2) structure, with the mineralized veins characteristically controlled by tight isoclinal folds associated with shearing.

4.2.1.1 Introduction

'Tsavorite', the green vanadian variety of grossular $Ca_3(Al,V)_2(SiO_4)_3$, is a high value gemstone which combines the important gemmological properties of hardness, high dispersion, brilliance and transparency (Pardieu, 2005; Pardieu and Hughes, 2008). 'Tsavorite' is rare and economic deposits are known only in Kenya (Bridges, 1974; Pohl and Niedermayr, 1978; Suwa et al., 1996), Tanzania (Bridges, 1974; Malisa, 1987; McClure, 1999) and Madagascar (Mercier et al., 1997). It was first discovered in the late 1960s by C. Bridges (Bridges, 1974) in the Lemshuku area of northeastern Tanzania, with subsequent discoveries made in the region south of the Taita Hills of southeastern Kenya. Other 'tsavorite' occurrences have been described more recently in the Swat Valley, Pakistan (Hussain, 2005; Jackson, 1992), and in the Sør Rondane mountains of Antarctica (Osanai et al., 1990). All these worldwide vanadian grossular

deposits formed during the Panafrican orogenesis, 730–530 Ma (Meert, 2003), and are hosted in vanadian graphitic gneisses belonging to metasedimentary formations of the Neoproterozoic Mozambique Belt (Walton and Marshall, 2007) (Figure IV-18). The gemmological features of 'tsavorite' from Kenya and Tanzania have been characterized extensively (Kane et al., 1990; Muije et al., 1979; Schmetzer and Bank, 1982; Switzer, 1974) but the genetic model of the deposits has
not been proposed.

The present contribution gives detailed mapping, field relationships, lithostratigraphy and structural data for the Lemshuku 'tsavorite' deposit, as well as setting out the main features of the mineralization. The importance of the lithostratigraphic and tectonic control is based on field evidence obtained during recent mining operations at Lemshuku. Guides for regional exploration are proposed.

4.2.1.2 Geological setting

The Mozambique Belt (Holmes, 1951), a part of Gondwana, was formed by crustal segments deformed and metamorphosed during Neoproterozoic to Cambrian times (Meert et al., 1995). This north-south trending orogenic belt stretches from the Arabian-Nubian Shield to Madagascar (Muhongo, 1999b; Stern, 1994), and occurs also in India (Kriegsman, 1995), Sri Lanka (Kriegsman, 1995), and eastern Antarctica (Jacobs et al., 1998). The Mozambique Belt resulted from a Late Neoproterozoic continental collision of 'Himalayan type' between eastern and western Gondwanaland following the closure of the 'Mozambique Ocean' (Shackleton, 1996). Most of the gems occur in deposits located in the north-south high-grade metamorphic Mozambique Belt (Le Goff, 2008), also called the 'Gemstone belt of East Africa' (Malisa and Muhongo, 1990). These include garnets ('tsavorite', rhodolite, pyropespessartine, i.e. 'color change garnet'), ruby, sapphire, vanadian zoisite 'tanzanite', tourmalines, kyanite, diopside, scapolite (Le Goff, 2008; Malisa, 1987) and several others as kornerupine and kyanite.

In Tanzania, the Neoproterozoic structures of the Mozambique Belt are characterized by thrusts and faults (Le Goff, 2008; Le Goff et al., 2010). Three main deformation events are recognized in the northeastern part of the country:
(a) the D1 phase is characterized by the formation of recumbent and sheath folds. From studies of metasedimentary units in South-East Kenya (Taita Hills) which are correlated with those of Tanzania's Masai Steppe, this phase of deformation is estimated to have occurred at ca. 640 Ma (Hauzenberger et al., 2007) under granulitic conditions, P = 10–12 kbar, T = 760–840°C

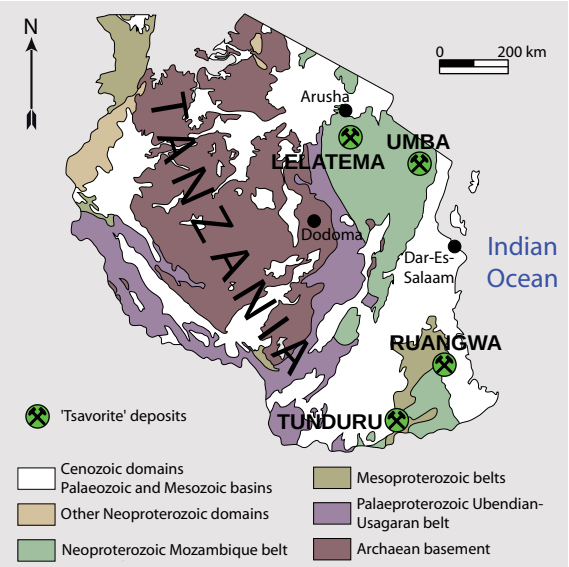


Figure IV-18 : Geological map of Tanzania (modified after Pinna et al., 2004) and the 'tsavorite' deposits
The Merelani, Lemshuku and Namalulu mines are located in the Lelatema area.

(Hauzenberger et al., 2004). In the Eastern Granulites in north-east Tanzania orthogneisses and metapelites gave P = 9.5–11 kbar and T = 810°C (Appel et al., 1998).

(b) the D2 event consists of heterogeneous deformations most readily observed at tectonic contacts between the basement and overlying metasedimentary units (Le Goff, 2008; Le Goff et al., 2010); it took place under amphibolite facies conditions (P = 5.4–6.7 kbar, T = 620–670°C) as estimated in metasedimentary units in South-East Kenya (Mercier et al., 1999).

(c) the D3 event forms in the amphibolite facies and is characterized by large north-south trending folds such as the Lelatema Fold Belt (Le Goff, 2008; Le Goff et al., 2010) in the Merelani-Arusha region. This deformation is coeval with the formation at ca. 560 Ma (Hauzenberger et al., 2007) of NW-SE vertical and sinistral shear zones forming mylonites in amphibolite-greenschist facies and formation of the Merelani 'tanzanite' deposit and the Lossogonoi ruby deposit (Le Goff, 2008; Le Goff et al., 2010).

The 'tsavorite' and 'tanzanite' mineralizations in the Merelani, Lemshuku and Namalulu mining districts all occur in the Lelatema Fold Belt of the Eastern Granulites (Fritz et al., 2009) (Figure IV-18). In the Merelani-Lemshuku areas, the metamorphic formations have been isoclinally and tightly folded, and the foliation is oriented NE-SW with dips commonly ranging from 30 to 608 towards the northwest (Muhongo et al., 1999). Several metamorphic facies have been distinguished in the two mining areas including garnet-kyanite/sillimanite-biotite gneiss, kyanite/sillimanite-graphite gneiss, biotite-graphite gneiss, calc-silicate rocks, quartz-feldspar gneiss, dolomiticmarble, and pegmatites (Malisa, 1987; Muhongo et al., 1999). The rocks have

been retrograded from granulite to greenschist facies (Muhongo et al., 1999) at 600 Ma (Malisa, 1987). P-T conditions for theMerelani gneisses have been estimated at 600–740°C and 7.7–9.1 kbar (Malisa, 1987), and at 610–670°C and 6–6.5 kbar (Muhongo et al., 1999).

The most prominent producing district is in the Merelani area, with the 'Tanzanite One' mine (Wilson et al., 2009) located in a metasedimentary unit on the western slope of the Lelatema Fold Belt in the upper part of the Neoproterozoic nappes. The mineralization is hosted by graphitic gneiss, and 'tanzanite' is commonly associated with 'tsavorite' in faulted and hydrothermally altered zones with boudinaged pegmatites and quartz veins concordant to the regional foliation (Malisa, 1987). The gems commonly occur in extensional veins in fold hinges (Malisa, 1987; Malisa and Muhongo, 1990). The second most important zone of economic mineralization is likewise hosted in graphitic schists on the western slope of the Lalatema Fold Belt and its extension, and includes the 'tsavorite' occurrences at Lemshuku and Namalulu.

4.2.1.3 The Lemshuku mining district

Two types of 'tsavorite' deposit are known in this area (Figure IV-19):
(a) primary deposits formed by a polyphased metamorphic-hydrothermal system at the Komolo (3°51'36.25''S – 36°51'48.51''E) and Lemshuku mines (3°52'2.80''S – 36°50'59.70''E). At these localities, two subtypes of mineralization have been recognized:

a1) 'Tsavorite'-bearing quartz veinlets and gashes which cross metasomatized vanadian graphitic gneiss. This is the main type of mineralization at Komolo and Lemshuku. According to miners, the Komolo mine was the most productive 'tsavorite' mine in the area during its heyday, 1992 to 1998.

a2) 'Tsavorite'-bearing potato-like nodules, averaging 8 cm in diameter. To date, such nodules are very rare and have only been found in the wastes of the Komolo mine. They correspond to porphyroblasts with kelyphitic rims;
(b) placer deposit at Lemshuku (3°51'37.01''S – 36°51'15.94''E) formed down-slope of the primary occurrences as the hillside eroded away forming proximal accumulations in a detritic basin. The placer is composed of fragments and blocks of graphitic gneiss characterised by kyanite and green mica, with lengths ranging from a few centimetres to more than a metre and commonly consolidated by fine-grained particles. Lower parts of the placer contain larger and more angular fragments with smaller sizes and betterrounded materials found near the top. 'Tsavorite' occurs in angular and weakly rounded fragments up to 3 cmin size, as are other gemstones, including green tourmaline, kyanite and ruby.

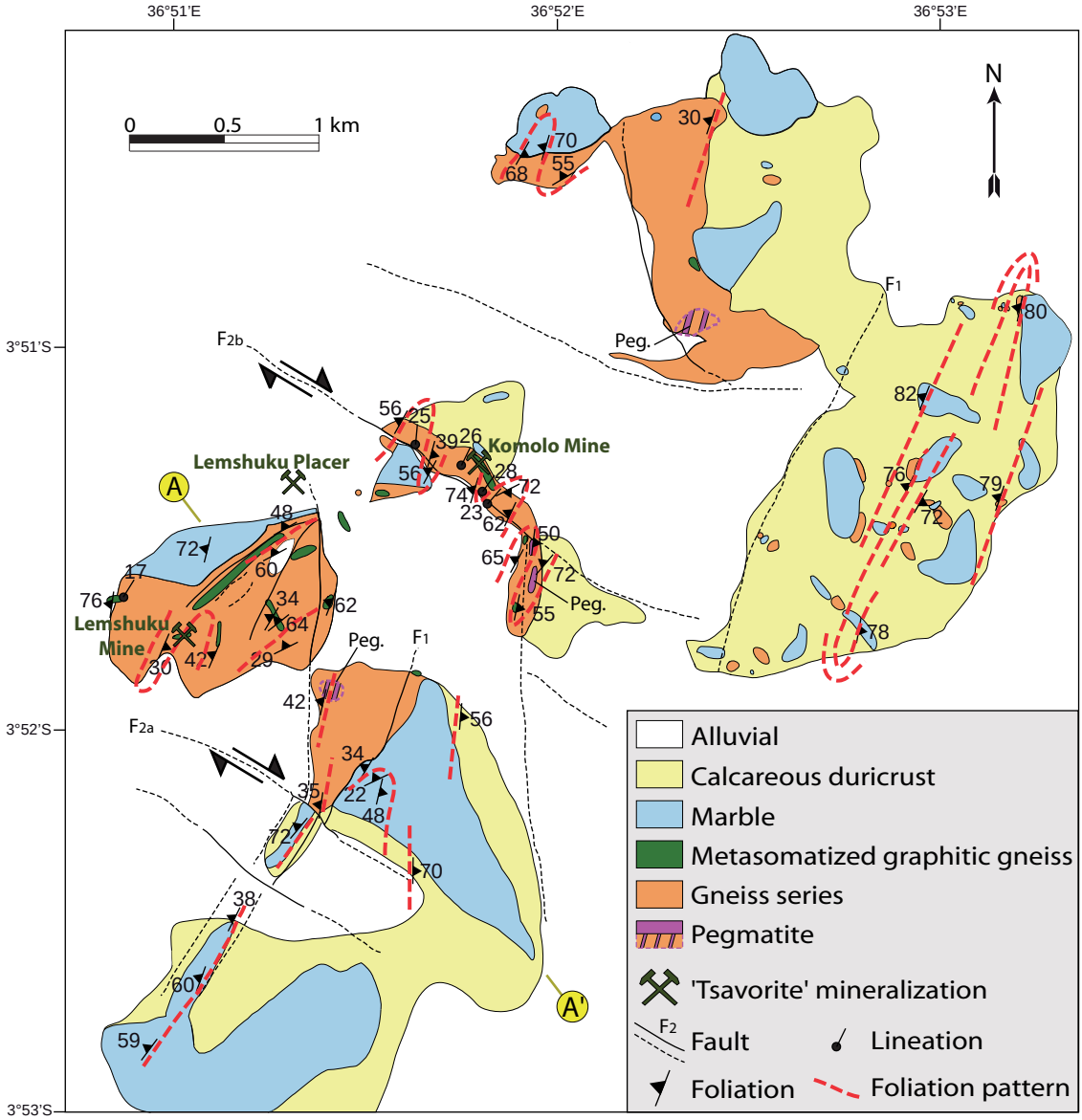


Figure IV-19 : Geological map of the Lemshuku area (see Figure IV-18 for the location)
Pegmatite thickness has been exaggerated to show their occurrences and orientation.

4.2.1.4 Lithostratigraphic column

From bottom to top, the 100-metre Lemshuku lithostratigraphic column (Figure IV-20) is composed of the following units:

(1) a reddish quartzite unit with concordant amphibolite layers, 2–5m thick;

(2) white to grey fine-grained graphitic gneiss, about 7m in total thickness, composed of medium-grained quartz, feldspars and disseminated graphite in 60 cm thick layers;

(3) kyanite-graphite gneiss, 20m thick with kyanite crystals up to 3 cm in length, some of which are gem quality. Green mica is locally associated with the kyanite and both are found under-

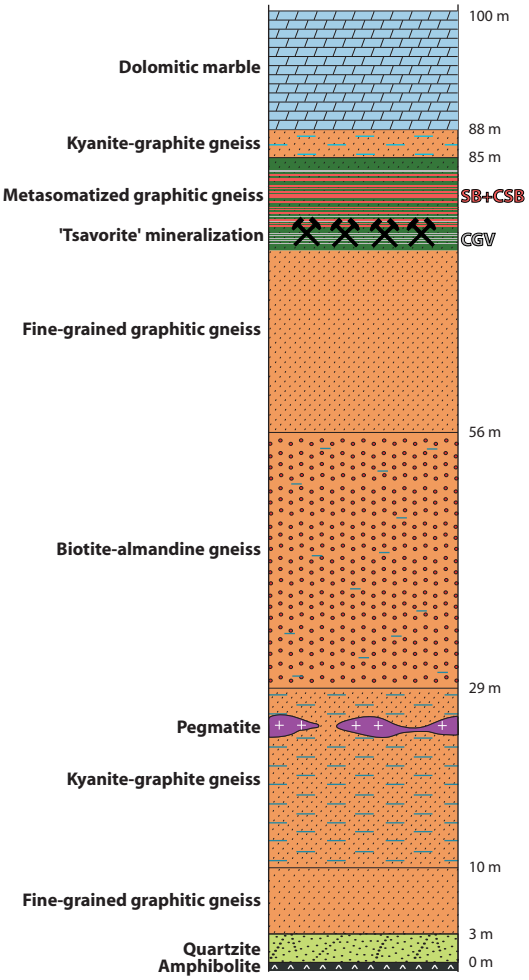


Figure IV-20 : Lithostratigraphic column of the Lemshuku area
CSB: calc-silicate bands; CGV: carbonate-gypsum veinlets; SB: siliceous bands.

lining the lineation at ca. N025° which follows the regional foliation (Figure IV-21). Granitic pegmatites, up to 2m wide, concordant with the regional foliation, were injected into the kyanitegraphite gneiss. The pegmatites are boudinaged and may host green Cr-bearing tourmaline;
(4) biotite-almandine gneiss, 27m thick, with a composition of quartz + feldspars + biotite + disseminated almandine. Kyanite and graphite are rare;
(5) fine-grained graphitic gneiss hosting ‘tsavorite’ mineralization. The bottom and middle sections of this unit are formed by an assemblage ofquartz + feldspars + graphite + green micas + kyanite + hematite. The upper part of the unit, composed of fine-grained vanadian graphitic gneiss intercalated with siliceous and calc-silicate bands, is affected by major fluid–rock interactions concurrent with the formation of the ‘tsavorite’-bearing quartz veinlets. This metasomatism is characterized by an intense silicification, graphitization and sulphuration with pyrite, chalcopyrite and sphalerite. ‘Tsavorite’ mineralization occurs in quartz veins, veinlets and gashes, where the grossular is associated with quartz, carbonate, pyrite, and graphite. These

associated minerals are also disseminated in the graphitic gneiss in the proximity of the quartz veinlets. The 'tsavorite' crystals have a deep green colour, are 1–10 cm long and are larger than those found in the placer. Blue zoisite, i.e. 'tanzanite', may develop as rims around the grossular crystals. Carbonate-gypsum veinlets (CGV), a few millimeters to 2 cm in thickness, have been injected into the metasomatized gneiss, siliceous bands (SB), and calc-silicate bands (CSB);
(6) kyanite-graphite gneiss, 2m thick, overlies the fine-grained metasomatized graphitic gneiss;
(7) the top of the lithostratigraphic column is made up of whitish coarse-grained dolomitic marble that formed the tops of many of the hills in the mining area.

The lithostratigraphic columns of the Merelani and Namalulu areas are similar to that at Lemshuku, though at Namalulu the dolomitic marble unit presents different variations in facies: with (from bottom to top) whitish anhydrite-bearing marble, whitish baryte-bearing marble, yellowish to orange marble. These marbles are overlaid by a greyish marble layer which contains concordant decametric lenses of gypsum-anhydrite-pyrite as well as 3m long lenses of calcitic marble with green and gemmy diopside, scapolite (60% marialite), pyrite and graphite.

4.2.1.5 Structure

In the Lemshuku area, the stratification and the foliation planes are parallel as observed in the Merelani and Namalulu areas. This S_{0-1} plane strikes N031° with a dip ranging from 40 to 70° to the north-west or in places toward the south-east (Figure IV-19 and Figure IV-21). The NE-SW direction of S_{0-1} is concordant with the regional strike of the foliation reported for the Merelani area (Grainger, 1964; Macfarlane, 1965; Muhongo et al., 1999; Tanzanian Geological Survey, 2002). The stereonet in Figure IV-21 shows that the Lemshuku area has been affected by a fold with an axial plane oriented N010° and dipping 30° to the east (fold axis is N025°–10°NNE). The axial plane of the regional Lelatema fold has a strike of N010° with a dip of 75° to the east (fold axis is N016°–30°NNE) (Grainger, 1964; Macfarlane, 1965). It is similar to the calculated strike for the Lemshuku fold. The foliation pattern shows that these folds are isoclinal and very tight (Figure IV-19). Such features are typically observed in the mines where tight decimetre to multicentimetre
isoclinal folds affect the fine-grained graphitic gneiss.

The regional faults have two sets of directions which are also found in the smaller Lemshuku area (Figure IV-19): F_1 exhibits NNE-SSW (ca. N030°) orientations, and F_2 ENE-WSW

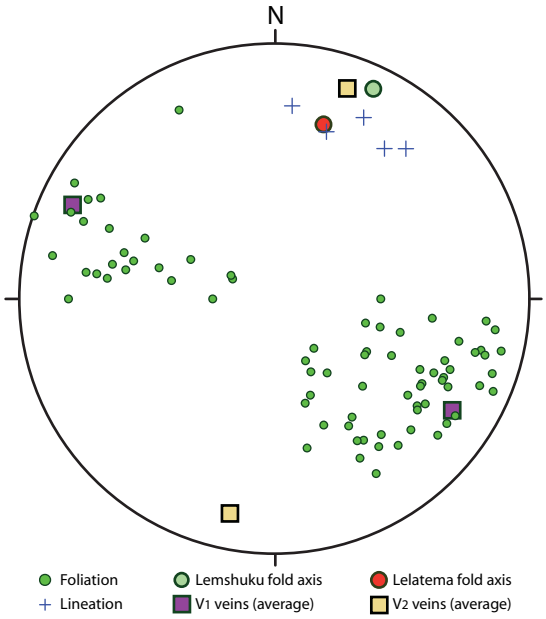


Figure IV-21 : Stereonet diagram (Schmidt diagram, lower hemisphere) showing the Lemshuku foliation variations which give the fold axis of the study area
Quartz vein families V_1 and V_2 are represented by their average poles.

(ca. N120°). F_1 are parallel to the foliation and are consistent with the Lelatema fault system which circumscribes the Lelatema Fold Belt on the western slope and downthrows to the west (Macfarlane, 1965). They are ductile faults and materialized contacts between metasedimentary and volcanoplutonic formations (Le Goff, 2008; Le Goff et al., 2010). F_2 have been observed on a more local scale in the northern part of the Lemshuku area and crosscut the Lemshuku fold. F_2 are interpreted as brittle down-throwing faults (Macfarlane, 1965). In the Lemshuku area, a number of field criteria indicates that F_2 faults have a shear component with a predominant dextral movement direction (Figure IV-19): (1) F_{2a} shows a clear displacement of the marble unit in a dextral sense; (2) F_{2b} is characterized by the presence of drag-folded marble and gneiss indicating a dextral shearing; (3) sigmoidal quartz is present.

The ‘tsavorite’ deposit consists of veins and veinlets which present two main directions (Figure IV-21): the first set V_1, parallel to the foliation $S_{0\text{-}1}$, is oriented N010 to N040° (average azimuth N029°) with a steep dip of 65 to 85° mainly to the northwest but also to the southeast; the second set V_2 strikes N090 to N130° (average azimuth N104°), similarly dipping 60 to 80°, mainly to the northeast but also to the southwest. V_1 and V_2 are fault-filled veins varying in thickness from a few millimetres to 20 cm, with an average of ca. 5 cm. These veins form parallel elongated and boudinaged lenses disposed en echelon within their host structures. ‘Tsavorite’ occurs in the lenses where V_1 and V_2 present their maximum thicknesses (ca. 20 cm), and in places where V_1 and V_2 cross and form a pocket vein. In the shear zones at the Komolo mine, it

is observed that near their lateral terminations V_1 veins grade into isolated veinlets separated by barren wall rock. V_1 veins are also associated with major fluid circulation and interaction with the wall rocks. Individual quartz bands may be separated by slip surfaces coated by graphite and pyrite. Crack-seal textures are also recorded in V_1, indicating that repeated episodes of oblique extension of the shear fracture have alternated with episodes of slip along the fractures. Hydraulic breccias are observed and consist of angular metasomatized wall-rock fragments cemented by an hydrothermal matrix (graphite-pyrite-quartz), showing no evidence of rotation during the implosion.

4.2.1.6 Discussion and conclusion

'Tsavorite' mineralization in the Lelatema Fold Belt is hosted in a tightly and isoclinally folded Neoproterozoic metasedimentary sequence located on the Eastern Granulites cover of the Mozambique Belt (Fritz et al., 2009). The economic occurrences of Merelani, Lemshuku and Namalulu are restricted to the western flank of the high amplitude Lelatema anticlinal fold. Lithostratigraphic and structural controls are both important factors for the occurrence of 'tsavorite' deposits.

4.2.1.6.1 Lithostratigraphic control

The metamorphosed and deformed platformal sediments hosting these 'tsavorite' deposits are 100m thick at most. In the Lemshuku and Namalulu mining districts, the 'tsavorite' mineralization is located at the contact between the fine-grained vanadian graphitic gneiss and the marble unit. Graphitic gneiss and marble contrast with one another in their competency and chemistry and at Lemshuku, the 'tsavorite' mineralization is located in the transition zone between the two. The ore zone is composed of metasomatized graphitic gneiss and quartz veinsbearing 'tsavorite'-carbonate-anhydrite and (gypsum)-graphite-sulphides veins. The metasomatic rocks are the result of fluid-flow alteration and are marked by epigenetic growth of pyrite, V-pyrrhotite, sphalerite, V-micas, quartz and carbonates. Originally, the host-rocks were black shales (Giuliani et al., 2008) and the V-Cr precursor minerals were consumed during the prograde metamorphism, with resultant vanadium and chromium contents of the graphitic gneiss of 797 and 213 ppm, respectively. During the metasomatic event, these elements were mobilized by pervasive fluids related to the formation of quartz veins and concentrated in the hydrothermal phases. The graphitic gneisses provided vanadium, chromium, alumina and silica, and the intercalations of marble and sulphates gave calcium necessary for the formation of

the vanadian grossular. All these elements were proximal and the formation of the 'tsavorite' is therefore controlled by the lithology and fluid–rock interaction.

4.2.1.6.2 Mineralization versus structure

At the Lemshuku mine, 'tsavorite' is contained in faultfilled veins related to the main shear-zone. Such veins are observed in brittle-ductile to ductile shear zones (Robert and Poulsen, 2001). The conformity of strike of the lineation, foliation, and V_1 fault-filled veins means that folding, shearing and vein-growth were coeval. Crack-seal bands of cleaved wall-rock, pyritization on the foliation planes of the tight decimetric isoclinal folds, and the extensional veins which formed in the hinge of the folds (saddle reef structure (Cox et al., 1995; Sibson and Scott, 1998)) are indicative of vein formation and hydrothermalmetasomatic fluid circulation during regional metamorphism. Such structures are also described in the Merelani mines. In the ore zones, the quartz veins are relatively narrow or/and disappear on fold limbs but are thicker on the crests of anticlines (Malisa and Muhongo, 1990). They are found for over a kilometre along strike and up to 300m down dip from the surface in the 'Tanzanite One' mine (Wilson et al., 2009).

At the Lemshuku mine, fluid pressure and stress constraints caused by differences in competency of lithologies, tensile strength, and internal friction (Sibson and Scott, 1998) have opened extensional fractures generating fault-fracture meshes which produced the V_2 veins. Fluid overpressure characterized by the presence of hydraulic breccias (Sibson et al., 1988) testifies to repeated episodes of hydraulic fracturation, fluid circulation and metasomatic alteration.

In the Lemshuku area, the style of deformation of the metasediments is characterized by tight faulted folds parallel to the bedding. This has led to shearing which has increased the stratigraphic thickness of the units (Figure IV-22).

4.2.1.6.3 Comparisons with other worldwide 'tsavorite' deposits

The association of graphitic gneiss and marble for the host rocks of 'tsavorite' was first mentioned by Bridges in North-East Tanzania and in South-East Kenya (Bridges, 1974). This association may characterize 'tsavorite' deposits throughout the Mozambique Belt (Walton and Marshall, 2007). In general, the marble unit is located adjacent to the graphitic gneiss or metapelites as in the case in northern Tanzania, in Madagascar (within the Precambrian granulitic Vohibory Group (Mercier et al., 1997)), and in Pakistan (within the Pacha Formation of

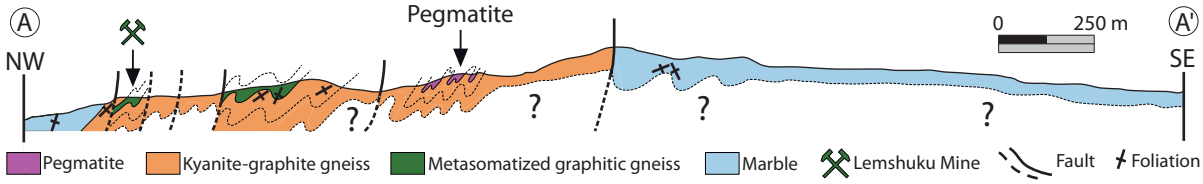


Figure IV-22 : Cross-section of the Lemshuku area (see Figure IV-19 for the location)
The vertical scale has been exaggerated for better visualisation.

the Early Proterozoic Manglaur Group which consists of pelitepsammite, quartzite and minor marble, calc-silicate rock, graphitic schist and amphibolite (Hussain, 2005)). In the Voi region of Kenya, the 'tsavorite' is restricted to the upper part of the Lualenyi Member of the Mgama-Mindi Formation (Pohl and Niedermayr, 1978). This formation is composed of orthogneiss, paragneiss, mica schist, kyanite schist, graphite schist, quartzite, calc-silicate rock and marble (Walton and Marshall, 2007). The 'tsavorite' is found in graphitic gneiss interbedded within calcareous nodules or immediately adjacent to marble (Pohl and Niedermayr, 1978; Walton and Marshall, 2007). In the Baragoi region, north of Nairobi, the marbles occur in calcareous seams disseminated in graphitic schist (Key and Hill, 1989). In the Menipa mountain in Antarctica, the 'tsavorite' is hosted by graphite-bearing calcareous metapelites (Osanai et al., 1990).

Two types of mineralization are recognized in the Lemshuku area:

(1) nodular concretions only known from the tailings of the Komolo mine though commonly observed in situ in Kenya (Suwa et al., 1996) and Antarctica (Osanai et al., 1990). In Kenya, the nodules form a mineralized horizon within calc-silicate graphite gneiss (Suwa et al., 1996) or they are found in a zone within graphitic gneiss adjacent to a pegmatite wall (Pohl and Niedermayr, 1978). The nodules are commonly rimmed by a narrow green kelyphitic assemblage of scapolite (meionite), vanadian zoisite ('tanzanite'), quartz and spinel.

(2) 'tsavorite'-bearing quartz veins, as observed at the Lemshuku and Namalulu mines are also described in Pakistan (Hussain, 2005) and Merelani as pockets filled by quartz, 'tanzanite', 'tsavorite', pyrite and graphite (Malisa, 1987).

4.2.1.6.4 Genesis of the Lemshuku and Namalulu deposits

Several stages leading up to the formation of the 'tsavorite' deposits in the Lemshuku-Namalulu mining districts can now be identified:

(1) sedimentation of the protoliths in a continental platformal series with evaporitic deposition such as proposed (Suwa et al., 1996) for the origin of scapolite in the Lualenyi deposit in Kenya;

(2) during the Pan-African orogenesis the sediments were metamorphosed to the amphibolite

facies, transforming detrital arenites into quartzites, shales rich in organic matter into vanadian graphitic schist, and carbonates into marble (see lithostratigraphic column in Figure IV-20). The association of anhydrite (and gypsum) with 'tsavorite' in quartz veins in Lemshuku, the presence of lenses of gypsum and anhydrite, graphite, and scapolite in carbonate lenses within the Namalulu marbles indicate the deposition of evaporites (salts and sulphates) in an euxenic carbonate platform environment, probably isolated from the open sea (Garnier et al., 2008);
(3) deformation of the metasedimentary platform units during the formation of the high amplitude Lelatema fold belt with shearing, formation of fault-filled veins, and metasomatism in the upper part of the graphite-rich gneissic unit.

4.2.1.6.5 Prospecting implications

The new information on the lithostratigraphy and structure of the Lemshuku and Namalulu 'tsavorite' deposits provides guidelines for prospecting on the western flank of the Lelatema Fold Belt. These include the need to locate: (1) fine-grained graphitic gneiss overlain by marbles containing lenses of meta-evaporites; and (2) structural details within the regional Lelatema anticline corresponding to second and thirdorder anticlines and synclines in a saddle reef model (Windh, 1995), along with shear zones associated with the deformation. Preliminary remote sensing studies of the Lelatema Fold Belt should provide a sufficiently detailed structural map; the focus can then change to standard geological mapping and prospecting in the field. Useful index minerals and rocks include: (1) gypsum-anhydrite in fractures within graphitic gneiss or as lenses in marble; (2) scapolite in marble or graphitic gneiss; (3) soils with the sulphate mineral jarosite which is formed by the oxidation of pyrite in arid areas, and is known from Merelani (Malisa, 1987).

4.2.2 L'exploitation de la mine de Lemshuku

L'extraction des 'tsavorites' du gisement primaire de Lemshuku était réalisée par des mineurs du village de Lemshuku employés par la société Swala Gem Traders qui leur reversait un pourcentage sur la production.

La mine est constituée d'une unique descenderie longue d'une centaine de mètres et ayant un pendage moyen de 45° (Figures IV-23a et IV-23c). Les 'tsavorites' de la mine de Lemshuku se trouvent dans des veines à quartz recoupant les gneiss graphiteux fins. Les mineurs progressent dans les gneiss en suivant ces veines (Figure IV-23b). Ils utilisent de la dynamite pour avancer dans les gneiss et remontent à la surface les blocs issus de l'explosion. Une

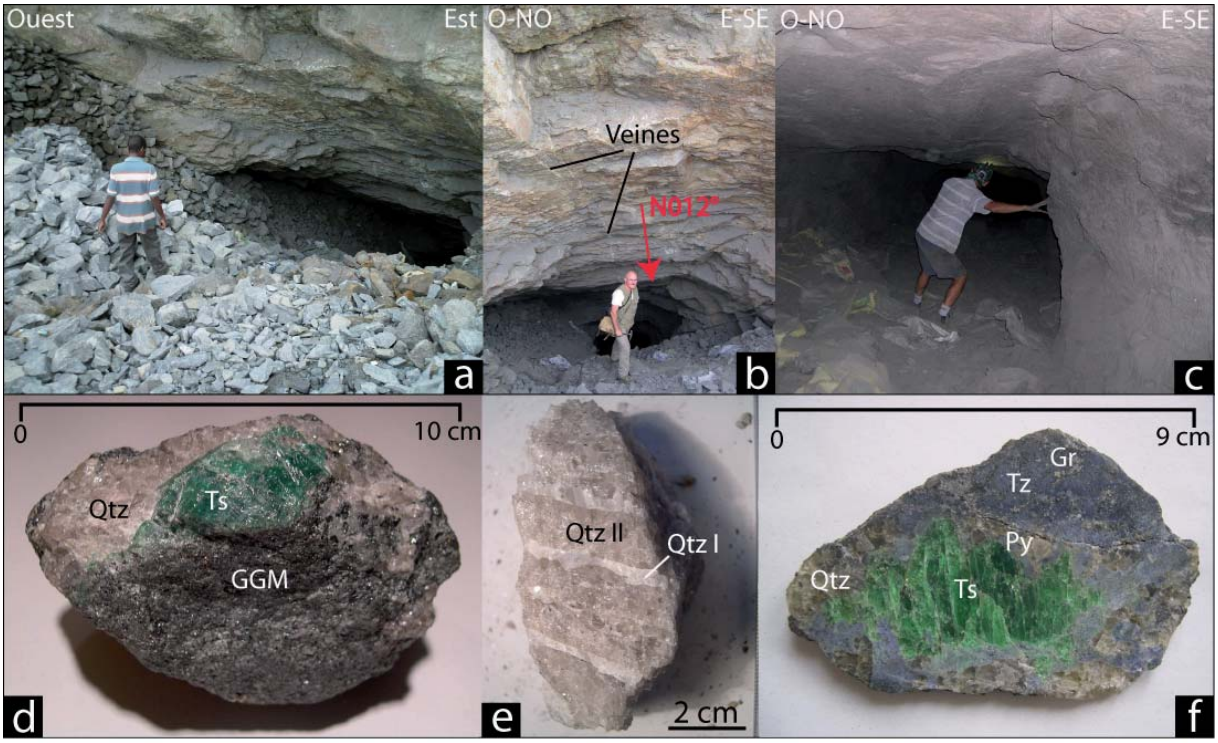


Figure IV-23 : Mine de Lemshuku et la minéralisation à 'tsavorite'

a) Vue sur l'entrée de la mine de Lemshuku. La pente est raide et avoisine 45°. b) Vue sur l'entrée de la mine de Lemshuku. Les mineurs creusent la descenderie en suivant les veines à quartz, carbonates et gypse qui contiennent la minéralisation à 'tsavorite'. La direction et le pendage de la veine principale, et donc de la galerie, sont concordantes à la foliation régionale $S_{0\text{-}1}$ (orientation NNE-SSO, pendage vers l'est). c) Vue de l'intérieur de la descenderie. La largeur de la galerie est d'environ 1 à 5 m et sa hauteur varie de 1,5 à 2 m. d) Cristal de 'tsavorite' (Ts) contenu dans une veine à quartz (Qtz) recoupant les gneiss graphiteux métasomatisés (GGM) fortement graphitisés et pyritisés. e) Aspect du quartz contenu dans les veines. Deux types de quartz sont distingués : le quartz de type I (Qtz I) apparaît sur la photo sous forme de fibres de couleur blanche ; le quartz de type II (Qtz II) est translucide. f) 'Tsavorite' (Ts) et son auréole de 'tanzanite' bleue (Tz). Le grenat est également associé au quartz (Qtz), à la pyrite (Py) et au graphite (Gr).

fois le front de mine dégagé, celui-ci est nettoyé à l'eau pour enlever la poussière chargée de graphite et repérer la veine minéralisée directrice. Ces opérations ne sont pas mécanisées.

Les gneiss hôtes de la minéralisation ont été transformés et altérés suite à la circulation de fluides hydrothermaux. Les veines et veinules à quartz, à carbonates et gypse, d'une épaisseur variant de quelques millimètres à une vingtaine de centimètres, se développent parallèlement au plan de foliation régionale (environ N031°). Au contact de ces veines boudinées, les gneiss ont subi des processus de silicification, de pyritisation et de graphitisation.

Les 'tsavorites' cristallisent au sein de veines à quartz (Figure IV-23d) en association avec du graphite et des sulfures (pyrite, chalcopyrite, sphalérite). L'altération hydrothermale a parfois formé une auréole de 'tanzanite' autour du grenat (Figure IV-23f). Deux types de quartz ont été observés à Lemshuku (Figure IV-23e) : (i) du quartz laiteux (type I) ; (ii) du quartz translucide (type II).

Les ‘tsavorites’ du gisement primaire de Lemshuku présentent parfois des faces cristallines. Les grenats ont une taille plus importante que ceux du placer (1 à 10 cm de longueur) et leur couleur est beaucoup moins variée mais plus sombre (grades 5G 3/8 à 5G 4/8 de la charte colorimétrique de Munsell, Figure IV-23d).

4.2.3 Le placer à tsavorite de Lemshuku

L’étude du placer de Lemshuku fait partie d’un article publié dans la revue de l’*Association Française de Gemmologie* sous le titre *Le district minier à ‘tsavorite’ de Lemshuku, Tanzanie* (Revue AFG n°172, pp. 11-22). Cet article est consultable dans l’annexe D, et seule la description du placer est reportée dans cette partie.

4.2.3.1 Présentation du placer de Lemshuku

Le placer de Lemshuku, propriété de Swala Gem Traders jusqu’en janvier 2009, était exploité par des mineurs d’Arusha, travaillant un mois pour une semaine de repos, et touchant un salaire mensuel. Ils étaient logés et nourris dans un camp situé sur la concession du placer. Ces mineurs étaient encadrés par deux contre-maîtres qui s’occupaient de la logistique et contrôlaient le déroulement des opérations.

A l’origine, et avant la mécanisation du site minier opéré par Swala Gem Traders, les mineurs cherchaient la ‘tsavorite’ dans le placer en creusant des galeries au sein des alluvions (Figure IV-24c). Cependant, les alluvions n’étant pas très stables, de nombreuses galeries s’effondraient, parfois (selon des villageois) en ensevelissant des mineurs. De novembre 2004 à janvier 2009, Swala Gem Traders a exploité le placer à ciel ouvert sur deux niveaux d’environ 6 m de hauteur chacun (Figures IV-24a et IV-24b). La concentration en ‘tsavorite’ du placer est approximativement de 1 carat (0,2 gramme) par tonne d’alluvions. La production quotidienne moyenne en ‘tsavorite’ du placer de Lemshuku était de 60 carats soit 12 grammes.

Il est à noter que pendant l’exploitation du placer de Lemshuku, trois boules appelées ‘bola’ (sphère de pierre servant d’arme de jet) ont été trouvées parmi les alluvions. Ces objets, probablement d’âge paléolithique, étaient taillés dans des marbres, des quartzites et des gneiss.

4.2.3.2 Formation du placer

Le placer de Lemshuku est un bassin alluvionnaire à graviers gemmifères. Il s’est formé

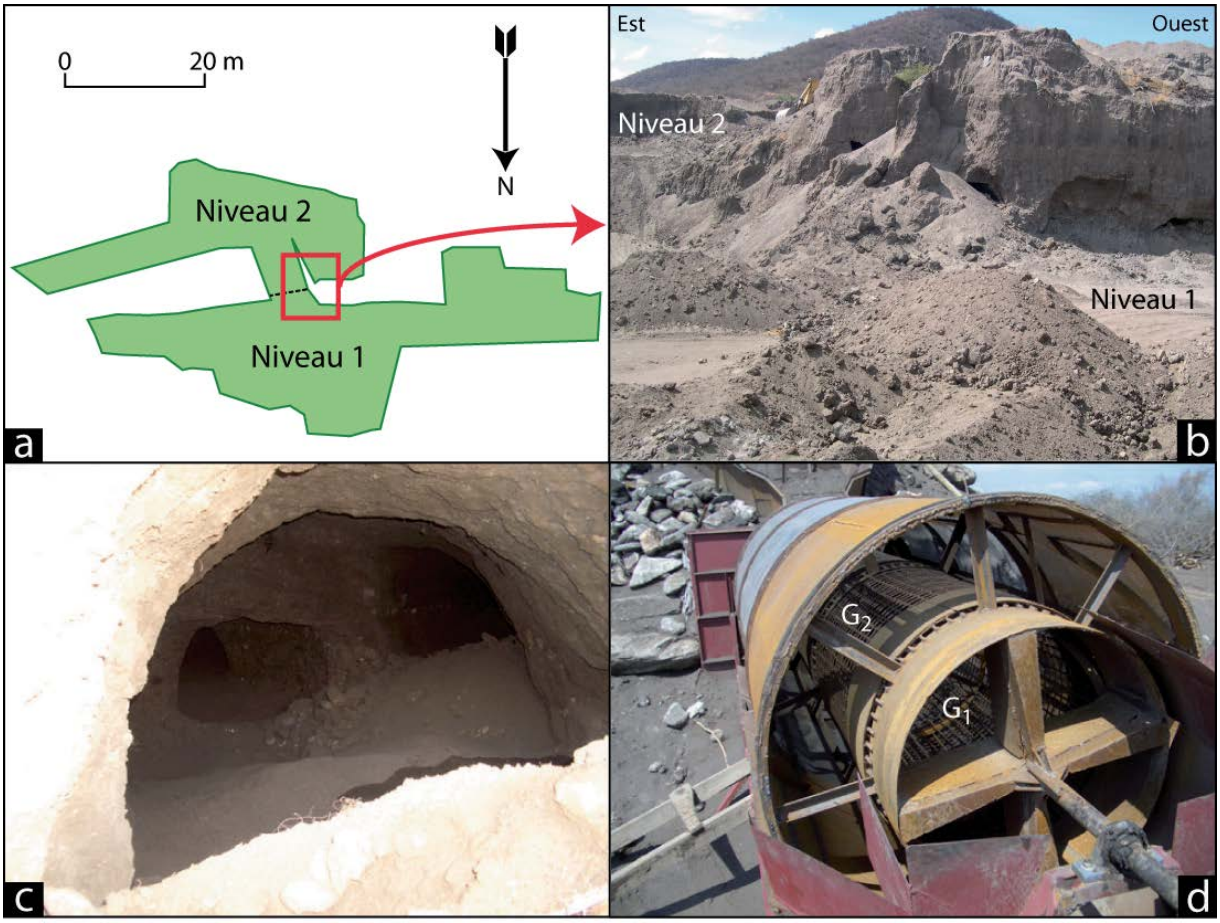


Figure IV-24 : Placer de Lemshuku et crible d'exploitation

a) Représentation schématique du placer de Lemshuku. b) Vue du placer de Lemshuku (photo : J. Feneyrol, 2008). Ce placer est exploité à ciel ouvert sur deux niveaux de 5-6 m de hauteur chacun. c) Exemple de galerie creusée dans les alluvions du placer (photo : Swala Gem Trader). Ce type de galerie est très dangereux car leur effondrement est fréquent. d) Grilles rotatives G_1 (maille : 40 mm) et G_2 (maille : 4 mm) du crible de l'étape 2 de l'exploitation du placer (photo : Swala Gem Traders).

suite à l'érosion météorique de la minéralisation primaire et au transport proximal des éléments lithiques et des gemmes dans un bassin détritique qui forme le placer de Lemshuku. Il est composé de sables, de graviers (quartz, kyanite, 'tsavorite', tourmalines verte et jaune, rubis), et de fragments de gneiss graphiteux altérés présentant parfois des micas verts. Mis à part le rubis, tous les minéraux et roches présents sous la forme d'éléments détritiques dans le placer se retrouvent dans les roches et gisements primaires du district minier de Lemshuku. Cependant, l'étude de la composition isotopique de l'oxygène d'un rubis du placer a fourni une valeur du rapport isotopique $\delta^{18}O$ de 18,9‰. Cette valeur isotopique s'intègre parfaitement dans l'intervalle de valeurs défini pour les rubis associés aux marbres : $16,3<\delta^{18}O<23$‰ (Giuliani et al., 2005). Ce résultat signifie que certains marbres associés à la colonne lithostratigraphique de Lemshuku doivent contenir du rubis.

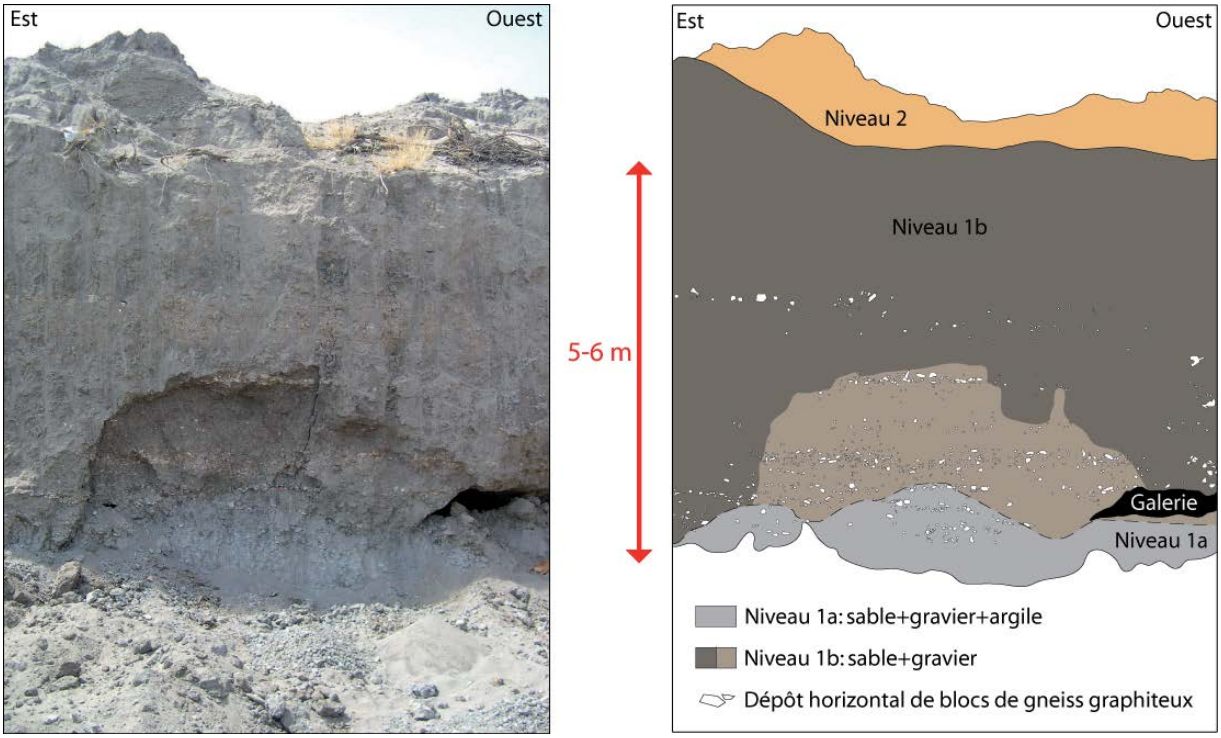


Figure IV-25 : Profil du niveau 1 du placer de Lemshuku

Le placer est exploité sur deux niveaux de 5 à 6 m d'épaisseur chacun. Le déblayage des alluvions (niveau 1b de couleur brune) s'arrête lorsque ceux-ci contiennent de l'argile (niveau 1a de couleur grise). Une ancienne galerie est visible à la limite de ces deux sous-niveaux. Les blocs de gneiss graphiteux forment des dépôts horizontaux, d'épaisseur et de fréquence décroissantes du bas vers le haut. Ils sont intercalés par des particules plus fines, témoignant d'un granoclassement vertical et d'épisodes successifs de dépôt.

Le placer est exploité sur deux niveaux :

(i) Le profil du niveau 1 (Figure IV-25) présente l'assemblage des composantes du placer. Deux sous-niveaux sont distingués : le niveau inférieur 1a de couleur grise contient du sable, des graviers, des blocs de gneiss graphiteux, et de l'argile ; le niveau 1b, de couleur brune recouvre le niveau la. Il est constitué des mêmes éléments excepté l'argile. Le déblayage des alluvions s'arrête à la limite entre ces deux sous-niveaux. Les blocs de gneiss graphiteux se retrouvent majoritairement dans la partie inférieure du niveau 1 (niveau 1a et base du niveau 1b) alors que les graviers et sable plus fins sont prépondérants dans la partie supérieure du niveau 1b. Les éléments les plus gros et denses ont sédimenté en premier sous l'action de la gravité et ont été recouverts par les particules plus petites et légères, traduisant un granoclassement vertical des dépôts alluvionnaires. Ce granoclassement se retrouve à plus petite échelle. Les blocs de gneiss sont disposés sur plusieurs lits horizontaux séparés par des épaisseurs croissantes de sable et de graviers de bas en haut. Ces alternances de particules grossières et de particules fines montrent qu'il y a eu plusieurs épisodes d'érosion météorique et de dépôt. Les variations d'épaisseur de dépôt prouvent que ces épisodes ont été de plus en plus importants avec le temps. C'est dans le niveau 1b que les 'tsavorites' sont majoritairement retrouvées.

(ii) Le deuxième niveau d'exploitation est similaire au sous-niveau 1a, avec des particules encore plus fines dans la continuité du granoclassement vertical observé au niveau 1. La concentration en grenats verts est plus faible que pour le niveau 1a.

4.2.2.3 L'extraction des 'tsavorites' du placer

L'extraction mécanisée des 'tsavorites' du placer suit une série de 7 étapes bien précises (Figure IV-26).

A l'étape 1, les alluvions sont extraites avec une pelleteuse, puis acheminées par camion à un crible qui permet de réaliser une première séparation des fragments selon leur taille.

La seconde étape fait appel à un crible constitué de deux grilles cylindriques imbriquées, G_1 et G_2, qui sont inclinées et rotatives (Figure IV-24d). Elles ont des mailles différentes : 40 mm pour G_1 et 4 mm pour G_2. Les alluvions pénètrent dans G_1. Les blocs de plus de 40 mm restent dans le cylindre et sont éjectés du circuit d'extraction alors que ceux de moins de 40 mm passent à travers la grille et se retrouvent dans G_2. Cette fois, ce sont les particules qui sont éliminées du circuit. Ces éléments de moins de 4 mm sont nommés 'poussières' et pour cette raison les mineurs qualifient le crible de 'dépoussiéreur'. Les fragments restants dans G_2, de taille comprise entre 4 et 40 mm, sont chargés dans des camions. L'ensemble de l'opération est réalisée sans eau, les alluvions étant transportées par l'action de la gravité et de la rotation des grilles. Le choix des mailles des grilles est dicté par la taille des 'tsavorites' du gisement. Elles ne font que très rarement plus de 30 mm et les cristaux inférieurs à 4 mm n'ont pas d'intérêt économique.

L'étape 3 consiste à déposer les blocs par camion dans un bac pour y subir le rinçage. Les alluvions sont lessivées au moyen d'un jet d'eau puissant afin de désagréger les particules collées et de les nettoyer.

L'étape 4 sert à véhiculer par l'eau de rinçage, les fragments obtenus par l'opération précédente, du bac vers un conduit. Ils passent alors à travers un deuxième crible ôtant la fraction supérieure à 30 mm. Il ne reste donc que des particules comprises entre 4 et 30 mm.

L'étape 5 permet à ces particules de continuer leur cheminement et d'arriver au jig. Il s'agit d'un système qui va générer des pulsations verticales de l'eau pour trier par gravimétrie les éléments transportés par l'eau. Le jig récupère ainsi les particules les plus denses, dont la 'tsavorite' de densité avoisinant 3,6. Les particules les moins denses continuent à flotter dans l'eau et terminent leur course au sein d'un bassin de décantation où elles sédimentent.

Lors de l'étape 6, l'eau continue son parcours au sein d'un bassin de récupération relié

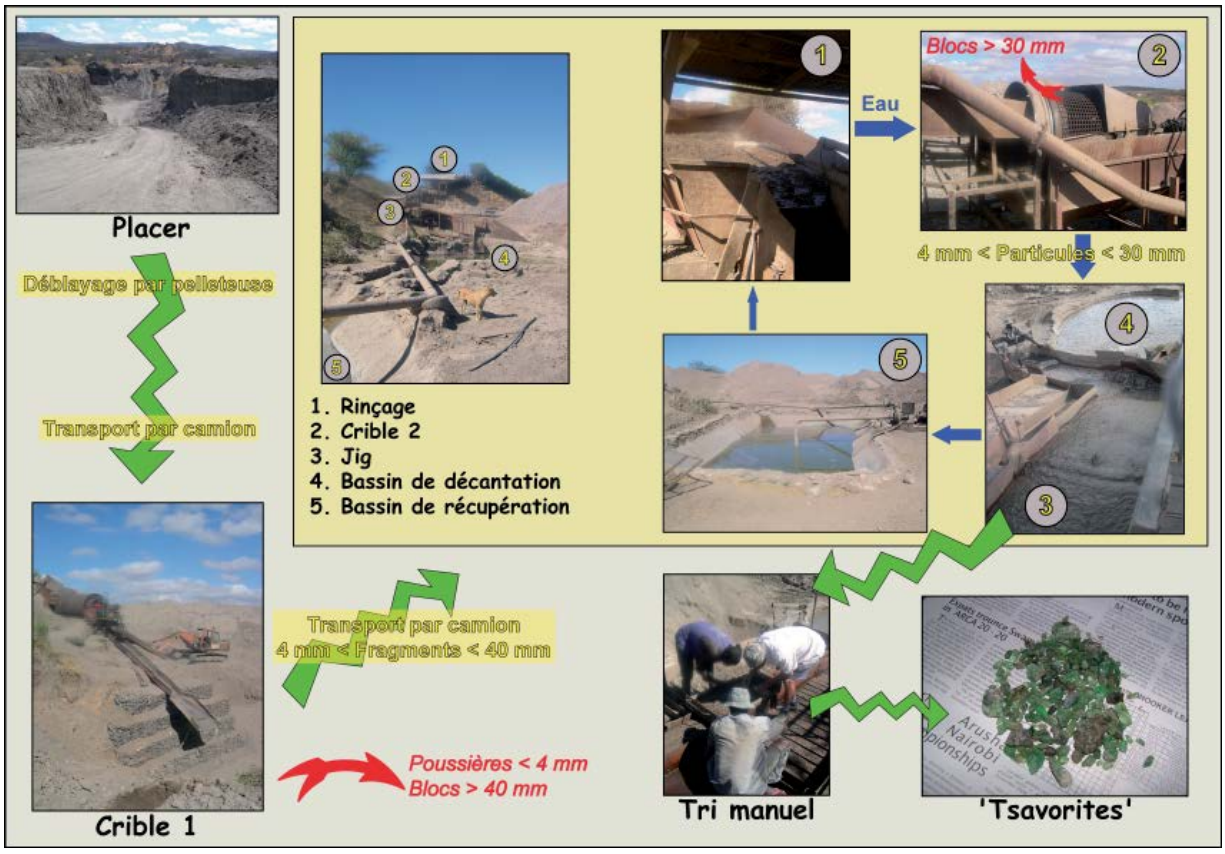


Figure IV-26 : 'Flow-sheet' (mode opératoire) de l'exploitation du placer à 'tsavorite' de Lemshuku

au bassin de décantation. Elle est généralement boueuse car elle a été mélangée à de fines particules alluvionnaires. L'eau est alors recyclée pour le rinçage mais elle n'est pas entièrement récupérée car une fraction s'évapore. C'est pourquoi des camions viennent régulièrement des environs de Komolo approvisionner le camp en eau. Lorsque l'un des deux bassins est rempli par les dépôts, il doit être vidé et nettoyé. La récupération de l'eau se fait alors sur un seul bassin.

Enfin, à l'étape 7, les particules récupérées par le jig sont triées manuellement par les mineurs sous le contrôle d'un des contremaîtres afin d'éviter des vols. Les 'tsavorites' extraites sont ensuite nettoyées et pesées.

4.2.3.4 Les 'tsavorites' du placer de Lemshuku

Les 'tsavorites' ont une taille comprise entre 5 mm et 3 cm. Quelques pierres peuvent atteindre 5 cm. Les cristaux sont majoritairement translucides (qualité gemme) et parfois fracturés. Ils présentent des inclusions solides (Figure IV-27a) de graphite et de quartz de taille inférieure au millimètre, ainsi que des inclusions fluides (Figure IV-27b).

La gamme de couleur des 'tsavorites' varie du vert pâle au vert très sombre (Figure

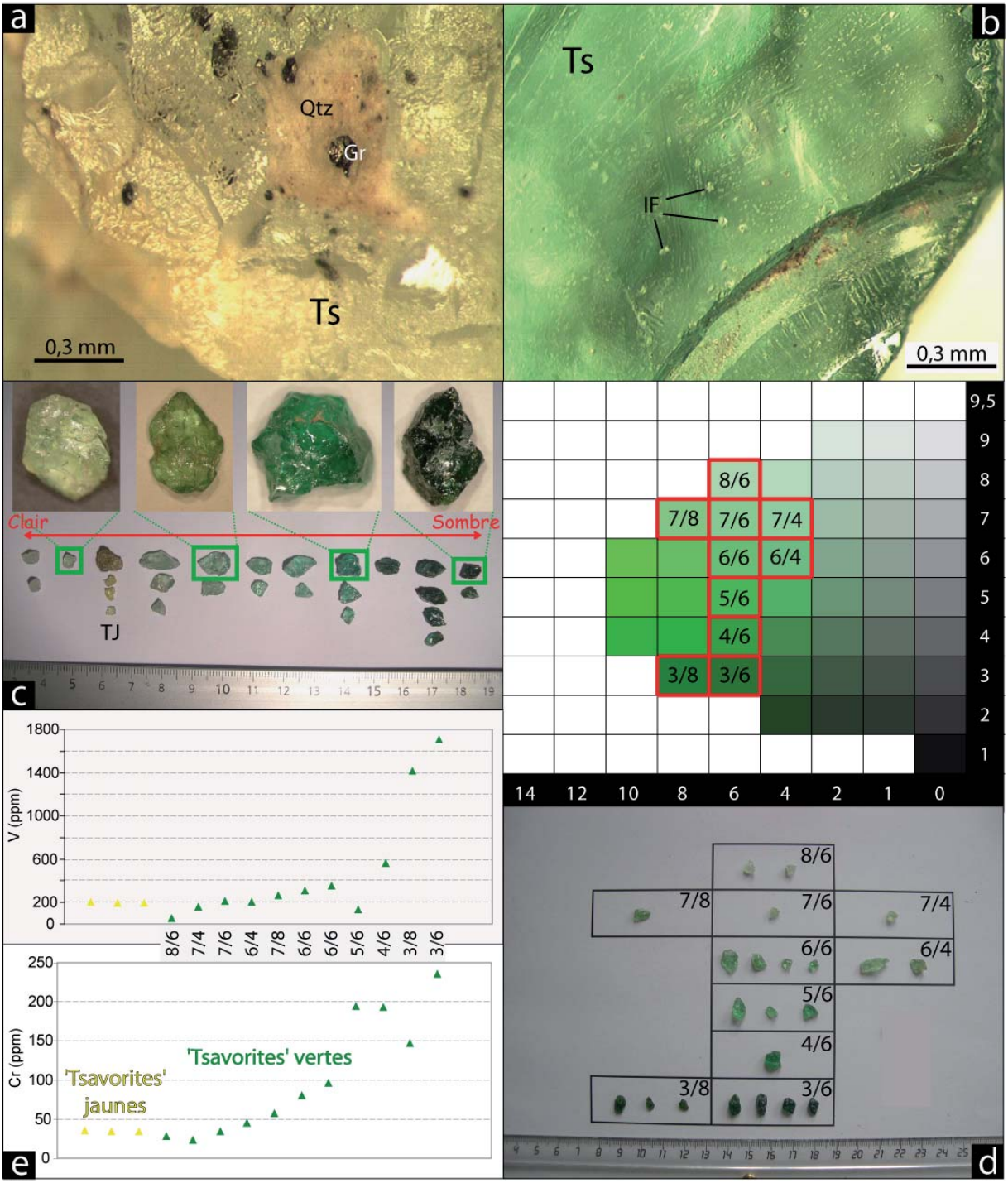


Figure IV-27 : Inclusions minérales et couleurs des 'tsavorites' du placer de Lemshuku

a) Inclusions solides de quartz (Qtz) et de graphite (Gr) incluses dans un cristal de 'tsavorite' (Ts). b) Cavités d'Inclusions fluides (IF) dans un cristal de 'tsavorite' (Ts). c) Tri des 'tsavorites' du placer en fonction de leur couleur. Elles ont des teintes allant du vert très pâle au vert très sombre. Certains cristaux sont jaunâtres (TJ). d) Tri des 'tsavorites' vertes selon la charte colorimétrique de Munsell 5G. Les 'tsavorites' jaunâtres sont référencées d'après la charte de Munsell pour les nuances de jaune-vert (5GY). Une couleur est codée par sa teinte (un chiffre et une lettre : ici 5G correspond à l'espace centré de teinte verte), sa valeur ou luminosité (échelle verticale), et sa saturation (échelle horizontale). Ici la 'tsavorite' la plus claire aura pour notation 5G 8/6. e) Teneurs en vanadium (V) et en chrome (Cr) des 'tsavorites' du placer. Les grenats verts sont classés du vert le plus pâle au vert le plus sombre. Ces résultats montrent que plus la teneur en vanadium est importante et plus le vert sera prononcé. La même observation est faite avec le chrome.

IV-27c). Quelques cristaux sont jaunâtres avec des nuances de vert. Les grenats peuvent être classés selon leur nuance de couleur à l'aide de la charte colorimétrique des nuances de Munsell (Figure IV-27d). Une couleur est codée par sa teinte, sa valeur ou luminosité (de 0 à 10) et sa saturation (de 0 à 14). Il existe cinq teintes principales (R = rouge ;Y = jaune ; G = vert ; B = bleu; P = violet) et cinq teintes intermédiaires (YR = orange ; GY = vert-jaune ; BG = bleu-vert ; PB = violet-bleu ; RP = rougeviolet). Chacune de ces teintes est divisée en dix grades numérotés de 1 à 10, le grade 5 marquant le milieu de la teinte et le grade 10 la limite entre deux teintes. Une couleur est ainsi notée de la manière suivante : Teinte Valeur/Saturation (par exemple la 'tsavorite' du placer la plus claire a pour notation 5G 8/6).

Les analyses de composition réalisées sur ces grenats à la microsonde électronique montrent que plus les teneurs en vanadium (V) et en chrome (Cr) sont élevées, plus le vert de la pierre sera prononcé (Figure IV-27e). Ces résultats confirment les études déjà menées sur ce sujet (Switzer, 1974; Muije et al., 1979). Pour les 'tsavorites' jaunes, d'autres éléments sont responsables de la couleur : le fer et probablement le manganèse.

CHAPITRE V

MINERALOGIE DES TSAVORITES

5.1 Echantillons et objectifs de l'étude

Dans ce chapitre, 95 cristaux de tsavorite issus de 23 gisements situés en Tanzanie, au Kenya, à Madagascar, au Pakistan, en Antarctique de l'Est et au Myanmar ont été étudiés (voir le chapitre IV pour la localisation des gisements). La liste des échantillons, accompagnée de leurs principales caractéristiques, est reportée dans le tableau V-1. Par ailleurs, une fiche récapitulative pour chaque échantillon se trouve dans l'annexe B. Les tsavorites ont été montées sur des sections polies, sauf l'échantillon LEM-2 qui a été analysé sur une lame mince polie. La couleur des tsavorites a été classée suivant le nuancier de Munsell. La composition chimique des tsavorites a été obtenue à la microsonde électronique. Les spectres d'absorption UV-Vis-PIR ont été réalisés sur des cristaux choisis en fonction de leur couleur et de leur composition chimique. Les inclusions fluides ont été observées pour certains échantillons sur lames épaisses. Enfin, la composition isotopique de l'oxygène des tsavorites a été mesurée suivant le protocole analytique présenté par Giuliani et al. (2011).

Ces différentes techniques permettent de caractériser les tsavorites et de proposer un premier protocole de certification d'origine géographique de la gemme.

5.2 Propriétés physiques de la tsavorite : une gemme compétitive

La tsavorite est un grenat de l'espèce grossulaire $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$ et en conséquence sa structure est identique à celle de tous les autres grenats qui est décrite dans le chapitre III. En revanche sa principale caractéristique est la présence majeure de vanadium V^{3+} et de chrome Cr^{3+} en substitution de l'aluminium Al^{3+} en coordination octaédrique (Switzer, 1974; Gübelin et Weibel, 1975).

La tsavorite est une gemme de plus en plus appréciée et qui a pris de l'importance sur le marché international des gemmes à haute valeur économique. Cette notoriété croissante est due en grande partie à ses propriétés physiques et gemmologiques (Tableau V-2) rappelées par plusieurs auteurs (Gübelin et Weibel, 1975; Muije et al., 1979; Schmetzer et Bank, 1982; Kane et al., 1990; Pardieu, 2005; Pardieu et Hughes, 2008). Les caractéristiques minéralogiques et gemmologiques principales qui ont permis à la tsavorite de s'imposer sur le marché international sont (Pardieu, 2005) :

- sa couleur verte est naturelle et attrayante et elle contient très peu d'impuretés solides, ce qui rend inutile tout traitement thermique ou chimique;

PAYS	Gisement	*Echantillon*	Nb analyses	Couleur Munsell	V/Cr	Mn (ppm)	Type chimique
TANZANIE	Primaire Lemshuku	*LEM-1-3/8*	10	5G 3/8	8,1 ± 0,1	7629 ± 41	II
		LEM-2-4/6	10	5G 4/6	6,2 ± 0,2	4103 ± 33	II
		LEM-2-4/8-A	10	5G 4/8	5,4 ± 0,2	4139 ± 89	II
		LEM-2-4/8-B	10	5G 4/8	5,0 ± 0,1	4188 ± 101	II
		LEM-2	39	5G 3/8	7,1 ± 0,3	3771 ± 47	II
	Placer Lemshuku	*V1b*	20	5G 8/6	2,0 ± 0,2	2232 ± 93	III
		V2	20	5G 7/4	6,8 ± 0,4	5252 ± 58	III
		V3b	15	5GY 8/6	5,6 ± 0,1	5129 ± 50	III
		V3c	15	5GY 8/4	5,7 ± 0,3	5089 ± 92	III
		V3d	15	5GY 8/10	5,5 ± 0,1	5028 ± 92	III
		V4b	19	5G 6/4	4,4 ± 0,1	3251 ± 79	III
		V4c	19	5G 7/6	6,2 ± 0,1	5465 ± 43	III
		V5b	20	5G 7/8	4,6 ± 0,2	6088 ± 71	III
		V6b	20	5G 6/6	3,9 ± 0,1	7392 ± 71	III
		V7b	20	5G 5/6	0,7 ± 0,0	6515 ± 95	IV
		V8a	22	5G 4/6	2,9 ± 0,1	4432 ± 62	II
		V8c	20	5G 6/6	3,6 ± 0,0	5681 ± 60	III
		V10c	20	5G 3/4	7,2 ± 0,3	9749 ± 165	II
		V10d	20	5G 3/8	9,6 ± 0,2	6441 ± 54	II
	Komolo	*JF131-A*	15	5G 4/6	6,4 ± 0,2	8879 ± 52	III
	Namalulu	*N1*	20	5G 5/6	9,0 ± 0,4	9117 ± 99	III
		N4	20	5G 4/6	8,8 ± 0,2	8643 ± 218	III
		N5	20	5G 4/6	10,1 ± 0,2	9105 ± 217	III
		JF095	6	5G 5/6	7,5 ± 0,4	8152 ± 403	III
	Merelani	*ME1-A*	10	5G 6/4	1,0 ± 0,1	5720 ± 78	IV
		ME1-B	10	5G 6/4	1,0 ± 0,0	5897 ± 40	IV
		ME1-C	10	5G 6/4	1,0 ± 0,0	5794 ± 58	IV
		ME3	18	5G 6/4	7,6 ± 0,6	2700 ± 289	II
		MEd	5	5G 6/6	8,6 ± 0,4	2669 ± 25	II
		KI1-A	10	5G 7/2	7,1 ± 0,2	5612 ± 154	III
		KI1-B	10	5G 7/2	7,5 ± 0,3	5091 ± 518	III
		Ts-Mark	21	-	6,8 ± 0,7	817 ± 180	II
	Kimwengan	*kim-a*	10	5G 4/4	7,0 ± 0,1	5675 ± 58	III
		kim-b	10	5G 4/4	6,9 ± 0,1	5516 ± 113	III
		kim-c	9	5G 4/4	6,8 ± 0,2	5524 ± 81	III
		kim-d	10	5G 4/4	6,7 ± 0,2	5358 ± 147	III
		kim-e	15	5G 4/4	6,6 ± 1,0	6926 ± 1236	III
	Moshi	*Moshi*	5	5G 4/6	7,5 ± 0,2	9754 ± 205	II
	Umba	*UMBA-A*	10	5G 4/6	7,1 ± 0,1	1804 ± 59	II
		UMBA-B1	10	5G 4/6	7,2 ± 0,1	1885 ± 279	II
		UMBA-B2	5	5G 6/4	8,2 ± 0,6	1363 ± 326	II
		UMBA-C	9	5G 6/6	6,5 ± 0,1	8502 ± 122	II
	Ruangwa	*RU1*	10	5G 4/6	6,8 ± 0,2	2814 ± 41	II
		RU4	10	5G 4/6	6,1 ± 0,5	4707 ± 393	II
	Tunduru	*TU1*	10	5G 7/6	4,2 ± 0,1	7391 ± 65	III
		TU2	10	5G 6/6	5,1 ± 0,1	9681 ± 384	III
		TU3	10	5G 4/4	3,4 ± 0,0	3718 ± 38	II
		TU4	10	5G 4/4	6,4 ± 0,3	6951 ± 295	II
Total	***10***	***48***	***672***				
MYANMAR	Mogok	*Mogok-1*	10	-	2,5 ± 0,1	1754 ± 36	III
		Mogok-2	10	-	2,7 ± 0,2	1470 ± 34	III
Total	***1***	***2***	***20***				

PAYS	Gisement	*Echantillon*	Nb analyses	Couleur Munsell	V/Cr	Mn (ppm)	Type chimique
KENYA	Mwatate	*MWA-1a*	20	5G 7/8	0,2 ± 0,0	2072 ± 35	V
		MWA-1b	21	5G 7/8	0,2 ± 0,0	2116 ± 322	V
		MWA-1c	20	5G 7/8	0,2 ± 0,0	2013 ± 112	V
	Tsavo	*TSAVO-2*	20	5G 3/8	3,6 ± 0,2	9435 ± 494	II
	Baraka	*T-BAR-4/6a*	20	5G 4/6	0,8 ± 0,1	7001 ± 66	IV
		T-BAR-4/6b	16	5G 4/6	0,7 ± 0,1	6950 ± 74	IV
		T-BAR-4/6c	20	5G 4/6	0,8 ± 0,0	6847 ± 77	IV
		T-BAR-4/8	20	5G 4/8	0,9 ± 0,1	7111 ± 66	IV
		T-BAR-7/8a	20	5G 7/8	0,8 ± 0.0	6922 ± 64	IV
		T-BAR-7/8b	20	5G 7/8	0,8 ± 0,1	6921 ± 66	IV
		T-BAR-7/8c	20	5G 7/8	0,8 ± 0,1	6972 ± 90	IV
	Tsavolite	*TSAVOL-1-4/8*	20	5G 4/8	4,1 ± 0,2	9508 ± 107	II
		TSAVOL-1-5/6	20	5G 5/6	4,3 ± 0,2	9490 ± 73	II
	Dickham	*DICK2-A*	19	5G 4/6	0,2 ± 0,0	2097 ± 40	V
		DICK2-B	19	5G 4/6	0,2 ± 0,0	2254 ± 54	V
	Aqua	*AQUA1-A*	9	5G 4/6	4,4 ± 0,2	9596 ± 90	II
		AQUA1-B	10	5G 4/6	4,3 ± 0,1	9391 ± 73	II
		AQUA1-C	5	5G 4/6	4,4 ± 0,0	9442 ± 54	II
	Nadan1	*Nadan1*	5	5G 4/6	0,2 ± 0,0	3076 ± 78	V
	Nadan2	*Nadan2*	5	5G 6/6	7,9 ± 0,1	3820 ± 66	II
Total	***8***	***20***	***329***				
MADAGASCAR	Gogogogo	*GO1-3/4*	20	5G 3/4	6,2 ± 0,3	8723 ± 185	II
		GO1-3/6	10	5G 3/6	6,0 ± 0,1	7808 ± 129	II
		GO1-6/6-A	20	5G 6/6	6,2 ± 0,1	6312 ± 212	II
		GO1-6/6-B	20	5G 6/6	6,2 ± 0,1	5434 ± 257	II
		GO1-6/6-C	20	5G 6/6	6,3 ± 0,1	5353 ± 178	II
	Behara	*BE1-3/4*	10	5G 3/4	6,2 ± 0,3	8703 ± 115	II
		BE1-3/6	10	5G 3/6	6,5 ± 0,1	7937 ± 86	II
		BE1-6/6-A	10	5G 6/6	6,6 ± 0,2	6867 ± 304	II
		BE1-6/6-B	10	5G 6/6	6,5 ± 0,2	6527 ± 316	II
		BE1-6/6-C	10	5G 6/6	6,7 ± 0,1	4945 ± 150	II
		BE1-6/6-D	10	5G 6/6	6,6 ± 0,2	5105 ± 220	II
		BE1-6/6-E	10	5G 6/6	6,4 ± 0,2	6060 ± 263	II
		BE-MIN1-1A	10	5G 3/6	5,1 ± 0,7	9032 ± 484	II
		BE-MIN1-1B	10	5G 3/6	6,2 ± 0,4	6581 ± 397	II
		BE-MIN1-1C	10	5G 3/6	6,1 ± 0,1	9573 ± 121	II
		BE-MIN2-1	20	5G 3/6	5,9 ± 0,1	9275 ± 370	II
Total	***2***	***16***	***210***				
PAKISTAN	Jambil	*JAM-1A*	10	5G 3/6	6,4 ± 0,4	639 ± 77	I
		JAM-1B	10	5G 3/6	7,9 ± 0,1	1049 ± 24	I
		JAM-1C	10	5G 3/6	5,1 ± 0,1	2867 ± 150	I
		JAM-1D	5	5G 3/6	5,5 ± 0,5	2209 ± 131	I
		JAM-1E	10	5G 3/6	6,8 ± 0,2	1625 ± 43	I
Total	***1***	***5***	***45***				
ANTARCTIQUE	Sør Rondane	*SRM1*	5	5G 5/6	8,5 ± 0,4	2092 ± 61	II
		SRM2	5	5G 4/6	9,1 ± 0,3	2189 ± 50	II
		SRM3	5	5G 4/6	9,3 ± 0,2	2325 ± 168	II
		SRM4	5	5G 4/6	9,1 ± 0,2	2323 ± 76	II
Total	***1***	***4***	***20***				
TOTAL	***23***	***95***	***1296***				

Tableau V-1 : Liste des échantillons de tsavorite analysés et leurs principales caractéristiques chimiques

	TSAVORITE	EMERAUDE
Formule chimique	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$	$Be_3Al_2(SiO_3)_6$
Dureté (échelle de Mohs)	7 - 7,5	7,5 - 8,0
Densité	3,60 - 3,68	2,76
Indice de réfraction	1,740	1,580
Système cristallin	cubique	hexagonal
Couleur	vert-jaune, vert pâle à vert très sombre	vert-jaune, vert pâle à vert sombre, vert-bleu
Dispersion	0,028	0,005
Traitement chimique	Sans	huiles de palme et résines synthétiques

Tableau V-2 : Caractéristiques minéralogiques de la tsavorite comparées à celles de l'émeraude (modifié d'après Pardieu et Hughes, 2008)

- sa dureté, voisine de 7,5 sur l'échelle de Mohs, lui confère une grande durabilité et permet d'obtenir un polissage très fin des cristaux;

- son indice de réfraction (n_0 = 1,74) et sa dispersion (Δn = 0,028) élevés, ainsi que sa grande transparence, lui donnent une apparence 'cristalline' et 'vivante', contrairement à l'émeraude (n_0 = 1,58 et Δn = 0,005) qui est plus 'satinée' et 'terne'.

Cependant le faible nombre de gisement exploité et la petite taille des cristaux (plus de 97% de la production mondiale pèse moins de 1 carat) sont les raisons principales de l'absence d'une demande soutenue sur le marché international.

5.3 Composition chimique des tsavorites

5.3.1 Les éléments majeurs et mineurs

Les éléments majeurs et mineurs ont été mesurés à la microsonde électronique avec le programme 'Tsavorite' présenté dans l'annexe A. Les points de mesure ont été choisis de manière à réaliser des traverses au sein des cristaux. Selon la taille des échantillons, 5 à 20 mesures ont été réalisées. Les traverses réalisées montrent que la majorité des cristaux de tsavorite ont une composition homogène et qu'ils ne présentent pas de zonation chimique (Annexe B). Les rares variations 'intra-cristal' observées concernent principalement les tsavorites de Jambil. Ainsi la discussion des données chimiques a été réalisée à partir de la composition moyenne de chaque cristal (Tableaux V-7 à V-15; en fin de chapitre). L'intégralité des mesures est présentée dans l'annexe C et concerne les éléments majeurs Si, Al et Ca, et les éléments mineurs V, Cr, Mn, Mg, Ti et Fe. Les concentrations en éléments majeurs varient peu et dépendent des teneurs

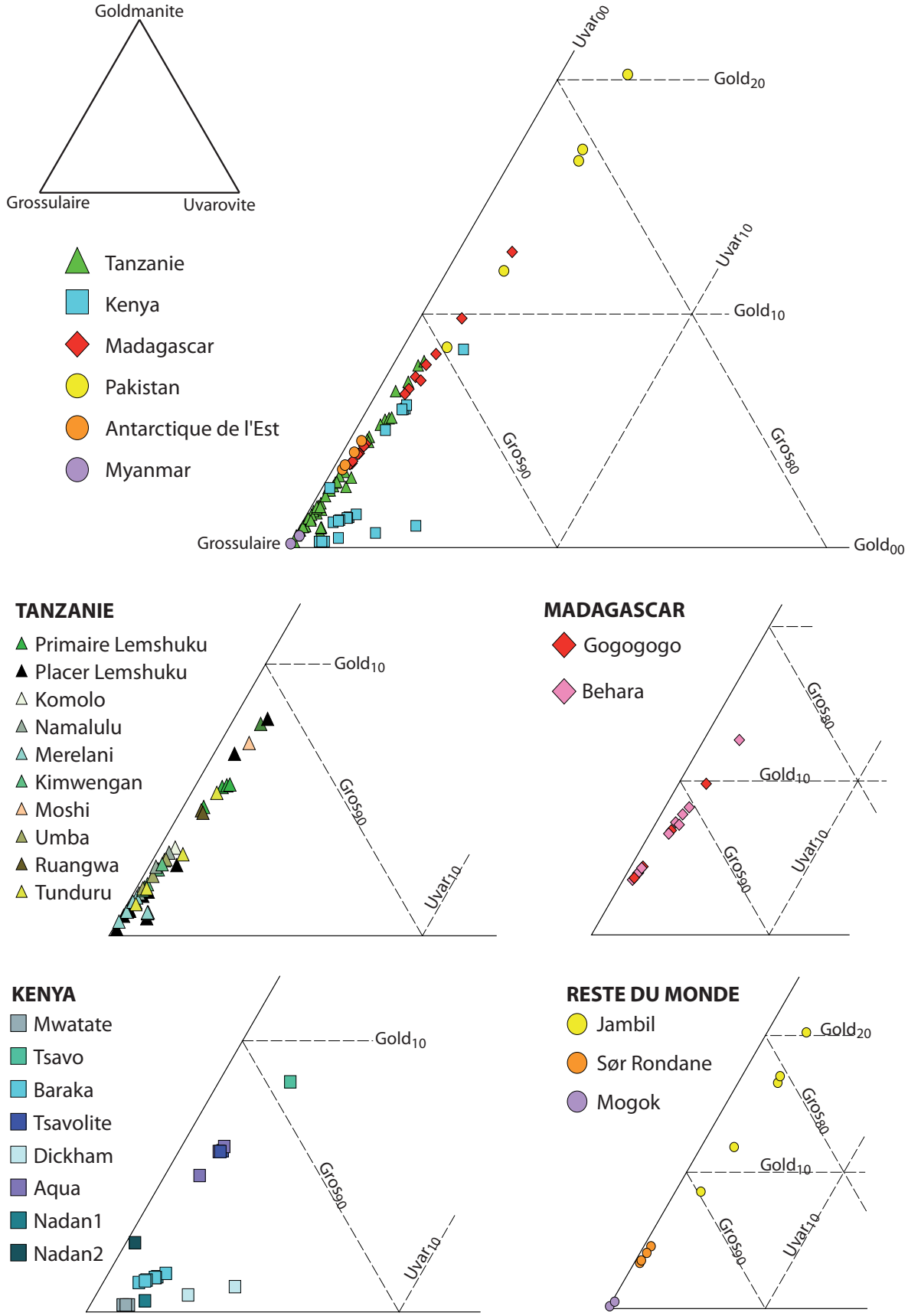


Figure V-1 : Diagrammes ternaires Grossulaire-Goldmanite-Uvarovite montrant la composition des tsavorites en fonction de leur provenance

des éléments mineurs. En conséquence ils ne seront pas discutés dans cette partie.

La composition chimique des tsavorites varie d'un gisement à l'autre, et généralement elle varie au sein d'un même gisement (Figure V-1). Cette variabilité s'explique par les différences de concentration en V, Cr et Mn principalement, mais également en moindre proportion de celles du Mg, Ti et Fe. La composante moléculaire principale de la tsavorite est le grossulaire (pôle alumineux), variant de 97,0 % pour un échantillon du placer de Lemshuku en Tanzanie, à 76,6 % pour un échantillon de Jambil au Pakistan. La teneur en vanadium détermine la proportion moléculaire de goldmanite, qui est généralement la deuxième composante de la tsavorite (0,2-20,1%). De même, les teneurs en chrome, manganèse et magnésium sont responsables des proportions moléculaires d'uvarovite (0,1-4,2 %), spessartine (0,2-2,7 %) et pyrope (0,3-2,7 %) respectivement. Les proportions en espèces à fer, almandin (Fe^{2+}) et andradite (Fe^{3+}), sont très faibles (< 0,3 %), hormis pour les tsavorites de Mogok (0,7-1,1 %mol. d'andradite).

D'autres éléments ont été mesurés dans les tsavorites comme le K, le Na, le Ni et l'Y par divers auteurs (Suwa et al., 1996; Hussain, 2005) mais ces éléments n'ont pas été détectés lors de l'analyse à la microsonde électronique des tsavorites dans ce travail.

5.3.1.1 Le vanadium

Les teneurs en V (Figure V-2) des différentes tsavorites sont comprises entre 345 ppm (Mogok-2) et 44250 ppm (JAM-1B). Les grossulaires les moins vanadifères proviennent du gisement de Mogok au Myanmar (V < 1069 ppm). Les tsavorites de Tanzanie et du Kenya présentent des gammes de concentration en vanadium très proches, comprises respectivement entre 568 et 17034 ppm et entre 508 et 18252 ppm. Les grenats de Sør Rondane contiennent environ 7000 à 10000 ppm de vanadium. A Madagascar, les tsavorites de Gogogogo et Behara ont des teneurs similaires en V, comprises entre 7600 et 23500 ppm. La gamme de valeurs de Behara est toutefois plus importante qu'à Gogogogo. Les spécimens les plus vanadifères sont ceux issus du gisement pakistanais de Jambil, avec des teneurs en vanadium supérieures à 18600 ppm et pouvant atteindre près de 45000 ppm.

En Tanzanie, les tsavorites les plus appauvries en vanadium proviennent de Merelani (1135 < V < 3125 ppm; n = 7) alors que les plus enrichies, à près de 17000 ppm, sont trouvées à Lemshuku, que ce soit dans le gisement primaire ou dans le placer. Il est à noter par ailleurs que les tsavorites issues du placer de Lemshuku ont des teneurs en vanadium couvrant toute la gamme de valeurs des tsavorites tanzaniennes. De même, les grossulaires du placer de Tunduru ont des teneurs en vanadium variables (2500 < V < 11350 ppm; n = 4). Pour tous les autres gise-

ments tanzaniens, les concentrations en vanadium varient peu entre les cristaux issus du même site.

Au Kenya, les tsavorites les moins enrichies en V sont issues de Mwatate (V < 580 ppm; n = 3). L'unique grossulaire analysé de la mine Tsavo est le plus vanadifère avec près de 18200 ppm de vanadium. Deux ensembles se distinguent par leur teneur en vanadium : (i) les gisements à moins de 5500 ppm de V regroupant les mines de Mwatate, Baraka, Dickham, Nadan1 et Nadan2; (ii) les gisements à plus de 10800 ppm rassemblant les mines de Tsavo, Tsavolite et Aqua.

5.3.1.2 Le chrome

Les teneurs en Cr (Figure V-2) des tsavorites varient entre 127 ppm pour un échantillon de Mogok (Mogok-2) et 9724 ppm pour un échantillon de la mine Dickham (DICK2-A). A l'instar du vanadium, le chrome est très peu présent dans les tsavorites de Mogok (< 430 ppm; n = 2). En revanche, les cristaux les plus chromifères proviennent cette fois du Kenya, et plus précisément de la mine Dickham, avec des teneurs supérieures à 9700 ppm. Néanmoins, les tsavorites de Jambil sont plus chromifères que la majorité des autres grossulaires (3680 < V < 5600 ppm; n = 5). Contrairement à ce qui est observé avec le vanadium, les tsavorites tanzaniennes et kenyannes ne présentent pas les mêmes teneurs en Cr : les cristaux tanzaniens ont toujours moins de 2400 ppm de Cr alors que les teneurs sont toujours supérieures à 2400 ppm dans les grenats kenyans (exception faite de l'échantillon issu de la mine Nadan2). Les deux gisements malgaches de Gogogogo et Behara présentent des valeurs similaires (1150 < V < 4400 ppm; n = 16), avec une variation plus grande pour Behara. Les teneurs en Cr sont comprises entre 7360 et 10000 ppm pour les tsavorites de Sør Rondane.

En Tanzanie, certaines des observations faites pour le vanadium sont aussi vérifiées pour le chrome. Les tsavorites les plus chromifères proviennent de Lemshuku (gisement primaire et placer), et les moins chromifères sont issues de Merelani. Les deux placers de Lemshuku et Tunduru montrent de larges variations des teneurs en Cr, ce qui est également observé pour le gisement de Merelani. Les teneurs varient peu au sein des autres gisements. Les variations importantes observées pour les tsavorites associées aux placers sont le résultat de mélange de grenats provenant probablement de gisements distincts qui ont été érodés.

Au Kenya, la majorité des tsavorites ont des teneurs en Cr comprises entre 2400 et 4000 ppm. Seuls les grossulaires de Tsavo (Cr = 5067 ppm; n = 1) et de Dickham (6750 < Cr < 9730 ppm; n =2) présentent des valeurs beaucoup plus élevées, ce qui en fait les tsavorites les plus

chromifères au monde.

5.3.1.3 Le manganèse

Les teneurs en Mn (Figure V-2) varient de 1470 ppm (Mogok-2) à 9754 ppm (Moshi). Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles du Cr et elles montrent que le manganèse est un élément mineur important dans la composition des tsavorites. Selon les gisements, ces teneurs peuvent être constantes d'une tsavorite à l'autre (Kenya, Sør Rondane, Mogok) ou présenter d'importantes variations (Lemshuku, Merelani, Tunduru, Madagascar). Les tsavorites les plus manganésifères (Mn > 9000 ppm) proviennent des placers de Lemshuku et Tunduru, et des gisements primaires de Moshi, Tsavo, Tsavolite, Aqua et Behara. A l'inverse, il y a beaucoup moins de Mn (< 2300 ppm) dans les tsavorites d'Umba, de Mwatate, de Dickham, de Jambil, de Sør Rondane, de Mogok et pour l'échantillon Ts-Mark issu de Merelani.

5.3.1.4 Le magnésium et le titane

Le magnésium et le titane sont des éléments chimiques remarquables du fait de leurs concentrations constantes au sein des tsavorites (Figure V-3), et ce quelque soit leur origine géographique. Ainsi pour l'ensemble des grossulaires analysés, la moyenne mesurée du Mg est de 3158 ± 849 ppm (0,52 ± 0,14 %poids MgO), et celle du Ti est de 2460 ± 465 ppm (0,41 ± 0,07 %poids TiO_2).

Seules les tsavorites de Namalulu (2070 < Mg < 2220 ppm; n = 4), de quelques échantillons de Merelani (Ki1-A, KI1-B, Ts-Mark; 1080 < Mg < 1740 ppm; n = 3), et ceux de Jambil (500 < Mg < 700 ppm; n = 5) ont des teneurs en Mg plus faibles que la moyenne. Les tsavorites de Mogok sont elles beaucoup plus enrichies en Ti que toutes les autres cristaux analysés (Ti > 3450 ppm; n = 2).

5.3.1.5 Le fer

Le fer est présent dans les grenats sous la forme Fe^{2+} dans le site dodécaédrique ou sous la forme Fe^{3+} dans le site octaédrique. Pour les tsavorites analysées, les teneurs en Fe_{total} sont très faibles (490 ± 275 ppm; <0,04 %poids $FeO+Fe_2O_3$), excepté pour les échantillons de Mogok atteignant 2625 ppm de Fe^{3+} (Figure V-3). De ce fait, et de part le partage du fer, les deux espèces ne cohabitent pas dans la tsavorite. Fe^{2+} se trouve ainsi préférentiellement dans les grossulaires verts de Lemshuku (primaire et placer), Namalulu, Merelani, Tunduru, Tsavo, Tsa-

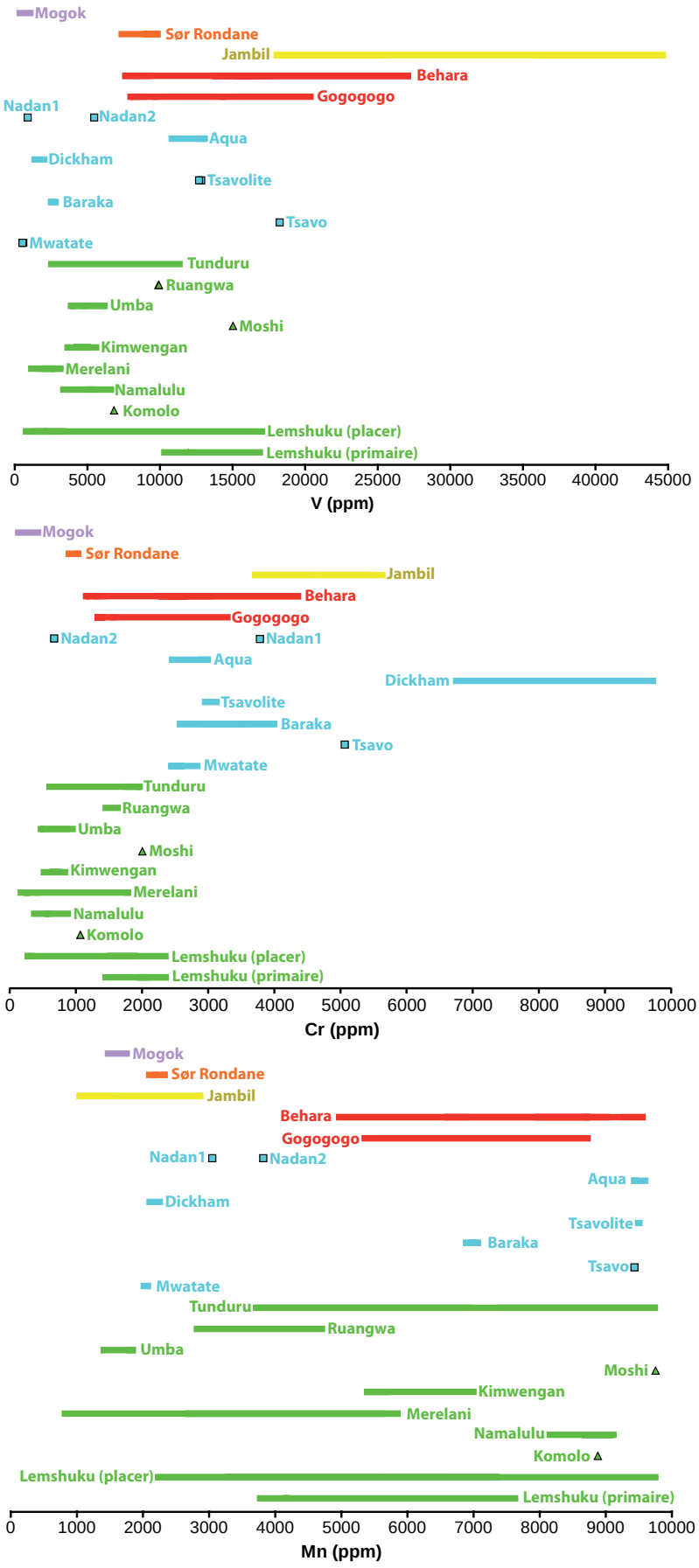


Figure V-2 : Teneurs en V, Cr et Mn des tsavorites analysées au cours de cette étude

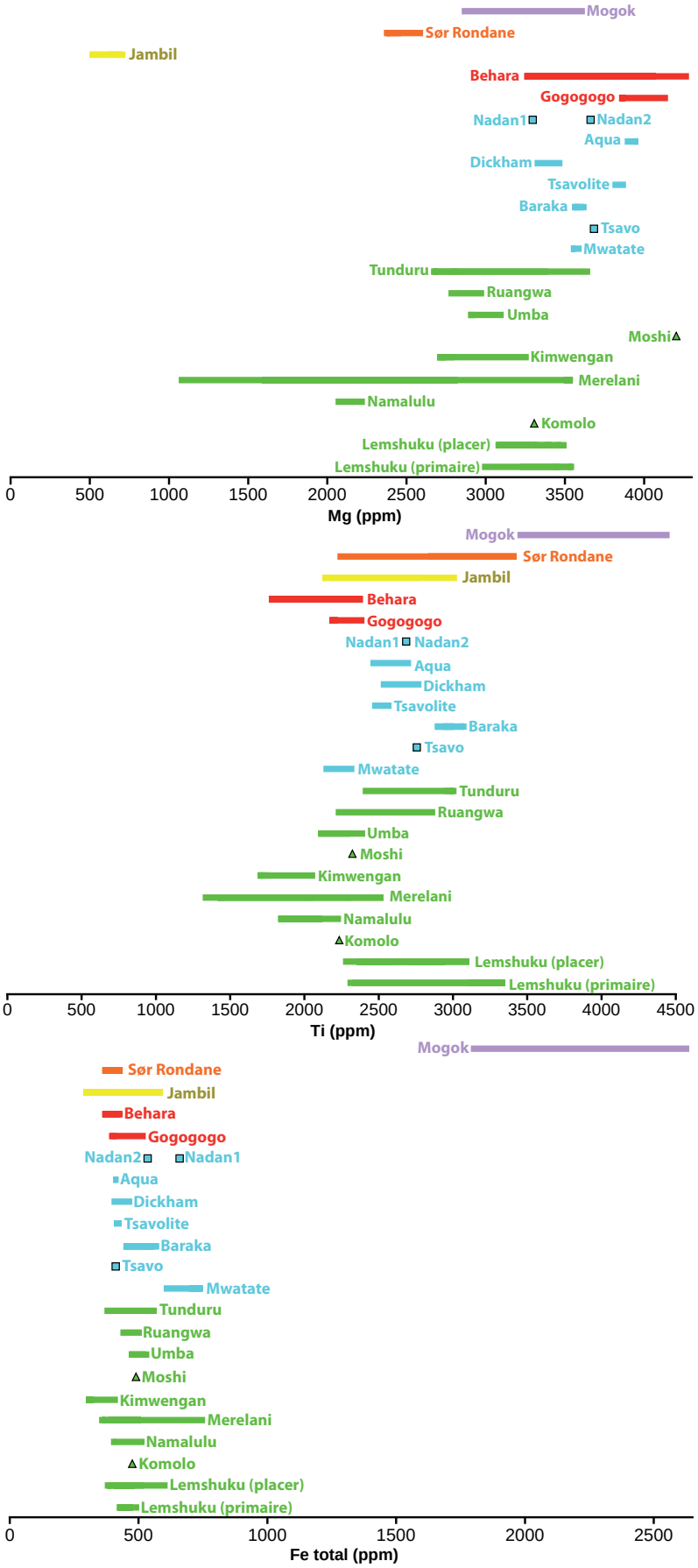


Figure V-3 : Teneurs en Mg, Ti et Fe des tsavorites analysées au cours de cette étude

volite, Dickham, Aqua, Gogogogo, Behara et Sør Rondane; alors que Fe^{3+} est plus représentatif des grenats de Komolo, Kimwengan, Moshi, Umba, Baraka, Mwatate, Jambil et Mogok. La composition chimique des deux échantillons de Ruangwa ont montré la présence de Fe^{2+} dans l'un et de Fe^{3+} dans l'autre.

5.3.2 Les éléments traces et les terres rares

Les concentrations en éléments traces et en terres rares ont été mesurées par ICP-MS au Service d'Analyses des Roches et des Minéraux (SARM) du CRPG. Les analyses ont été réalisées sur quatre échantillons provenant des gisements primaires de Lemshuku (LEM-2), Namalulu (N7), Merelani (MEd) et Kimwengan (kim) en Tanzanie. Les résultats sont donnés dans le tableau V-3.

Hormis l'yttrium et le gallium, les concentrations des éléments traces et des terres rares sont inférieures à 50 ppm lorsque ces éléments sont détectés, et varient très peu entre les différents échantillons. Les teneurs en Y sont différentes d'une tsavorite à l'autre : 20 ppm à Merelani, 85 ppm à Kimwengan, 148 ppm à Lemshuku, et 393 ppm à Namalulu. Les teneurs en yttrium des grenats métamorphiques sont comprises entre plusieurs dizaines de ppm et quelques milliers de ppm (Lanzirotti, 1995). L'yttrium a été mesurée au-dessus de 1,0 %poids de Y_2O_3 uniquement dans des spessartines associées à des environnements pegmatitiques (Jaffe, 1951; Wakita et al., 1969; Enami et al., 1995) et dans des grenats extrêmement rares nommés menzérites, de formule chimique $Y_2CaMg_2(SiO_4)_3$, situés dans des granulites felsiques en Ontario (Grew et al., 2010). Les teneurs en Ga sont constantes pour les tsavorites analysées, comprises entre 96 et 109 ppm. Très peu de données sur les teneurs en gallium des grenats naturels sont disponibles et correspondent aux grenats associés à des lherzolites (McKay et Mitchell, 1988). Ceux-ci contiennent 3,7 à 6,0 ppm de gallium. Ainsi les tsavorites apparaissent riches en Ga (moyenne : 105 ppm; n = 4) et constituent une anomalie chimique pour cet élément.

Les éléments les plus abondants après l'yttrium et le gallium sont le zirconium (22-50 ppm) et le germanium (9-45 ppm). Le zirconium est un élément majeur des grenats kimzeyites (grenats calciques à titane) qui sont associés à des carbonatites ou à des laves shoshonitiques (voir Chapitre III). D'autres grenats à teneurs importantes en Zr (3,56-19,53 %poids ZrO_2) sont observés dans des roches ultramafiques carbonatées (Platt et Mitchell, 1979). Des pyropes-almandins contenus dans des pyroxénites et des éclogites issues de kimberlites d'Afrique du Sud et d'Australie ont des teneurs en Zr comprises entre 5 et 84 ppm (O'Reilly et Griffin, 1995). Fraser et al. (1997) ont mesuré les teneurs en zirconium de grenats issus de roches mé-

Elément (ppm)	LEM-2	N7	MEd	kim
Ni	7	6	< L.D.	7
Y	148	393	20	85
Zr	45	22	50	40
Hf	2	2	2	2
U	1	2	1	1
Ga	106	108	96	109
Ge	45	35	9	42
Ce	1	1	3	2
Pr	>0	1	1	1
Nd	6	12	14	11
Sm	8	18	9	9
Eu	3	6	3	4
Gd	15	41	9	11
Tb	3	8	1	2
Dy	19	52	5	11
Ho	4	11	1	2
Er	13	34	1	7
Tm	2	5	>0	1
Yb	16	34	1	7
Lu	3	5	>0	1

Tableau V-3 : Teneurs en éléments traces détectés des tsavorites (< L. D. = sous le seuil de détection)

tamorphisées dans le faciès granulite. Ils trouvent environ 21 ppm pour ceux des métapélites et 55 ppm pour ceux des métabasites. Les almandins métamorphiques contiennent généralement 50 à 100 ppm de Zr (Degeling et al., 2001). Le zirconium a donc une affinité avec les grenats calciques ayant du titane. De fortes concentrations suggèrent un environnement magmatique de type carbonatite. Les teneurs en Zr des tsavorites permettent d'exclure ce type d'environnement et apparaissent normales pour des grenats. Les concentrations en germanium ont été mesurées pour les grenats associés à des skarns entre 0,9 et 180 ppm (Bernstein, 1985). Le germanium se concentre généralement dans les nésosilicates (dont les grenats), puis dans les sorosilicates, les inosilicates, les phyllosilicates et les tectosilicates (Bernstein, 1985). Les teneurs en germanium mesurées pour les tsavorites sont ainsi normales pour des grenats.

Les spectres des terres rares (Figure V-4a), normalisés à la chondrite Cl d'Evensen et al. (1978), sont similaires pour les quatre tsavorites étudiées. Les tsavorites sont globalement appauries en terres rares légères (La à Gd) par rapport aux terres rares lourdes (Tb à Lu). Les teneurs en terres rares légères sont croissantes depuis le La à Sm, parfois avec des teneurs inférieures à la limite de détection pour le La. Les terres rares lourdes présentent un plateau relativement constant depuis le Sm jusqu'au Lu, excepté pour la tsavorite de Merelani dont les teneurs en terres rares décroissent depuis le Sm jusqu'au Lu. Seule une légère anomalie négative en Eu est observée pour la tsavorite de Namalulu.

Les spectres des terres rares des tsavorites sont comparés à ceux de grenats métamorphi-

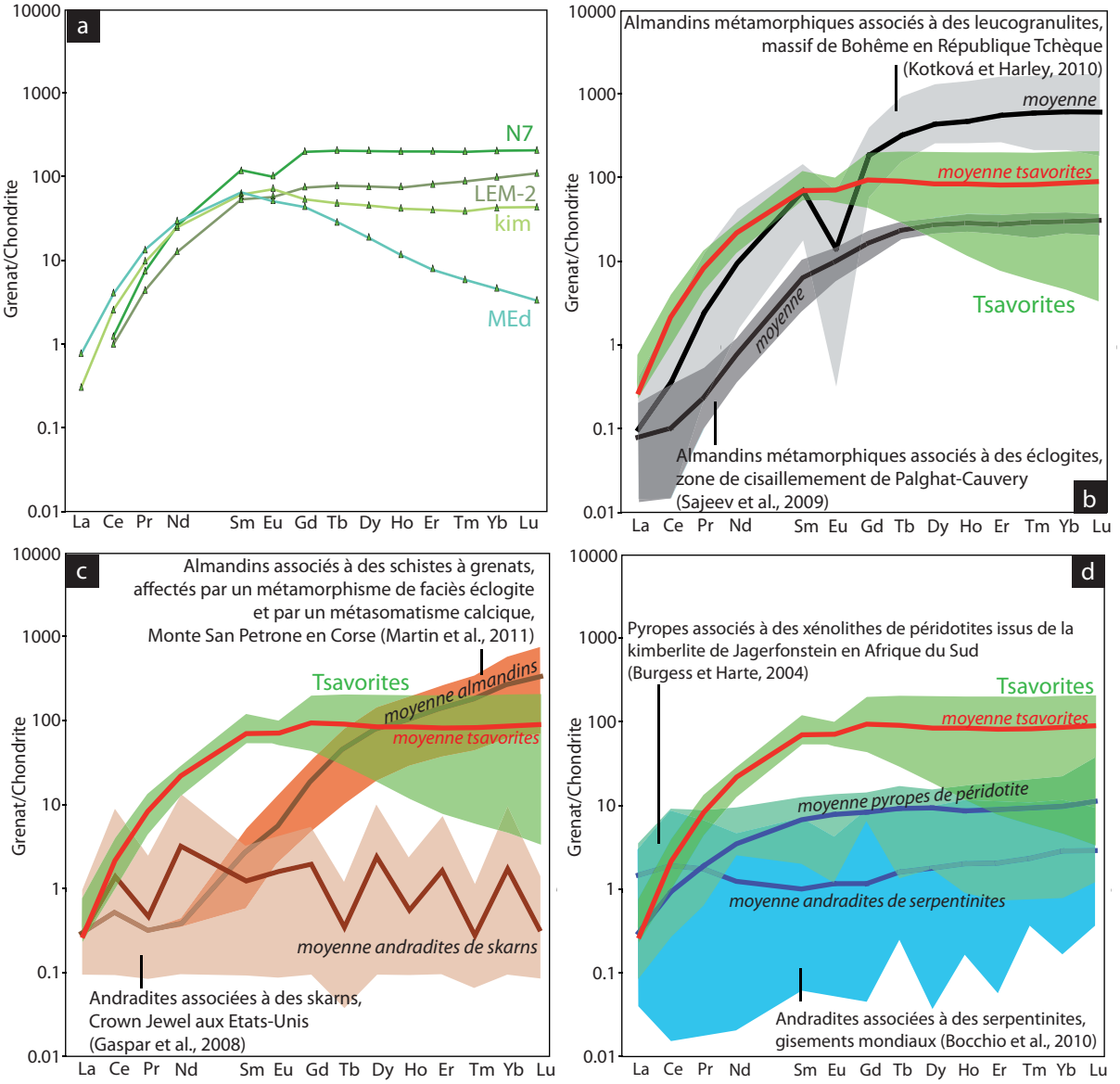


Figure V-4 : Spectres des terres rares des a) tsavorites normalisés à la chondrite CI d'Eversen et al. (1978) et comparés à ceux b) des grenats métamorphiques, c) des grenats métasomatiques et associés à des skarns, et d) des grenats magmatiques

ques (Figure V-4b), métasomatiques (Figure V-4c), ou associés à des skarns (Figure V-4c), des péridotites (Figure V-4d) ou des serpentinites (Figure V-4d). Généralement, les grenats magmatiques et métamorphiques sont appauvris en terres rares légères et enrichis en terres rares lourdes, alors que les grenats associés à des skarns sont : (i) soit enrichis en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes; (ii) soit ils ont des teneurs en terres rares très variables, avec une anomalie positive en Eu (Gaspar et al., 2008). Les tsavorites ont donc des allures de spectres en terres rares caractérisées par un appauvrissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes similaires à celles des grenats magmatiques et métamorphiques. En revanche, elles sont plus riches en terres rares que les grenats magmatiques (péridotites, serpen-

tinites). Leurs teneurs en terres rares se rapprochent davantage des grenats métamorphiques, et l'allure des spectres est proche de celle associée aux spectres de terres rares des almandins de la zone de cisaillement de Palghat-Cauvery qui sont dépourvus d'anomalie en Eu (Sajeev et al., 2009). Ces almandins du sud de l'Inde sont également situés dans la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine (voir Chapitre II). Il existe peu de données sur les teneurs en terres rares des grenats métasomatiques. Martin et al. (2011) ont analysé des almandins provenant de la Corse alpine. Ces grenats ont été métamorphisés dans le faciès éclogite (cœur du grenat) puis ils ont subi une métasomatose calcique à la fin du métamorphisme (auréole du grenat). Le cœur métamorphique présente un spectre des terres rares similaire aux grenats métamorphiques n'ayant pas d'anomalie en Eu. Les auréoles métasomatiques sont légèrement enrichies en terres rares lourdes par rapport au cœur et leur spectre ne fait pas apparaître de palier, mais une courbe croissante depuis le Tb jusqu'au Lu. Gaspar et al. (2008) remarquent également qu'il y a une corrélation positive entre la proportion de grossulaire (pôle calcique) dans un grenat et l'enrichissement en terres rares lourdes.

Les spectres des terres rares des tsavorites sont donc caractéristiques des grenats métamorphiques, et sont définis par : (i) une absence d'anomalie en Eu; (ii) un fractionnement important mais progressif depuis les terres rares légères jusqu'aux terres rares lourdes.

5.4 Typologie chimique des tsavorites et détermination de leur origine géographique

Les tsavorites sont par définition des grossulaires vanadifères, et en moindre importance chromifères. Les analyses chimiques effectuées sur un échantillonnage représentatif de tsavorites montrent que ces grenats contiennent d'autres éléments en quantités non négligeables (Mn, Mg, Ti) qui peuvent être plus abondants que le vanadium et le chrome. Ainsi, certaines tsavorites pourraient être qualifiées de manganésifères (e.g. tsavorites de Namalulu), magnésiennes (e.g. tsavorites ME3 et MEd de Merelani) ou titanifères (e.g. tsavorites de Mogok). La teneur de ces éléments est directement reliée à l'environnement de formation de la tsavorite et elle peut ainsi être représentative d'un gisement donné. Il apparaît donc nécesssaire de distinguer les tsavorites selon leur composition chimique afin d'affiner leur discrimination.

C'est dans cette optique que les éléments chimiques mineurs contenus dans la tsavorite ont été comparés selon la provenance des échantillons étudiés. Des analyses en composantes principales (ACP) ont été effectuées afin de déterminer les éléments permettant la meilleure

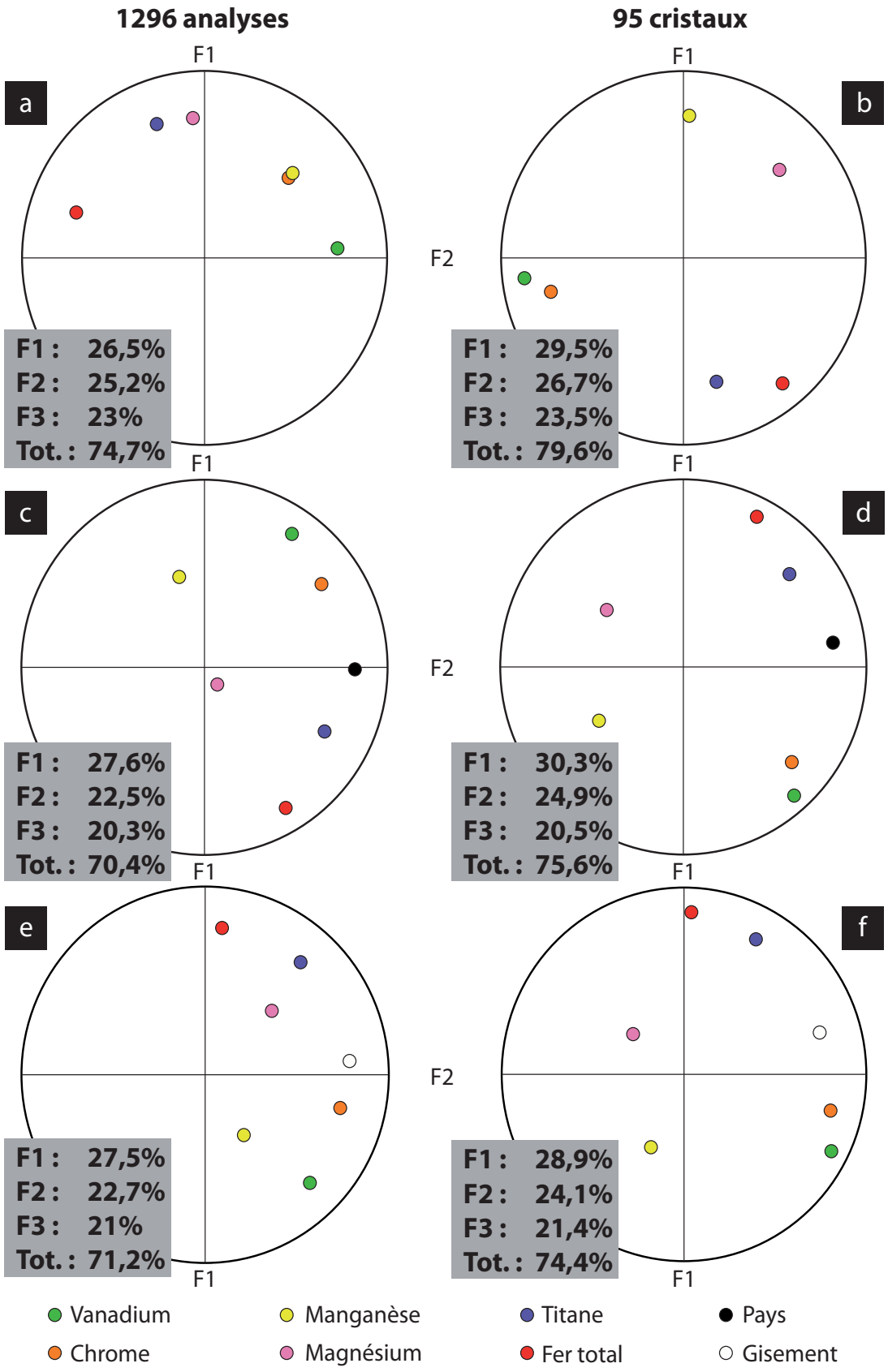


Figure V-5 : Analyses en composantes principales des éléments mineurs de la tsavorite

Ces analyses sont basées sur l'ensemble des analyses de composition chimique (a, c, e) et sur les analyses moyennes par cristal (b, d, f), et montrant les relations entre : (i) les éléments mineurs (a et b); (ii) les éléments mineurs et les pays de provenance des tsavorites (c et d); (iii) entre les éléments mineurs et les gisements de provenance des tsavorites (e et f).

discrimination des gisements (Figure V-5). En ne considérant que les éléments mineurs présents dans les cristaux de tsavorites, il apparaît que ces éléments sont liés par paire (Figure V-5b) : (i) V et Cr; (ii) Mn et Mg; (iii) Ti et Fe. En considérant toutes les analyses de composition chimique des tsavorites, V et Cr sont toujours corrélés positivement, mais Cr a une plus grande affinité avec Mn (Figure V-5a). Ces trois éléments sont en revanche corrélés négativement avec Fe, alors que Mg et Ti sont fortement liés. Cependant, comme il n'y a pas eu le même nombre d'analyses sur chaque cristal, ces dernières observations sont partiellement biaisées. Lorsque les éléments mineurs et le pays d'origine des tsavorites sont comparés, il apparaît que Ti est le plus approprié pour déterminer le pays d'origine (Figures V-5c et V-5d). En revanche, les éléments les plus adaptés pour discriminer les différents gisements sont le V et le Cr (Figures V-5e et V-5f).

5.4.1 Utilisation des éléments V et Cr et de leur rapport V/Cr : premier modèle de détermination de l'origine géographique des tsavorites

Les teneurs en V et Cr des tsavorites sont reportées dans le diagramme V en fonction de Cr (Figure V-6). Les rapports V/Cr varient de 0,2 (tsavorites de Mwatate, de Dickham et Nadan1 au Kenya) à 10,1 (tsavorite N5 de Namalulu en Tanzanie). Il se dégage plusieurs tendances des différents diagrammes de la figure V-6 (Feneyrol et al., 2010c) :

(1) Il existe une corrélation positive entre les teneurs en V et Cr pour tous les gisements.

(2) La majorité des tsavorites présente un rapport V/Cr supérieur à 4,4 (Tableau V-1). En revanche, les tsavorites kenyannes ont toutes un rapport V/Cr inférieur à 4,4 (sauf celle de Nadan2), et confirment leur caractère chromifère.

(3) Le rapport V/Cr des tsavorites est constant pour un même gisement, bien que les teneurs en V et Cr varient d'une pierre à l'autre. Cela indique que le rapport V/Cr d'une tsavorite d'un gisement donné est représentative de l'ensemble des tsavorites de ce gisement. Il y a cependant des exceptions pour les gisements primaires de Lemshuku (5,0-8,1) et de Jambil (5,1-7,9), et naturellement les placers de Lemshuku (0,7-9,6) et de Tunduru (3,4-6,4). A Merelani, deux rapports V/Cr sont mesurés : à 1,0 (échantillons ME1-A, ME1-B, ME1-C) et voisin de 7,5 (échantillons ME3, MEd, KI1-A, KI1-B, Ts-Mark).

La variabilité des rapports observés est due aux sources de V et Cr qui sont différentes d'un gisement à un autre. En revanche, le fait que ces rapports soient constants au sein d'un même gisement indique l'existence d'une unique source pour le V et le Cr.

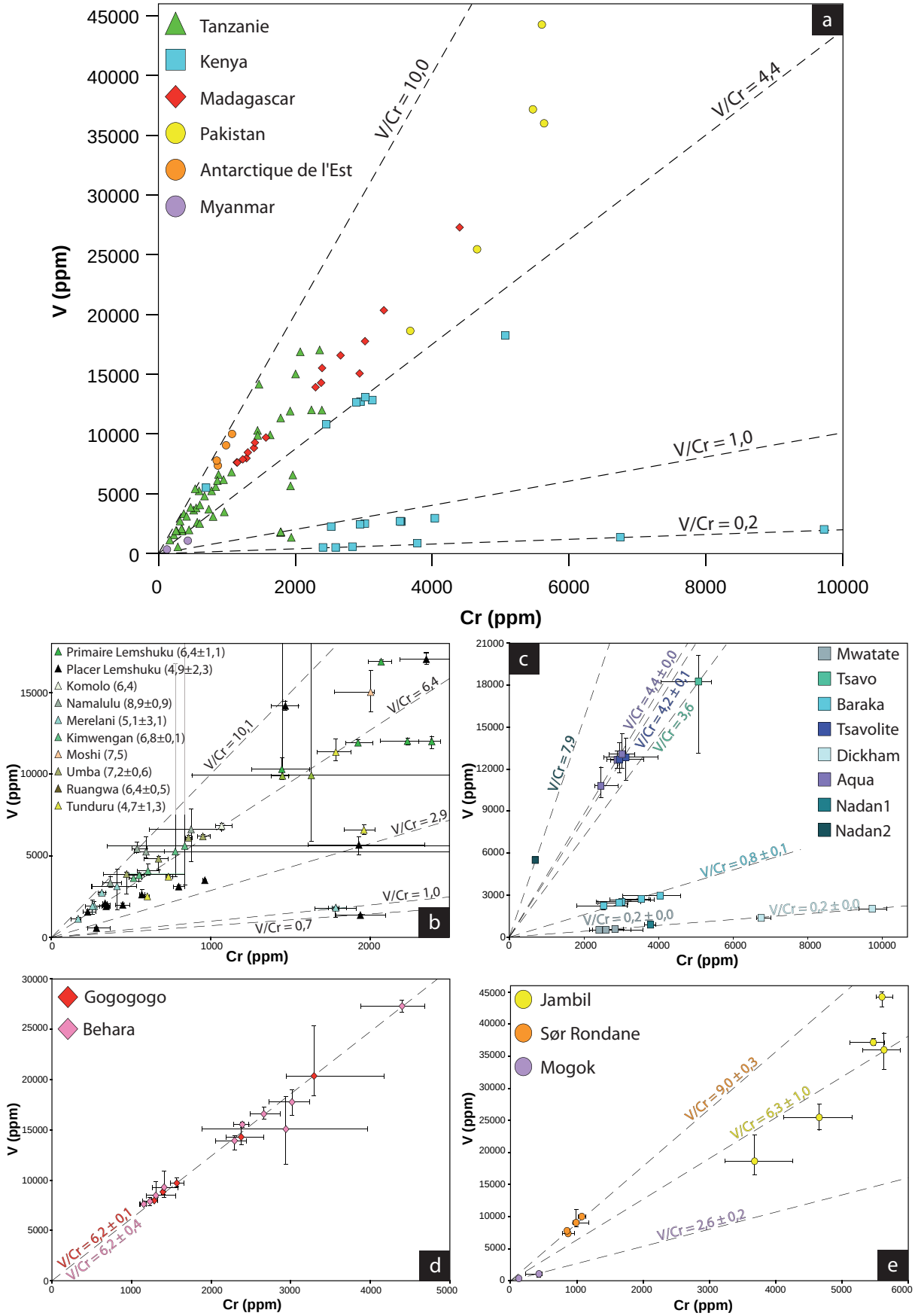


Figure V-6 : Diagrammes V en fonction de Cr montrant les rapports V/Cr des tsavorites

a) Diagramme des tsavorites issues de l'ensemble des gisements étudiés. b) Diagramme des tsavorites tanzaniennes. c) Diagramme des tsavorites kenyannes. d) Diagramme des tsavorites malgaches. e) Diagramme des tsavorites provenant de Jambil, Sør Rondane et Mogok.

Pour expliquer les variations observées dans le gisement primaire de Lemshuku (Figure V-6b) et à Jambil (Figure V-6e), plusieurs hypothèses sont émises : (i) il existe plusieurs sources de V et Cr; (ii) les concentrations en V et Cr de l'encaissant sont hétérogènes dans l'espace; (iii) le temps d'interaction de la source minéralisatrice avec l'encaissant est variable dans l'espace. Dans le cas du démantèlement d'un gisement primaire et l'accumulation des tsavorites dans un placer, les rapports devraient être constants.

Cependant, les tsavorites du placer de Lemshuku (Figure V-6b) ont une gamme de V/Cr plus importante que les tsavorites du gisement primaire : le rapport V/Cr moyen pour le placer de Lemshuku est de 4,9 ± 2,3 (0,7 < V/Cr < 9,6; n = 14) alors que les gisements primaires de Lemshuku et Komolo ont un rapport V/Cr de 6,4 ± 1,1 (5,0 < V/Cr < 8,1; n = 6). Cette observation implique que le placer contient des tsavorites issues de gisements primaires autres que ceux de Lemshuku et Komolo. Ceci confirme tout naturellement que la variabilité des rapports observés dans les placers s'explique par la contribution de tsavorites provenant de plusieurs gisements primaires érodés et transportés au sein d'un même bassin.

A Merelani (Figure V-6b), les deux valeurs mesurées peuvent être corrélées avec la concession (ou 'bloc') exploitée (A, B, C ou D) dont sont issues les tsavorites. Cependant, seule l'origine de KI1-A et KI1-B est connue et correspond au bloc D nommé Kikuku. Néanmoins, cela peut signifier que les tsavorites dont le rapport V/Cr est proche de 7,5 sont issues du bloc D, et que celles ayant un rapport égal à 1,0 proviennent d'un autre bloc.

Il est à noter que les gisements primaires ayant des rapports V/Cr variables (Jambil, Merelani, et en moindre importance Lemshuku et Namalulu) correspondent aux minéralisations contenues dans les veines de quartz. Les variations seraient alors attribuées à différents temps d'interaction entre la source minéralisatrice et l'encaissant métamorphique lors de la cristallisation de la tsavorite. Par exemple, les fluides métasomatiques piégés à la charnière des plis ont un temps de résidence plus long que ceux localisés sur les flancs de la structure, et donc interagissent plus longtemps avec l'encaissant, permettant un enrichissement en V et Cr plus important du grenat en formation.

Les teneurs en V et Cr et le rapport V/Cr des tsavorites analysées permettent de définir des domaines de concentrations en V et Cr représentatifs des tsavorites d'un pays, voire de certains gisements (Figure V-7a). Ainsi, il est possible d'identifier clairement les tsavorites kenyannes et de l'Antarctique. En revanche, il y a des domaines communs aux tsavorites de Tanzanie et du Myanmar, de Tanzanie et de Madagascar, de Madagascar et du Pakistan. Une limite nette représentée par Cr = 2400 ppm permet de séparer distinctement les tsavorites tan-

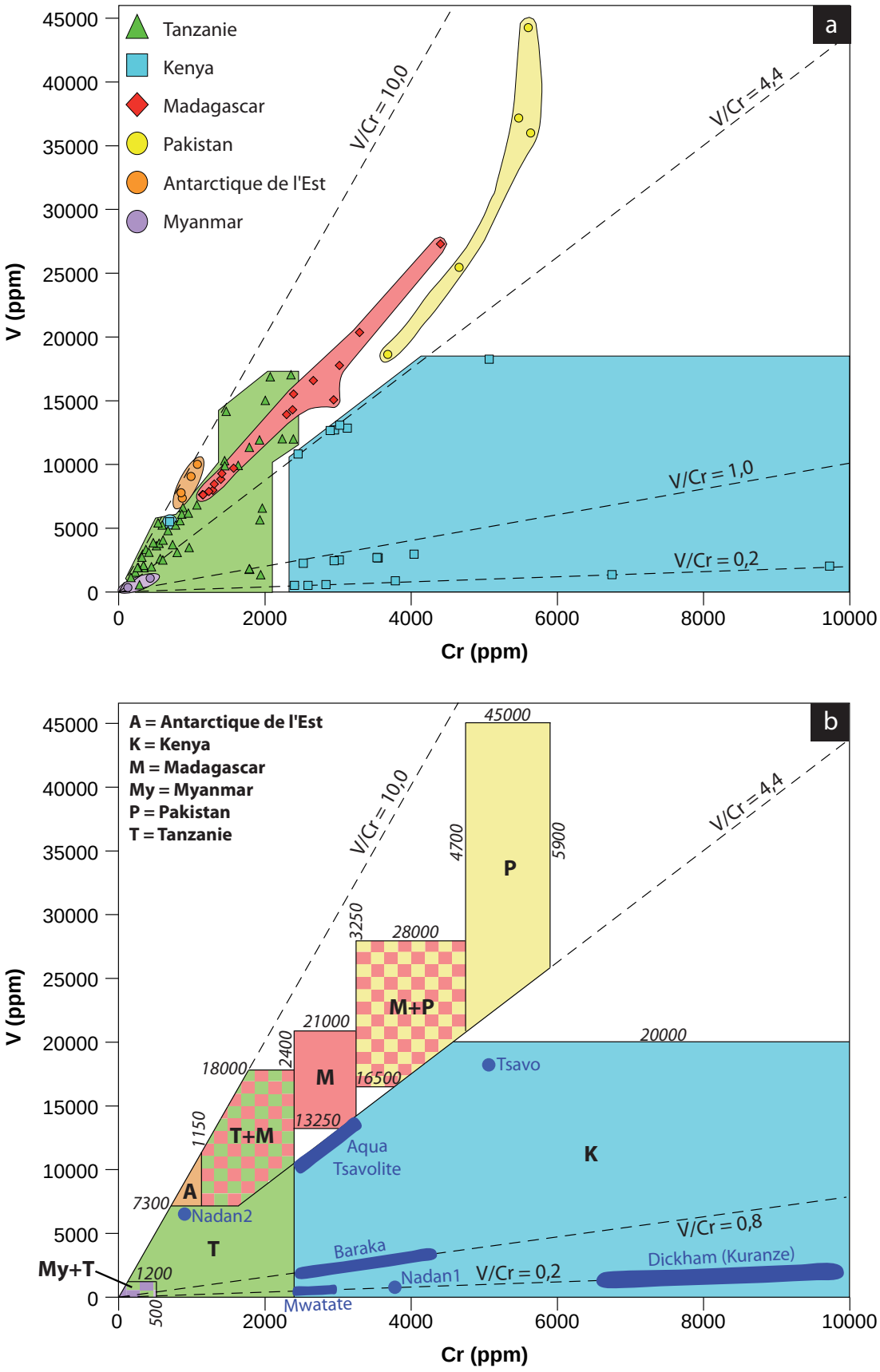


Figure V-7 : Diagramme V en fonction de Cr des tsavorites selon leur origine géographique (a) et répartition des champs chimiques proposés pour l'identification de l'origine géographique des tsavorites en se basant sur les teneurs en V et en Cr (b)

zaniennes (Cr < 2400 ppm) des tsavorites kenyannes (Cr > 2400 ppm), exceptée la tsavorite de Nadan2.

Pour le Kenya, il est même possible d'identifier le gisement d'origine d'une tsavorite, en utilisant principalement son rapport V/Cr (Figure V-6c) et sa teneur en Cr. Ainsi les tsavorites kenyannes sont définies par (Figure V-7b) :

(1) Dickham : V/Cr = 0,2 et Cr > 6750 ppm
(2) Mwatate : V/Cr = 0,2 et 2400 < Cr < 2600 ppm
(3) Baraka : V/Cr = 0,8 et Cr > 2400 ppm
(4) Tsavo : V/Cr = 3,6 et Cr > 2400 ppm
(5) Tsavolite et Aqua : V/Cr = 4,3 et Cr > 2400 ppm

Une seule tsavorite issue de Tsavo, Nadan1 et Nadan2 a été analysée, mais il a été montré précédemment que chaque tsavorite est représentative de son gisement d'origine. En conséquence, les tsavorites des gisement de Tsavo, Nadan1 et Nadan2 sont définies par :

(6) Tsavo :V/Cr = 3,6 et Cr > 2400 ppm
(7) Nadan1 : V/Cr = 0,2 et Cr ~ 3800 ppm
(8) Nadan2 : V/Cr = 7,9 et Cr < 2400 ppm

Il est difficile de distinguer les gisements de Tsavolite et d'Aqua qui ont des compositions chimiques et des rapports V/Cr très proches, respectivement 4,2 ± 0,1 (n =2) et 4,4 ± 0,0 (n = 3). Leur proximité géographique et un cadre géologique identique peuvent être une explication à ces valeurs similaires, les deux gisements étant distants de moins de cinq kilomètres. L'identification d'une tsavorite provenant de Nadan2 sera compliquée car ses tsavorites ont des teneurs en V et Cr comparables aux tsavorites tanzaniennes. Les tsavorites de Nadan2 ne pourront être certifiées que si les cristaux ont bien été échantillonnés au Kenya. Cependant, la mine Nadan2 est située près des mines d'Aqua et de Tsavolite et confirme que les tsavorites issues de cette région ont des rapports V/Cr élevés par rapport aux autres tsavorites kenyannes.

Pour les gisements tanzaniens, les teneurs en V et Cr ne sont pas suffisantes pour déterminer l'origine géographique des tsavorites. Les rapports V/Cr de certains gisements sont proches malgré leur éloignement géographique, comme pour Lemshuku (V/Cr = 6,4 ± 1,1; n = 5) et Ruangwa (V/Cr = 6,4 ± 0,5; n = 2) qui sont distants de plus de 700 km, ou encore Moshi (V/Cr = 7,5; n = 1) et Umba (V/Cr = 7,2 ± 0,6; n = 4) distants de plus de 200 km.

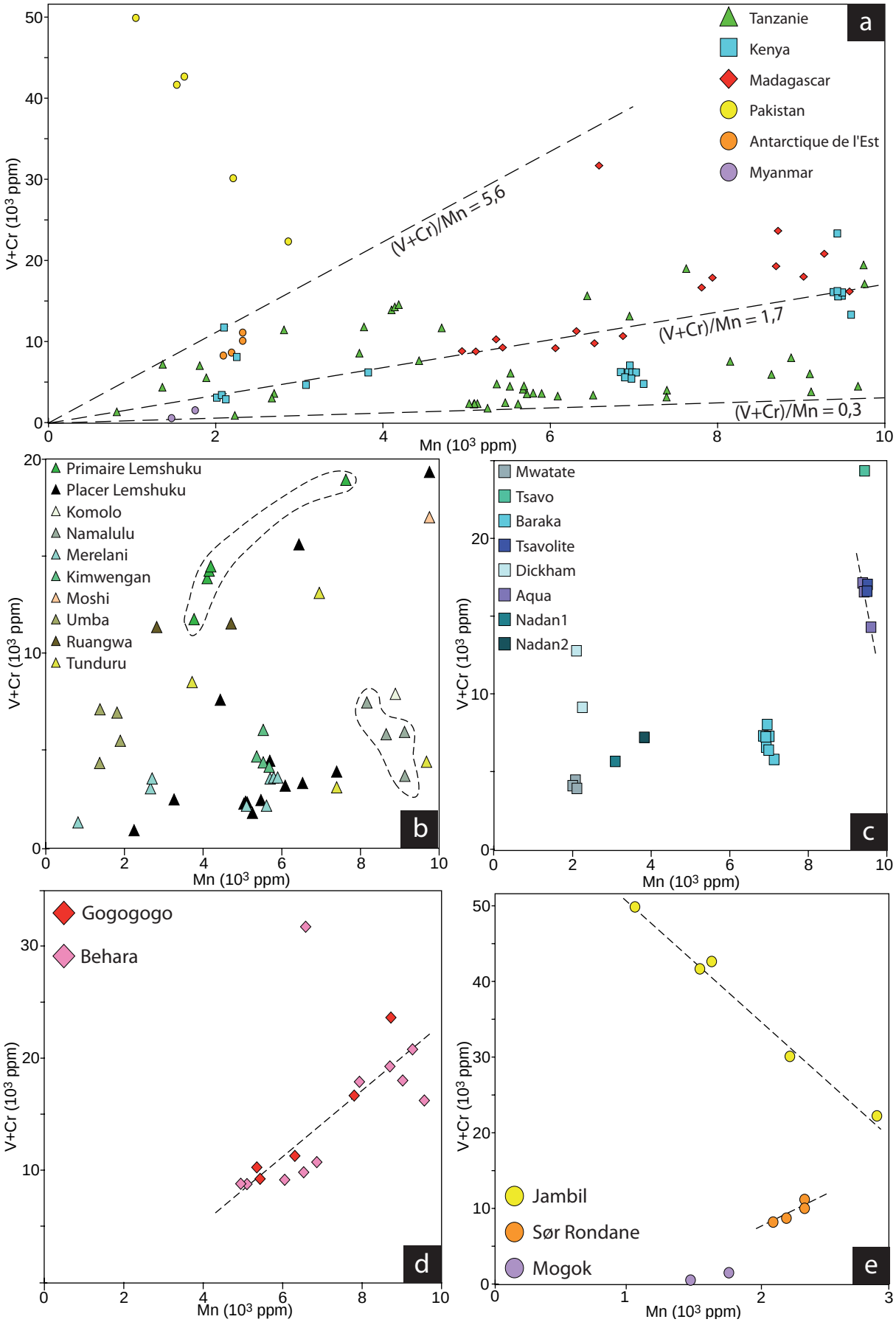


Figure V-8 : Diagrammes V+Cr en fonction de Mn (a) montrant les corrélations positives entre ces éléments pour les tsavorites du gisement primaire de Lemshuku (b), de Madagascar (d) et d'Antarctique de l'Est (e), et les corrélations négatives entre ces éléments pour les tsavorites de Namalulu (b), d'Aqua (c) et du Pakistan (e)

A Madagascar, les tsavorites de Gogogogo et Behara ont les mêmes caractéristiques chimiques et des rapports V/Cr identiques et égaux à 6,2 (Figure V-6d) qui font qu'il n'est pas possible d'identifier la mine d'origine d'une tsavorite malgache.

Les tsavorites pakistanaises de Jambil sont en partie identifiables car ce sont les seules à pouvoir contenir plus de 28000 ppm de vanadium, et leurs teneurs en chrome ne peuvent être comparées qu'à celles des tsavorites kenyannes beaucoup moins vanadifères. Cependant quelques pierres peuvent être confondues avec les tsavorites malgaches les plus riches en V et en Cr.

Il est donc possible de réaliser une première estimation de l'origine géographique des tsavorites à partir des teneurs en vanadium et en chrome. Les domaines d'identification géographique proposés dans la figure V-7b sont imparfaits, mais cette première discrimination permet de retracer la provenance des tsavorites. Le protocole utilisé a pour avantage d'être peu coûteux et rapide car il ne nécessite que quelques points de mesure à la microsonde électronique.

5.4.2 Utilisation des éléments V, Cr et Mn : typologie chimique et nouvelles définitions des tsavorites

L'analyse des compositions chimiques des tsavorites ont montré que le manganèse était un élément aussi important que le vanadium et le chrome. Bien que le manganèse soit sous la fome Mn^{2+} et donc n'entre donc pas dans le site octaédrique comme le V^{3+} et le Cr^{3+}, et que les analyses en composantes principales n'indiquent pas de réelles corrélations entre ces trois éléments (Figure V-5), des relations peuvent être établies entre les teneurs en Mn, V et Cr (Figure V-8a) :

(1) Les rapports (V+Cr)/Mn varient de 0,3 à 5,6, avec une moyenne à 1,7 ± 1,3, sans prendre en compte les tsavorites pakistanaises dont les rapports varient de 7,8 à 47,5.

(2) Globalement aux échelles mondiale et nationale, et sans tenir compte des tsavorites pakistanaises, la teneur en Mn des tsavorites augmente avec celle en V+Cr.

(3) A l'échelle des gisements, la corrélation positive entre V+Cr et Mn est réellement observée pour les tsavorites issues du gisement primaire de Lemshuku (Figure V-8b), de Madagascar (Figure V-8d) et de l'Antarctique de l'Est (Figure V-8e).

(4) Il y a une corrélation négative entre V+Cr et Mn pour les tsavorites pakistanaises (Figure V-8e) ainsi que pour celles de Namalulu (Figure V-8b).

(5) Le faible nombre d'analyses pour certains gisements ne permet pas d'établir des relations

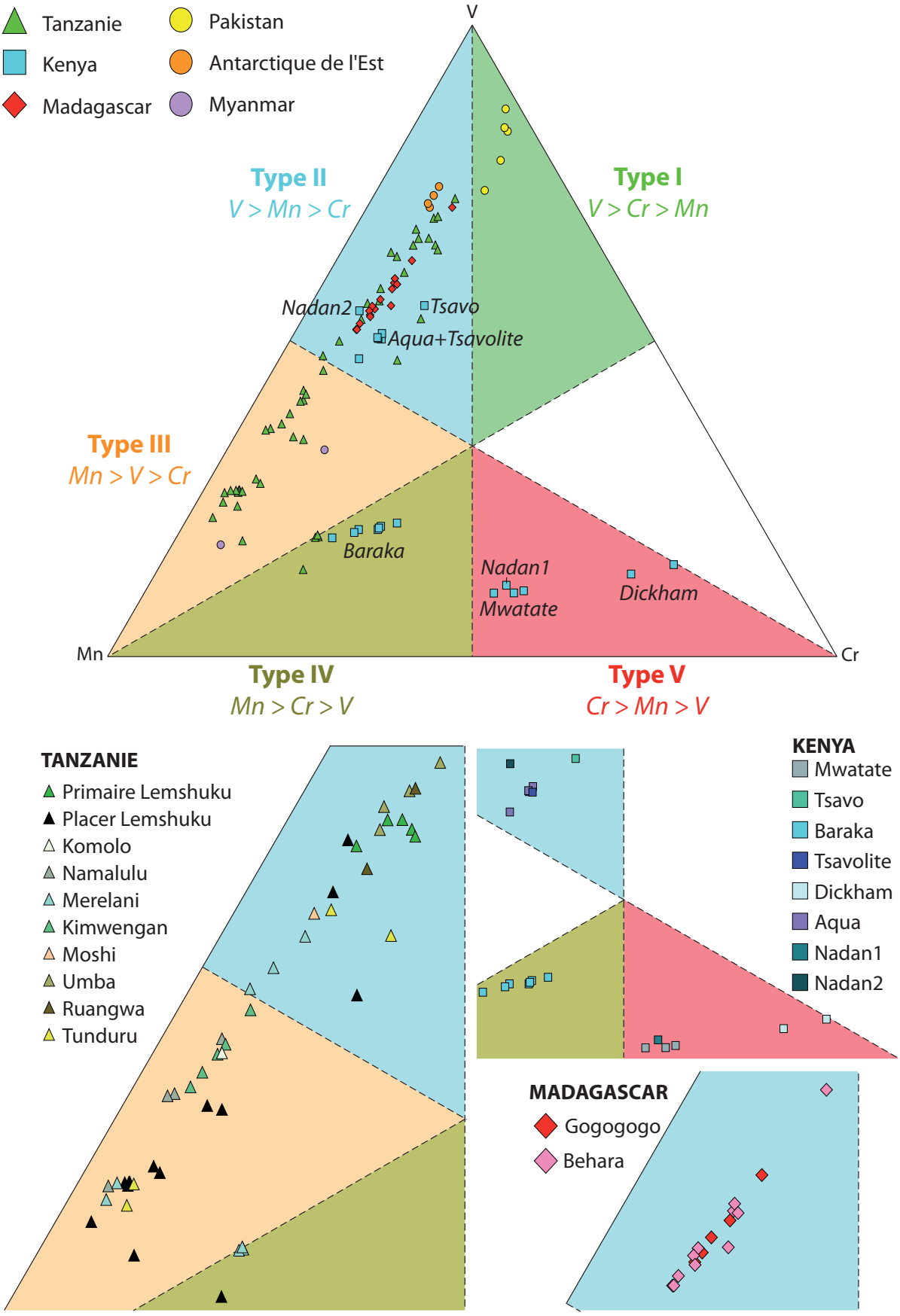


Figure V-9 : Diagramme ternaire V-Cr-Mn permettant de définir les cinq types chimiques de tsavorite

définitives. Ainsi à l'échelle du Kenya (Figure V-8c), V+Cr et Mn sont plus ou moins bien corrélés positivement, alors qu'à l'échelle des gisements kenyans, Mn varie peu et/ou est légèrement corrélé négativement avec V+Cr. Les tsavorites de Mogok quant à elles laissent apparaître une corrélation positive entre V+Cr et Mn.
(6) La combinaison des éléments V, Cr et Mn permettent de discriminer les tsavorites pakistanaises des tsavorites malgaches, ce qui n'était pas possible en utilisant uniquement V et Cr (Figure V-7b).

Cette dernière relation montre bien que le manganèse peut être utilisé pour discriminer l'origine géographique des tsavorites. Il a été montré précédemment que les teneurs en manganèse sont variables et comparables à celles en vanadium et en chrome (Figure V-2), ce qui en fait un élément chimique important des tsavorites. C'est pourquoi il est proposé de définir les tsavorites selon leurs teneurs en V, Cr et Mn et de ne plus parler uniquement de grossulaire vanadifère à leur sujet. Le magnésium et le titane auraient pu être utilisés mais leurs concentrations ne varient pas suffisamment d'une tsavorite à une autre, et sont dans la majorité des cas plus faibles que celles en V, Cr ou Mn qui elles sont beaucoup plus variables (Figures V-2 et V-3).

Cinq types chimiques de tsavorite sont ainsi définis (Figure V-9; Tableau V-1) :
(1) Les tsavorites vanadifères de type I caractérisées par V > Cr > Mn concernent uniquement les tsavorites pakistanaises issues de Jambil.
(2) Les tsavorites vanadifères de type II, avec V > Mn > Cr, correspondent aux tsavorites de Lemshuku (primaire), Moshi, Umba et Ruangwa en Tanzanie, de Tsavo, Tsavolite, Aqua et Nadan2 au Kenya, de Madagascar et d'Antarctique de l'Est.
(3) Les tsavorites manganésifères de type III, où Mn > V > Cr, dont les représentantes sont les tsavorites de Komolo, Namalulu et Kimwengan en Tanzanie, et celles de Mogok.
(4) Les tsavorites manganésifères de type IV, avec Mn > Cr > V, sont caractéristiques des tsavorites de Baraka au Kenya.
(5) Les tsavorites chromifères de type V, où Cr > Mn > V, correspondent aux tsavorites de Mwatate, Dickham et Nadan1 au Kenya.

Les tsavorites de certains gisements appartiennent à plusieurs types chimiques, notamment celles des placers de Lemshuku (types II, III et IV) et de Tunduru (types II et III), ainsi que celles des gisements primaires de Merelani (types II, III et IV). Il est à noter qu'aucune tsavorite appartient au domaine d'un potentiel type VI défini par Cr > V > Mn. Ces nouvelles

définitions pour les tsavorites mettent en avant le fait que le vanadium n'est pas toujours l'élément caractéristique du grenat vert (après Si, Ca et Al). Sur les 95 cristaux analysés, 52 sont des grossulaires vanadifères de types I et II (55%), 37 sont des grossulaires manganésifères de types III et IV (39%), et 6 sont des grossulaires chromifères de type V (6%). L'utilisation du Mn permet également d'affiner la détermination de l'origine géographique réalisée avec V et Cr : (i) il permet de discriminer totalement les tsavorites pakistanaises des tsavorites malgaches; (ii) de réduire les choix pour l'origine des tsavorites tanzaniennes en discriminant les gisements à tsavorites de type II (primaire de Lemshuku, Umba, Ruangwa) et les tsavorites de type III (Komolo, Namalulu, Kimwengan).

5.4.3 Utilisation de V/Cr, Mn et des isotopes de l'oxygène : détermination de l'origine géographique et de l'environnement géologique des tsavorites

Cette partie fait l'objet d'un article publié dans la revue *Mineralium Deposita* sous le titre : *$^{18}O/^{16}O$ and V/Cr ratios in gem tsavorites from the Neoproterozoic Mozambique metamorphic belt: a clue towards their origins*?

Cet article présente les premières données de la composition isotopique en oxygène des tsavorites issues des différents gisements de la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine. L'utilisation du $\delta^{18}O$ des tsavorites combinée à leurs teneurs en V, Cr et Mn permet d'affiner la détermination de l'origine géographique réalisée précédemment avec V, Cr et Mn, ainsi que d'identifier l'environnement géologique dont sont issues les tsavorites.

Trois intervalles de valeurs de $\delta^{18}O$ (en ‰ par rapport au V-SMOW) sont définis : (i) entre 9,5 et 11,0 ‰ pour les tsavorites de Ruangwa; (ii) entre 11,6 et 14,5 ‰ pour les tsavorites d'Umba, du Kenya, du Pakistan et de l'Antarctique de l'Est; (iii) entre 15,5 et 21,1 ‰ pour les tsavorites de la ceinture plissée de Lelatema (Lemshuku-Komolo, Merelani, Kimwengan, Moshi, Namalulu) et de Mogok. Les tsavorites issues du placer de Tunduru ont en revanche une gamme de $\delta^{18}O$ plus large, entre 11,5 et 15,7‰. Les modèles présentés précédemment ne permettaient au mieux qu'une discrimination partielle des gisements tanzaniens. L'utilisation du $\delta^{18}O$ des tsavorites, couplée aux teneurs en V, Cr et Mn, permet quant à elle de discriminer les tsavorites de Ruangwa $\delta^{18}O < 10,6 \pm 0,6‰$; n = 5), d'Umba ($\delta^{18}O = 14,2 \pm 0,5‰$; n = 3) et de la ceinture plissée de Lelatema ($15,5 < \delta^{18}O < 21,1‰$; n = 20). Elle permet également de discriminer totalement les tsavorites malgaches des tsavorites tanzaniennes : leur $\delta^{18}O$ ($\delta^{18}O = 13,3 \pm 0,6‰$; n = 6) est uniquement similaire à celui des tsavorites d'Umba, mais leur teneur en Mn (> 6000 ppm) est bien supérieure à celle des tsavorites d'Umba (< 2000 ppm). Cependant,

il reste difficile de discriminer les tsavorites de Tunduru qui proviennent probablement du démantèlement de gisements bien différents du point de vue des teneurs en V, Cr et Mn de leurs roches hôtes..

Les valeurs de $\delta^{18}O$ sont un bon traceur de l'environnement de formation de la tsavorite : le $\delta^{18}O$ du fluide en équilibre avec la tsavorite a été tamponné par l'encaissant pendant le métamorphisme et l'interaction fluide-roche. En conséquence, le $\delta^{18}O$ renseigne directement sur le type d'encaissant des gisements de tsavorite. Les valeurs de $\delta^{18}O$ comprises entre 15,5 et 21,1‰ correspondent à des tsavorites contenues dans des gneiss graphiteux fortement associés à des séries carbonatées (marbres principalement), alors que les valeurs de $\delta^{18}O$ comprises entre 11,6 et 14,5‰ indiquent que le gneiss graphiteux encaissant est très faiblement associé à des séries carbonatées. Les valeurs plus faibles de $\delta^{18}O$ relevées à Ruangwa s'expliquent par la présence de métagabbros associés aux gneiss graphiteux et qui ont été recoupés par des filons de quartz à tsavorite.

$^{18}O/^{16}O$ and V/Cr ratios in gem tsavorites from the Neoproterozoic Mozambique metamorphic belt: a clue towards their origins?

Gaston Giuliani, Anthony E. Fallick, Julien Feneyrol, Daniel Ohnenstetter, Vincent Pardieu, Mark Saul

Received: 11 October 2010 / Accepted: 24 February 2011 / DOI 10.1007/s00126-011-0355-6

Abstract

The combination of oxygen isotope composition with V–Cr–Mn trace element concentrations of V-bearing garnets (tsavorites) originating from the main deposits of the Neoproterozoic Mozambique Metamorphic Belt is reported for the first time. The database enables the identification of the geological and geographical sources of the main productive areas from northern and southern Tanzania, Kenya, and Madagascar. Three consistent sets of $\delta^{18}O$ values between 9.5‰ and 11.0‰, 11.6‰ and 14.5‰, and 15.5‰ and 21.1‰ have been recognized for primary deposits hosted in graphitic gneisses related to the Neoproterozoic metasedimentary series. The $\delta^{18}O$ value of tsavorite is a good tracer of the environment of its formation; the $\delta^{18}O$ of the fluid in equilibrium with tsavorite was buffered by the host rock during metamorphism and fluid-rock interaction. This study is a first step in characterizing the geochemistry of gem tsavorite from most of the deposits and occurrences worldwide.

Keywords

Mozambique Metamorphic Belt, Tsavorite, Oxygen isotopes, V/Cr ratio, Mn, Geographic and geologic origins.

5.4.3.1 Introduction

The common name tsavorite used in the American trade refers to the green vanadian (±chromian) grossular (Bridges, 1974). Tsavorite [$Ca_3(Al,V)_2(SiO_4)_3$], discovered by Bridges in 1967, in northeastern Tanzania, is among the most successful recent gemstones introduced to the market. The green gem combines beauty, durability, and rarity and is one of the emerging major new colored gemstones in this century (Figure V-10). Tsavorite is exploited in small-scale mines from the Neoproterozoic Mozambique metamorphic belt (NMMB) extending down from Kenya to Antarctica (Pardieu and Hughes, 2008). The most significant tsavorite deposits are found in Kenya, Tanzania, and Madagascar. The geology of the deposits has been studied

Figure V-10 : Tsavorite crystals

a) Cut tsavorite from the Merelani mining district. Photograph from Swala Gem Traders. b) Crystals of tsavorite from the Nadan I mine in the Voi mining district (Kenya). The width of the photograph is 8 cm. Photograph from G. Giuliani.

partly in the Voi region in Kenya (Pohl and Niedermayr 1978) and Merelani mines in Tanzania (Malisa, 1987; Olivier, 2006). Their genesis is not yet elucidated whereas their gemmological features have been reported (Pardieu and Hughes, 2008). Up to now, the mineralogical and physical properties of tsavorite are not sufficiently pertinent to decipher their origin. Over the last decade, variation of the oxygen isotope composition has proved to be a valuable tracer for deciphering the geological and/or geographical origins of emerald and corundum (e.g. Giuliani et al., 2005). The aim of this paper is to combine electron microprobe analysis (using the V/Cr ratio and the Mn content) with O-isotope data in tsavorite from most of the occurrences from the NMMB, in order to: (a) identify the locality of origin of tsavorite, (b) discuss the geological significance of the oxygen isotopic variations, and (c) present a first database that will be of use with nondestructive methods for determining the origin of tsavorite set on jewels or artifacts.

5.4.3.2 Geological outline

Tsavorite (Malisa and Muhongo, 1990) occurs in the NMMB. The mineralization is hosted by a metasedimentary sequence formed by a main succession of quartzite, kyanite ± sillimanite-biotite ± almandine graphitic gneiss, graphitic gneiss, calc-silicate, and marble (Feneyrol et al., 2010a). The sequence represents marine continental shelf deposits (sandstone-black shale-impure limestone) laid down about 800 Ma ago (Walton and Marshall, 2007), metamorphosed, folded, and thrust during the Pan-African Orogeny onto the Archean basement during the subsequent continental collision of the Himalayan type (Le Goff et al., 2010).

Tsavorite is confined to graphitic gneiss or schist in the upper part of the sequences, in

places associated with alternations of marble, or near the contact of the marble unit (Bridges, 1974; Olivier, 2006; Feneyrol et al., 2010a). Tsavorite occurs: (a) as randomly distributed nodules averaging 5 to 20 cm in diameter, i.e., porphyroblasts surrounded by kelyphitic rims of scapolite, vanadian zoisite, or tsavorite and quartz, clinopyroxene and spinel; (b) as euhedral crystals up to 10 cm in quartz veinlets and pockets generally parallel to the regional foliation of metasomatised vanadian graphitic gneiss (Malisa, 1987; Feneyrol et al., 2010a); and (c) as rounded pebbles or broken and blunt crystals and aggregates in placers, such as those of Tunduru, Lemshuku, and Umba in Tanzania (Pardieu and Hughes, 2008). The graphitic gneisses formed under granulite to upper amphibolite facies conditions (Malisa, 1987; Olivier, 2006; Le Goff et al., 2010) and their protolith was a black shale (Key and Hill, 1989; Malisa and Muhongo, 1990). They are enriched in vanadium (450 to 1,700 ppm), chromium (70 to 1,000 ppm), and the carbon isotopic composition of graphite in quartz veins from Merelani ($\delta^{13}C$=-24.0±1.0‰) indicates a sedimentary organic matter origin (Giuliani et al., 2008). Vanadium and chromium were incorporated during prograde metamorphism to form V-bearing Ca-silicates and tsavorite in the graphitic gneiss and calc-silicate. All the deposits are of metamorphic origin (Malisa, 1987; Key and Hill, 1989; Suwa et al., 1996) and formed during the orogenesis at 750–530 Ma (Meert, 2003).

Economic tsavorite deposits aremined in the area extending from Merelani–Lemshuku to Namalulu in the Lelatema fold belt (Feneyrol et al., 2010a), and Umba in northern Tanzania, Ruangwa and Tunduru in southern Tanzania. The most famous and significant deposits so far are in the Tsavo region in southern Kenya from Taita Hills to Tsavo, Kasigau, and Kuranze areas (Bridges, 1974). The occurrences of Gogogogo and Behara in southern Madagascar (Mercier et al., 1997) as well as those of Jambil in the Swat Valley from western Pakistan (Hussain, 2005) are also of economic scale. Other occurrences have been described from the Sør Rondane mountains of Antarctica (Osanai et al., 1990). Tsavorite is also found as an occasional mineral in the Mogok marbles in Myanmar (Themelis, 2008), in skarns at Pezinok in Slovakia (Uher et al., 2008) and at Jeffrey mine in Quebec (Wight and Grice, 1982).

5.4.3.3 Samples and analytical techniques

Tsavorite samples (n=69) were collected from 24 deposits in seven countries by the authors. Two types of tsavorite were analyzed: (a) gem-hosted tsavorite in veins or nodules (primary deposits) and (b) gem from placers (secondary deposits). In addition, tsavorites hosted respectively in marble from Myanmar and skarn developed on metavolcanic rocks from Slova-

kia, were analyzed for comparison. Oxygen isotope analyses were performed at SUERC using a modification of the laser-fluorination technique (Giuliani et al., 2005). Precision and accuracy on quartz standards are ±0.1‰ (1σ), and duplicate analyses of tsavorite confirm this precision. Data are reported in the conventional delta notation ($\delta^{18}O$, expressed in per mil (‰)) relative to the Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW). The electron-probe micro-analyses were obtained on a Cameca SX100 at the University Henri Poincaré of Nancy (details in Annexe A).

5.4.3.4 Results

The $\delta^{18}O$ values for the tsavorite samples from the primary deposits range from 9.5‰ to 21.1‰ (see Tableaux V-4 et V-5). The O-isotope values can be divided into three distinct sets (Figure V-11): (1) the first set, ranging from 9.5‰ to 11.0‰ (n=5), corresponds to tsavorite from the Ruangwa deposit in southern Tanzania; (2) the second $\delta^{18}O$ set, between 11.6‰ and 14.8‰ (n=25), represents tsavorite from Umba in Tanzania, Kenya, Madagascar, Pakistan, and Antarctica; (3) the third set, ranging from 15.5‰ to 21.1‰ (n=20), corresponds to tsavorite from the Tanzanian Lelatema fold belt in Tanzania, comprising the Merelani, Kimwengan, Moshi, Lemshuku, and Namalulu deposits. The tsavorites from the placer deposit of Lemshuku have a restricted $\delta^{18}O$ range between 16.5‰ and 18.3‰ (n=11).

The tsavorites from the placer of Tunduru have a wider range of $\delta^{18}O$ values, between 11.5‰ and 15.7‰ (n=4). Two whole rock $\delta^{18}O$ values of the graphitic gneiss host rock of the Lemshuku mineralisation gave 17.6‰ and 22.3‰.

For comparison, $\delta^{18}O$ values for tsavorite from Mogok in Myanmar hosted in marble and Pezinok in Slovakia from skarn derived from mafic metavolcanics, are 19.0 and 5.7±0.2‰, respectively (n=2).

The trace element contents of tsavorites show that vanadium and chromium are the two main chromophorous elements that give the green color to the vanadian grossular. The V/Cr ratios of tsavorite are highly variable and range from 0.2 to 9.3 (Tableaux V-4 et V-5; Figure V-12). Kenyan tsavorites have V_2O_3 and Cr_2O_3 contents, respectively, between 0.07 and 2.69 wt.% and 0.35 and 1.42 wt.%. Their V/Cr ratio is between 0.2 and 4.3. The V/Cr ratios are <1 for tsavorites from Baraka, Mwatate and Kuranze deposits, but those of Equador, Tsavolite and Aqua mines lie between 4 and 4.3. Tsavorites from Madagascar, Pakistan, and Antarctica display V/Cr ratios of >5.8. Jambil tsavorites in Pakistan have the highest V contents, up to 45,000 ppm with 5.1<V/Cr<7.9. The tsavorites from Tanzania have highly variable V/Cr ratio between

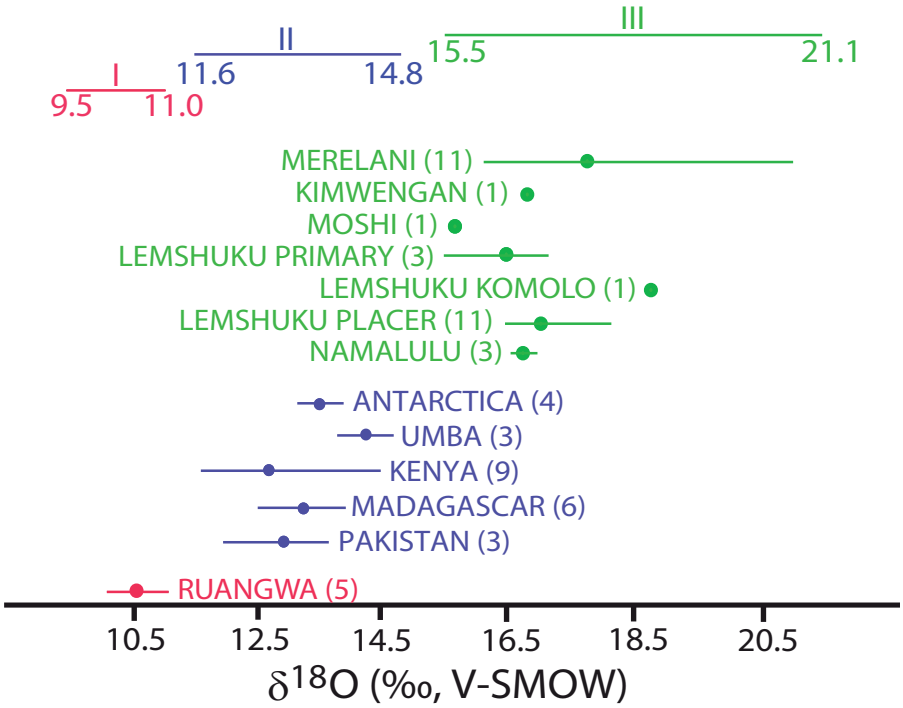


Figure V-11 : Distribution of the $\delta^{18}O$ value of tsavorites from the deposits of the Neoproterozoic Mozambique Metamorphic Belt

The $\delta^{18}O$ values of tsavorite from Mogok and Pezinok which are not from the NMMB are not reported as well those from the Tunduru placer. Numbers enclosed in parenthese are number of analyses.

0.7 and 8.2. Nevertheless, the Cr_2O_3 contents, between 0.04 and 0.26 wt.%, are lower than in the Pakistani and Kenyan ones (Tableau V-5). The tsavorites from the placer of Lemshuku show a large variability of the V/Cr ratio (0.2 to 9.3). The Mn content for the entire set of tsavorites varies from 1750 to 9500 ppm.

5.4.3.5 Discussion of the results

Oxygen isotope ratios of tsavorite from the NMMB reported here represent the first study and dataset of deposits worldwide. Three consistent sets of $\delta^{18}O$-values are found for primary deposits, respectively, between 9.5‰and 11.0‰, 11.6‰ and 14.8‰, and 15.5‰ and 21.1‰ (Figure V-11). In each set, the $\delta^{18}O$ variability of tsavorite is low at the crystal scale as exemplified by a crystal from Kikuyu mine (19.0±0.1‰, n=2) with no significant variation between the rim and the core of the crystal (Tableau V-4), as well as at the scale of a mining district as for Ruangwa (10.6±0.6‰, n=5) or at the scale of several deposits for Kenya (12.6±1.1‰, n=9) or Madagascar (13.3±0.6‰, n=6).

All the primary deposits are hosted by graphitic gneiss but the rock succession in the mineralized horizon varies from one deposit to another:

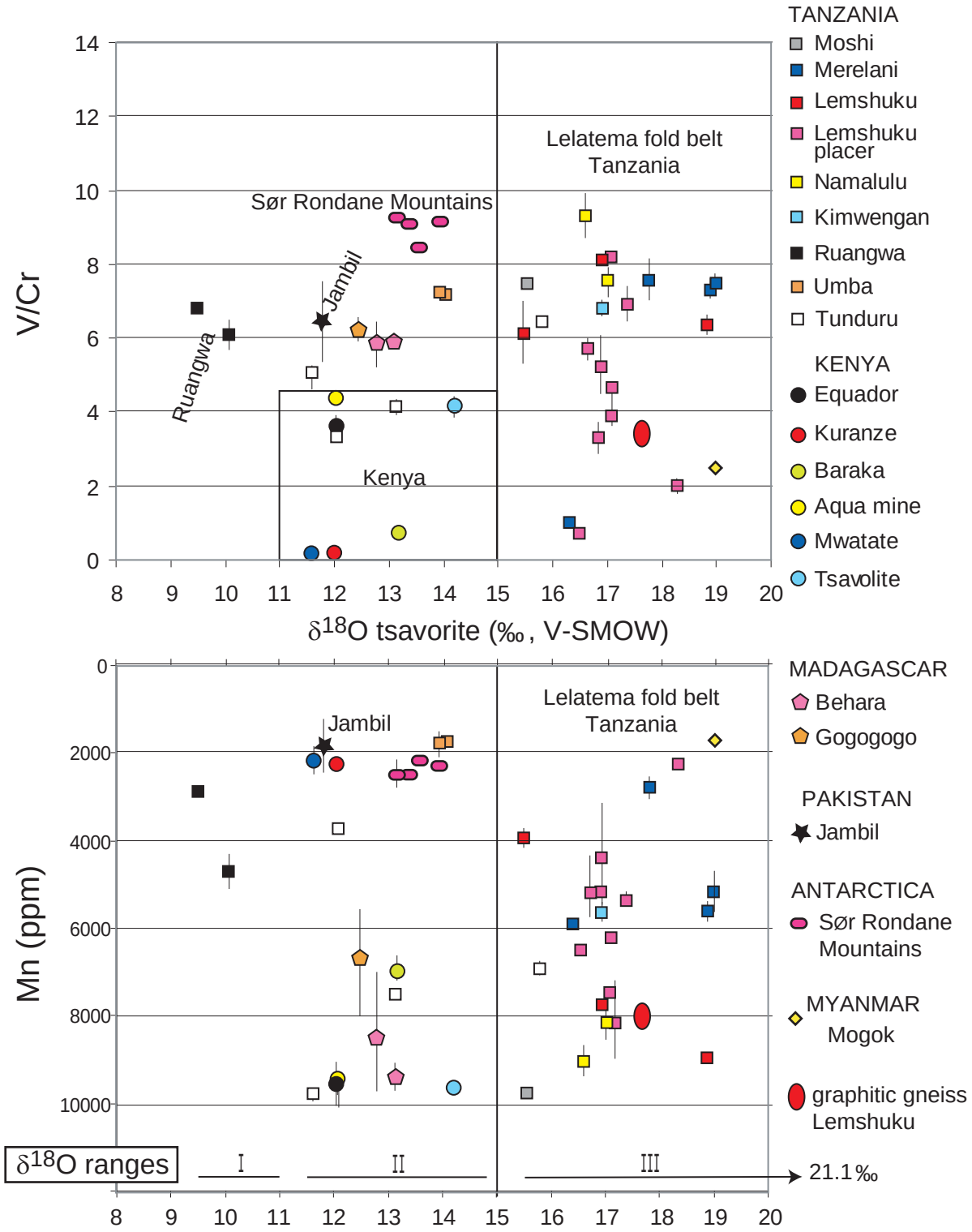


Figure V-12 : δ¹⁸O (‰, V-SMOW) versus V/Cr ratios and Mn (ppm) of tsavorites from the deposits of the Neoproterozoic Mozambique Metamorphic Belt

Country	Mine	Sample	Nature	Type of deposit	$\delta^{18}O$ (‰ SMOW)	mean $\delta^{18}O$ (‰ SMOW)	V/Cr ratio	Mn (ppm)
TANZANIA								
Merelani district	**MERELANI**			***primary deposit***		**17.8 ± 1.4 (n=12)**		
	Block D (Kikuyu mine)	Ki-1a	tsavorite (rim)	quartz lens	18.9	***19.0 ± 0.1 (n=2)***	7.3 ± 0.2 (n= 10)	5612 ± 154
	Block D (Kikuyu mine)	Ki-1b	same crystal (core)	"	19.0	***(Ki-1a and Ki-1b)***	7.5 ± 0.3 (n= 10)	5091 ± 518
	Block D (2008)	Ki-2	tsavorite	"	18.2			
	Block D (Kikuyu mine)	Ki-3	"	"	17.8			
	Block D	ME-12	diopside	"	19.05			
	Block D (2005)	ME-2	tsavorite	quartz pocket	17.4			
	Block D (karoo 2009)	ME-12	"	quartz pocket	21.1			
	Block A	ME-3	"	"	17.75		7.6 ± 0.6 (n= 18)	2700 ± 289
	Block A	ME-4	"	with diopside	17.4			
	Block A	ME-11	"	quartz veinlet with sulfides	16.4			
	Block A	ME-11	quartz	"	20.7			
	Block A	ME-11-4T	tanzanite	"	17.7			
	Block A	MQ1	quartz	quartz pocket	19.8			
	Block A	MQ3	"	"	22.1			
	Block A	ME-5T	tanzanite	"	18.5			
	Block B	ME-1	tsavorite		16.3		1.0 ± 0.0 (n= 30)	5804 ± 94
	Block B TZ200 (2006)	ME-5	"	"	16.6			
	KIMWENGAN			***primary deposit***				
		KIM-1	tsavorite	quartz vein with sulfides	16.9		6.8 ± 0.2 (n= 39)	5518 ± 153
		KIM-1	quartz	"	21.0			
		KIM-1T	tanzanite	"	17.75			
Moshi district	**MOSHI**	Moshi	tsavorite	quartz lens	15.55		7.5 ± 0.2 (n= 5)	9754 ± 205
Lemshuku district	**LEMSHUKU**			***primary deposit***		**16.5 ± 0.9 (n=3)**		
	(new mine)	LEM-1	tsavorite	quartz vein with sulfides	16.9		8.1 ± 0.1 (n= 10)	7629 ± 41
		LEM-2Tsa	"	"	15.5		6.2 ± 0.9 (n= 69)	3933 ± 197
		LEM-2Qz	quartz	"	20.5			
		JF139	tsavorite	"	17.1			
		JF129Q2	quartz	"	20.65			
				placer deposit		**17.1 ± 0.5 (n=11)**		
		JF138	tsavorite	"	17.75			
		PKOM-1	"	"	18.3		2.0 ± 0.2 (n= 20)	2232 ± 93
		PKOM-2	"	"	17.4		6.9 ± 0.4 (n= 20)	5252 ± 58
		PKOM-3	"	"	16.65		5.7 ± 0.2 (n= 45)	5082 ± 84
		PKOM-4	"	"	16.9		5.2 ± 0.9 (n= 38)	4358 ± 1123
		PKOM-5	"	"	17.1		4.6 ± 0.2 (n= 20)	6088 ± 71
		PKOM-6	"	"	17.0		3.9 ± 0.1 (n= 20)	7392 ± 71
		PKOM-7	"	"	16.5		0.7 ± 0.0 (n= 20)	6515 ± 95
		PKOM-8	"	"	16.85		3.2 ± 0.4 (n= 42)	5027 ± 634
		PKOM-9	"	"	17.0			
		PKOM-10	"	"	17.1		8.2 ± 1.2 (n= 40)	8095 ± 1680
		PKOM-13	ruby	"	18.9			
				graphitic gneiss				
		JF013	gneiss		17.6		3.5	800
		JF016	"		22.3		6.6	< 200
	LEMSHUKU			***primary deposit***				
	(KOMOLO old mine)	JF131T	tsavorite	nodule	18.8		6.4 ± 0.2 (n= 15)	8879 ± 52
Namalulu district	**NAMALULU**			***primary deposit***		**16.8 ± 0.2 (n=3)**		
		NAMA-1	tsavorite	quartz lens	16.6		9.3 ± 0.6 (n= 60)	8955 ± 288
		NAMA-2	"	"	16.7			
		JF095	"	in calcrete	17.0		7.5 ± 0.4 (n= 20)	8152 ± 403
Ruangwa district	**RUANGWA**			***primary deposit***		**10.6 ± 0.6 (n=5)**		
		Ru-1	tsavorite	quartz veinlet	9.5		6.8 ± 0.2 (n= 10)	2814 ± 41
		Ru-2	"	"	10.5			
		Ru-3	"	"	10.0			
		Ru-4	"	"	9.6		6.1 ± 0.5 (n= 10)	4707 ± 393
		Ru-5	"	"	11.0			
Tunduru district	**TUNDURU**			***placer deposit***				
		Tu-1	tsavorite	"	13.2		4.2 ± 0.1 (n= 10)	7391 ± 65
		Tu-2	"	"	11.5		5.1 ± 0.1 (n= 10)	9681 ± 384
		Tu-3	"	"	12.1		3.4 ± 0.0 (n= 10)	3718 ± 38
		Tu-4	"	"	15.7		6.4 ± 0.3 (n= 10)	6951 ± 295
Umba district	**KIPINGANI**	Kip-1	tsavorite	quartz veinlet	14.8	**14.2 ± 0.5 (n=3)**		
	(Umba)	Umba-A	"	"	14.0		7.1 ± 0.1 (n= 10)	1804 ± 59
		Umba-B	"	"	13.9		7.2 ± 0.1(n= 10)	1885 ± 279

Tableau V-4 : $\delta^{18}O$ values, V/Cr ratios and Mn contents of tsavorites from Tanzania

Country	District or mine	Sample	Nature	Type of deposit	$\delta^{18}O$ (‰ SMOW)	mean $\delta^{18}O$ (‰ SMOW)	V/Cr ratio	Mn (ppm)
KENYA						**12.6 ± 1.1 (n=9)**		
	KURANZE			***primary deposit***				
	Dickham mine	DICK-2	tsavorite	nodule	12.0		0.2 ± 0.0 (n= 38)	2176 ± 92
		DICK-3	"		11.9			
	TAITA HILLS			***primary deposit***				
	Baraka mine	T-BAR1	tsavorite	nodule	13.2		0.8 ± 0.1 (n= 136)	6961 ± 105
	Aqua mine			***primary deposit***				
		AQUA-1	tsavorite	nodule	12.0		4.4 ± 0.1 (n= 24)	9479 ± 120
	Equador			***primary deposit***				
		Tsavo-1	tsavorite	nodule	12.4			
		Tsavo-2	"	"	12.0		3.6 ± 0.2 (n= 20)	9435 ± 494
	MWATATE			***primary deposit***				
		MWA-1	tsavorite	nodule	11.6		0.2 ± 0.0 (n= 61)	2067 ± 202
	TSAVOLITE MINE			***primary deposit***				
		TSAVOL-1	tsavorite	nodule	14.2		4.2 ± 0.2 (n= 40)	9499 ± 91
		TSAVOL-2	"	within calcrete	14.5			
MADAGASCAR						**13.3 ± 0.6 (n=6)**		
Gogogogo district	**BEHARA**			***primary deposit***				
	Behara Mine 01	BE-MIN1-1	tsavorite	quartz veinlet	12.8	**13.3 ± 0.6 (n=3)**	5.8 ± 0.6 (n= 30)	8396 ± 1371
	Behara Mine 02	BE-MIN2-1	"	"	13.1		5.9 ± 0.1 (n= 20)	9275 ± 370
		BE-MIN2-2	"	"	13.9			
	GOGOGOGO			***primary deposit***				
		GO-1	tsavorite	quartz veinlet	12.5	**13.3 ± 0.7 (n=3)**	6.2 ± 0.2 (n= 90)	6606 ± 1375
		GO-2	"	"	13.8			
		GO-3	"	"	13.7			
PAKISTAN				***primary deposit***		**13.0 ± 1.0 (n=3)**		
Swat valley	**JAMBIL**	Jambil-1	tsavorite	quartz veinlet	11.8		6.5 ± 1.0 (n= 45)	1818 ± 662
		Jambil-2	"	"	13.6			
		Jambil-3	"	"	13.5			
MYANMAR				***primary occurrence***				
	MOGOK	Mogok-1	tsavorite	marble	19.0		2.5 ± 0.0 (n= 10)	1754 ± 36
SLOVAKIA				***primary occurrence***				
	PEZINOK	SK1C	goldmanite	skarn in metavolcanic	5.85	**5.7 ± 0.2 (n=2)**		
		SK3	"	"	5.6	5.6 ± 0.3 (n=2)	1.9 ± 0.3 (n= 4)	9541 ± 552
ANTARCTICA				***primary deposit***		**13.5 ± 0.3 (n=4)**		
	SØR RONDANE	SRM1	tsavorite	nodule	13.6		8.5 ± 0.4 (n=5)	2092 ± 61
		SRM2	"	"	13.9		9.1 ± 0.3 (n=5)	2189 ± 50
		SRM3	"	"	13.2		9.3 ± 0.2 (n=5)	2325 ± 168
		SRM4	"	"	13.4		9.1 ± 0.2 (n=5)	2323 ± 76

Tableau V-5 : $\delta^{18}O$ values, V/Cr ratios and Mn contents of tsavorites from Kenya, Madagascar, Pakistan, Myanmar, Slovakia and East Antarctica

1. In the Lelatema fold belt, in northern Tanzania ($15.5<\delta^{18}O_{tsavorite}<21.1‰$, n=20), the deposits are hosted in the upper part of the metasedimentary unit composed of fine-grained vanadian graphitic gneiss with intercalations of calc-silicate and marble (Malisa, 1987; Feneyrol et al., 2010a). The effect of such a carbonate-dominated metamorphic series is important for the oxygen isotopic composition of tsavorite. These high $\delta^{18}O$ signatures for tsavorite imply that the $\delta^{18}O$ of the metamorphic fluid in equilibrium with the mineral was buffered at high temperature by the high $^{18}O/^{16}O$ ratio of the marble-rich metasedimentary series. The buffering effect prevails as shown for the Lemshuku tsavorite where the $\delta^{18}O$-values of the host-graphitic gneiss ($17.6<\delta^{18}O<22.3‰$, Tableau V-4) and those of the tsavorite (16.5±0.9, n=3) are in the same range. Such buffering effect is evidenced also for a tsavorite hosted in marble from Mogok, in Myanmar, with a $\delta^{18}O$ of 19.0‰ (Tableau V-5). These Myanmar marbles also contain ruby with $\delta^{18}O$ between 20.1‰ and 22.0‰. Garnier et al. (2008) have shown that the oxygen isotopic composition of ruby was buffered for T>600°C by the marble host rock ($19.6<\delta^{18}O<26.4‰$), and formed in a closed system, rich in CO_2 released during devolatilisation of metamorphic carbonates. In the Lemshuku placer, ruby is also found associated with tsavorite and its $\delta^{18}O$ value of 18.9‰ (Tableau V-4) falls within the isotopic range defined worldwide for ruby hosted in marbles ($16.3<\delta^{18}O<23‰$, n=41; Giuliani et al., 2005). In the Merelani and Lemshuku deposits, the $\delta^{18}O$ values of quartz in tsavorite-bearing veinlets and pockets are between 19.8‰ and 22.1‰ (Tableau V-4); high $\delta^{18}O$ is observed as well for vanadian zoisite ($17.7<\delta^{18}O<18.5‰$) and diopside ($\delta^{18}O=19.05‰$, Tableau V-4). The $\delta^{18}O$ values of tanzanite are in agreement with those already published by Olivier (2006) for Merelani, respectively, at 17.3‰, 17.4‰, and 18.5‰. The temperatures of tsavorite formation can be estimated from the quartz–garnet (grossular–spessartine) oxygen isotope fractionation equation (Lichtenstein and Hoernes, 1992). At Lemshuku, tsavorite sample LEM-2Tsa ($\delta^{18}O=15.5‰$) and quartz sample LEM-2Qz ($\delta^{18}O=20.5‰$) imply a temperature of 752°C. For the same mineral pair at Merelani, tsavorite sample ME-11 ($\delta^{18}O=16.4‰$) and quartz sample ME-11 ($\delta^{18}O=20.7‰$) suggest a temperature of 811°C. The quartz-garnet geothermometer gives a mean temperature of 780±40°C for tsavorite formation in the Lelatema fold belt, which fits with the temperature conditions calculated for the peak of metamorphism at the granulite grade, at about 880°C (Malisa, 1998), followed by near isobaric amphibolite facies retrograde temperature between 720 and 610°C (Muhongo et al., 1999; Olivier, 2006) and formation of tanzanite at 650±50°C (Olivier, 2006).

2. The second set of $\delta^{18}O$ values ($11.6<\delta^{18}O<14.8‰$, n=25) corresponds to tsavorite from Kenya, Madagascar, Pakistan and Antarctica (Figure V-11). In these deposits, the graphitic gneisses are predominant and the intercalation of marbles is either minor and restricted to calcareous

nodules, seams and lenses or absent in the case of the Pacha formation of the early Proterozoic Manglaur group in Pakistan (Hussain, 2005). The sedimentary series were not carbonate-dominated and in consequence the $\delta^{18}O$ of the fluid in equilibrium with tsavorite was buffered by only graphitic gneiss with a $\delta^{18}O$ lower than 15‰.

3. The Ruangwa tsavorite from southern Tanzania defines the third set of values ($9.5<\delta^{18}O<11.0$‰, n=5). For this deposit, neither intercalations of marble nor intrusion of pegmatite have been described. The interpretation of such low $\delta^{18}O$ values is still open: (a) presence of unrecorded pegmatites could explain the $\delta^{18}O$ values of tsavorite; (b) a variation in the chemical composition of the original black schist with the admixture of volcano-sedimentary source as described for Pezinok in Slovakia (Uher et al., 2008). At Pezinok, the $\delta^{18}O$ of the tsavorite at 5.6‰ (Tableau V-5) reflects the buffering of the fluid by the metabasaltic parent rocks.

The $\delta^{18}O$ values make it possible to distinguish tsavorite originating from Ruangwa from all the other deposits so far studied. Further identification of tsavorite from different localities is possible by the combination of oxygen isotopes with trace element contents of the crystals (Figure V-12). The discriminating elements are the V/Cr ratio and the Mn contents (Tableaux V-4 et V-5). The V/Cr ratio coupled with $\delta^{18}O$ readily separates the deposits of Kenya from Madagascar, Pakistan and Antarctica. Besides, in the field of the Kenyan tsavorites, the Mn content discriminates tsavorite from Baraka mine in the Taita Hills. Pakistani and Malagasy tsavorites have similar V/Cr ratio but Mn contents permit also to separate the Jambil tsavorite from those of Gogogogo and Behara. The tsavorite from Kipingani at Umba in northern Tanzania has a V/Cr ratio ~7.1 for a $\delta^{18}O$ value of 14.2±0.5 (n=3) that is unique for the different tsavorite found in the $\delta^{18}O$ range between 11.6‰ and 14.5‰ (Figure V-12). In the same way, the tsavorite from Antarctica has an unique V/Cr ratio between 8.5 and 9.3 for a $\delta^{18}O$ of 13.5±0.3 (n=4). The tsavorites from the Lelatema fold belt in Tanzania are unique by their oxygen isotope composition range ($15.5<\delta^{18}O<21.1$‰). The mean $\delta^{18}O$ range of the tsavorite for the primary deposits of Lemshuku (16.5±0.9, n=3), Namlalulu (16.8±0.2, n=3), Merelani district (17.8±1.4, n=12) and the placer of Lemshuku (17.1±0.5, n=11), overlap with values up to 21.1‰ for the Merelani tsavorites. All these deposits cannot be discriminated by their V/Cr ratio, Mn content and $\delta^{18}O$. The direct control on the final isotopic composition of tsavorite by the isotopic composition and the V/Cr ratio of the host rocks explains the overlap for these deposits. The host rocks belong to the same lithostratigraphic column and the mineralization is developed in the same lithological unit with probably a common genetic model for tsavorite (Feneyrol et al., 2010a).

For the secondary deposits of Lemshuku and Tunduru in Tanzania, geological origin of the tsavorites can be deciphered from their $\delta^{18}O$ values. In Lemshuku, the $\delta^{18}O$ values of tsavo-

rite confirmed that it came from the erosion of a proximal primary deposit like the Lemshuku mines. The two $\delta^{18}O$-isotopic ranges overlap with respectively 16.5±0.9 (n=3) for the primary tsavorite and 17.1±0.5 (n=11) for the placer (Figure V-11). The Tunduru placer deposit extends for several kilometers along the river but the primary occurrences are still unknown. Two sets of $\delta^{18}O$-values are defined (Figure V-12): the first set, in the range between 11.5‰ and 13.2‰, pinpoints an origin for tsavorite from graphitic gneisses with composition similar to those found in Madagascar, Pakistan, Antarctica, or Umba; the second set, with a $\delta^{18}O$ value of 15.7‰, indicates a carbonate-dominated metamorphic series like those of the Lelatema fold belt.

5.4.3.6 Conclusions

Tsavorites from worldwide deposits, located exclusively in the NMMB, were compared using a combination of oxygen isotopes and V-Cr-Mn trace element concentrations. A database of isotopic and chemical composition for tsavorite is established and enables the identification of the geological and geographical sources of the vanadian grossular. Simple consideration on the V/Cr ratio and Mn content with the oxygen isotopic ranges permitted the discrimination of Tanzanian deposits of the Lelatema Fold Belt from Ruangwa and Umba and of all the other deposits from Madagascar, Pakistan, Antarctica and Kenya. Three consistent sets of $\delta^{18}O$ values for tsavorite from primary deposits reflect that the metamorphic fluid was buffered by the $\delta^{18}O$ values of the original protolith, which varies from a high $\delta^{18}O$ carbonate-dominated (Lelatema fold belt) to a free-carbonate-bearing metamorphic series for the other deposits. The discrimination of Merelani-Moshi-Namalulu and Lemshuku tsavorites from Umba, Kenya, and Madagascar are important for the tsavorite trade and production assumed by these countries. This work confirms that oxygen isotopes, combined with chemical analysis, provide a new tool of gemstone origin identification.

5.5 Les couleurs de la tsavorite et nature des éléments chromophores

5.5.1 La gamme de couleurs

Les tsavorites sont des grossulaires verts. Cependant elles arborent des nuances de couleur variant du vert très pâle au vert très sombre. Certaines pierres sont même de couleur vert-jaune comme par exemple les échantillons V3b, V3c et V3d du placer de Lemshuku. Afin de mieux rendre compte des différentes teintes observées, l'utilisation d'une charte colorimétrique est nécessaire. En gemmologie, l'utilisation du nuancier de Munsell permet de classer la cou-

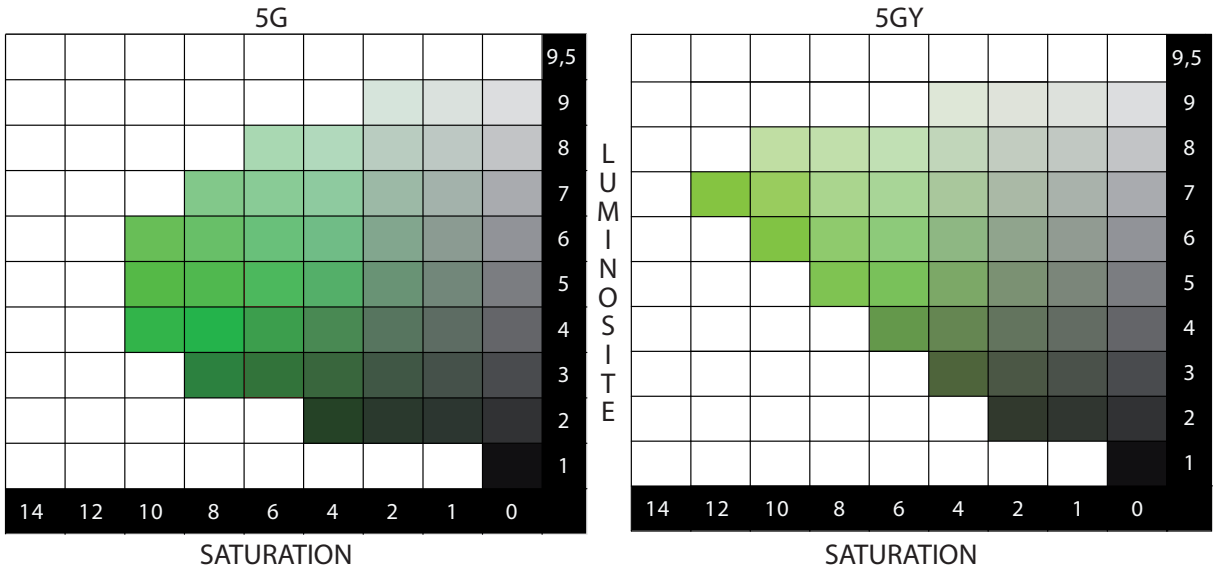


Figure V-13 : Nuanciers de Munsell pour les teintes verte (5G) et vert-jaune (5GY)

leur des gemmes en fonction d'une échelle de luminosité et d'une échelle de saturation.

Dans ce nuancier (Figure V-13), chaque couleur est codée par sa teinte, sa valeur ou luminosité (de 0 à 10), et sa saturation (de 0 à 14). Il existe cinq teintes principales (R = rouge; Y = jaune; G = vert; B = bleu; P = violet) et cinq teintes intermédiaires (YR = orange; GY = vert-jaune; BG = bleu-vert; PB = violet-bleu; RP = rougeviolet). Chacune de ces teintes est divisée en dix grades numérotés de 1 à 10, le grade 5 marquant le milieu de la teinte, et le grade 10 la limite entre deux teintes. Une couleur est donc notée de la manière suivante : Teinte Valeur/Saturation. Les tsavorites vertes auront pour teinte 5G alors que les tsavorites vert-jaune auront une teinte 5GY. Les couleurs de chaque tsavorite d'après le nuancier de Munsell sont reportées dans le tableau V-2. La tsavorite la plus claire de l'échantillonnage étudié est V1b du placer de Lemshuku, et qui est notée 5G 8/6. A l'inverse, celles dont le vert est le plus prononcé correspondent aux tsavorites de Jambil et à quelques spécimens de Madagascar, et sont notées 5G 3/6. Les trois tsavorites vert-jaune ont des couleurs s'échelonnant entre 5GY 8/10 et 5GY 8/4.

5.5.2 Absorption UV-Vis-PIR

L'étude de spectres d'absorption permet d'identifier les éléments chimiques responsables de la couleur d'une gemme. C'est pourquoi des spectres d'absorption UV-Vis-PIR (Ultra-Violet-Visible-Proche InfraRouge; 100-3000 nm) ont été réalisés sur des tsavorites représentatives des cinq types chimiques définis précédemment afin de voir si les variations en éléments chromophores sont responsables des diverses teintes arborées par les tsavorites.

5.5.2.1 Les spectres d'absorption UV-Vis-PIR des tsavorites

Les spectres d'absorption des tsavorites sont présentés dans les figures V-14 à V-18. Dans le domaine UV-Vis (300-800 nm), toutes les tsavorites étudiées présentent deux larges bandes d'absorption dissymétriques qui sont situées dans le rouge et le bleu, et centrées respectivement à environ 605 et 430 nm. L'absorbance à 430 nm est plus importante que celle à 605 nm, mais cependant la bande est moins large. La fenêtre de transmission de la lumière visible pour l'œil humain se situe dans le vert (~490-560 nm), d'où la coloration apparente des tsavorites. Chaque spectre a un continuum croissant dans le visible depuis le rouge vert le violet. Trois épaulements, correspondant à de faibles pics d'absorption associés au pic à 430 nm, sont repérés à environ 394-400 nm pour quelques tsavorites, et à 407 et 418 nm pour la majorité des tsavorites, dont celles de types III (Figure V-16) et IV (Figure V-17). Deux faibles épaulements associés au pic à 605 nm apparaissent à 697 nm et 701 nm pour les tsavorites de types IV et V (Figures V-17 et V-18).

Dans le domaine du proche infrarouge (Figures V-14 à V-18), une large bande d'absorption est présente entre 2700 et 2900 nm, avec trois pics majeurs à environ 2747, 2775 et 2808 nm, et deux épaulements associés à environ 2721 et 2822 nm. Le pic majeur est généralement à 2747 nm, sauf pour les tsavorites kenyannes, d'Umba et de quelques autres spécimens tanzaniens qui est à 2775 nm. D'autres pics d'absorbances plus faibles sont relevés pour la quasi-totalité des échantillons à environ 2176, 2266, 2611 et 2675 nm. Plus aléatoirement selon les échantillons, des pics de moindre importance sont identifiés entre 933 et 2572 nm.

5.5.2.2 Discussion des résultats

L'absorption des tsavorites a été étudiée par plusieurs auteurs qui montrent que leur spectre présente deux bandes d'absorption centrées vers 430 et 610 nm, causées par les deux éléments chromophores majeurs : V et Cr (Gübelin et Weibel, 1975; Mazurak et Czaja, 1996; Flies, 2008). V^{3+} provoque deux bandes d'absorption dans le grossulaire vanadifère synthétique, centrées vers 427 et 610 nm (Taran et al., 2002). Cr^{3+} a également deux bandes d'absorption à 427 et 611 nm dans le grossulaire chromifère (Amthauer, 1976). V et Cr ne peuvent donc être distingués à partir de ces pics et il est généralement admis que c'est le vanadium sous la forme V^{3+} qui colore les tsavorites, sa concentration étant plus importante que celle en Cr^{3+} (Switzer, 1974; Gübelin et Weibel, 1975; Muije et al., 1979; Flies, 2008). Afin d'affiner le rôle des deux chromophores, il est intéressant de comparer le spectre d'absorption de la tsavorite avec ceux de la goldmanite (grenat vanadifère) et de l'uvarovite (grenat chromifère). Le spectre

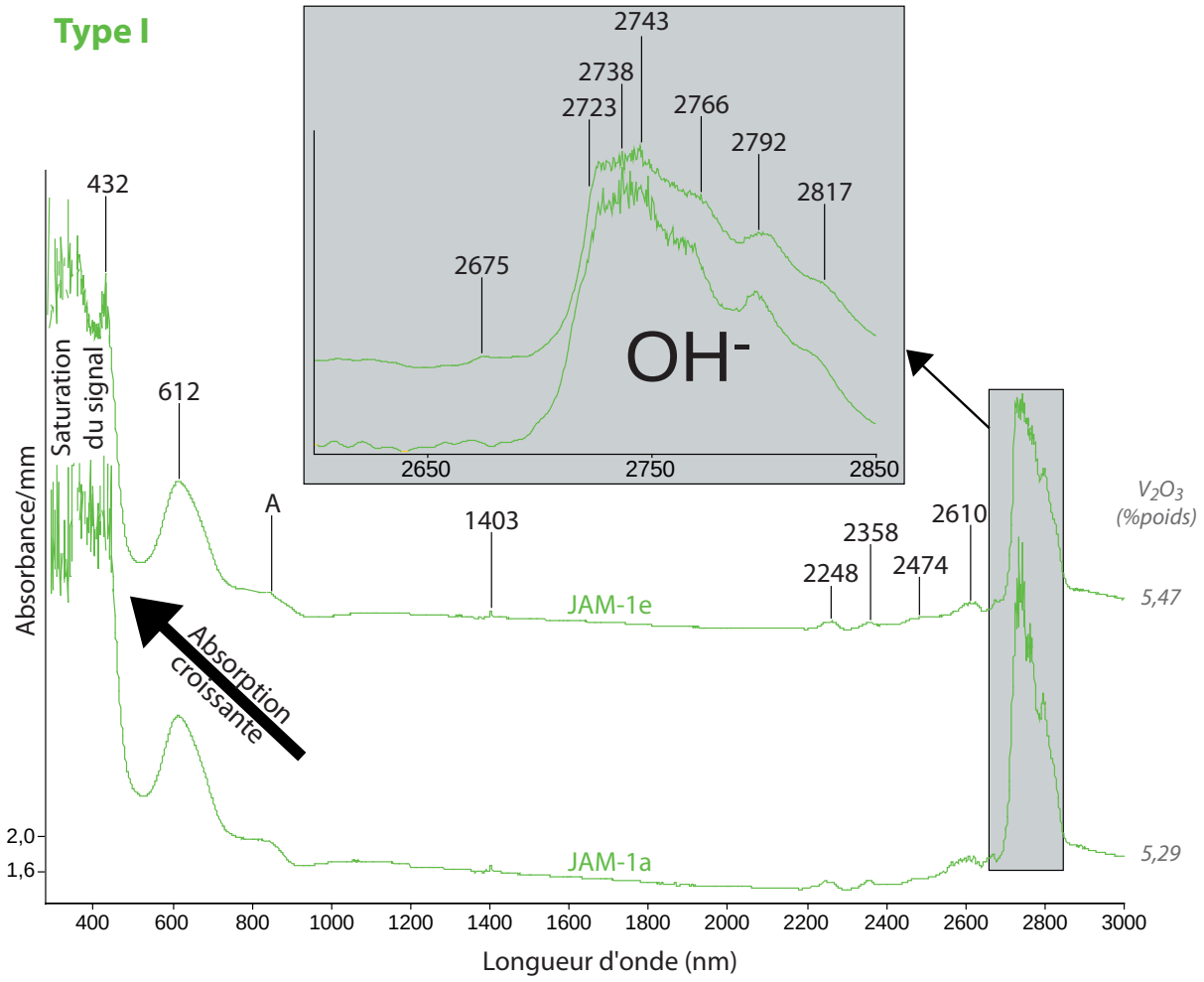


Figure V-14 : Spectres d'absorption UV-Vis-PIR des tsavorites de type I

La valeur de l'absorption est indiquée pour le spectre le plus bas, les autres spectres ont été décalés verticalement pour une meilleure lisibilité.

de la goldmanite est seulement proposé par le projet RRUFF (projet qui compile l'ensemble des données spectrales Raman, rayons X et diffraction des minéraux; site web : rruff.info) et les pics dans le domaine du visible ne sont pas clairement identifiés. Celui de l'uvarovite est composé de deux larges bandes d'absorption centrées à 440 et 617 nm dans l'uvarovite, ainsi que de deux épaulements correspondant à des petits pics à 696 et 701 nm dus aux bandes interdites (valeurs de longueur d'onde où l'énergie des électrons est nulle) de Cr (Andrut et Wildner, 2001).

Les spectres d'absorption des tsavorites étudiées dans ce travail présentent bien les deux larges bandes vers 430 et 605 nm. En revanche, les spectres des tsavorites de types IV et V, c'est-à-dire des tsavorites contenant plus de chrome que de vanadium, laissent apparaître deux très faibles pics d'absorption à 697 et 701 nm, comme pour l'uvarovite, qui sont plus intenses avec l'augmentation de la teneur en Cr (Figures V-17 et V-18). Ces pics disparaissent lorque la concentration en vanadium dépasse celle en chrome (tsavorites de types I, II et III). Ces observations confirment que V^{3+} et Cr^{3+} interviennent tous les deux dans la coloration des tsavorites,

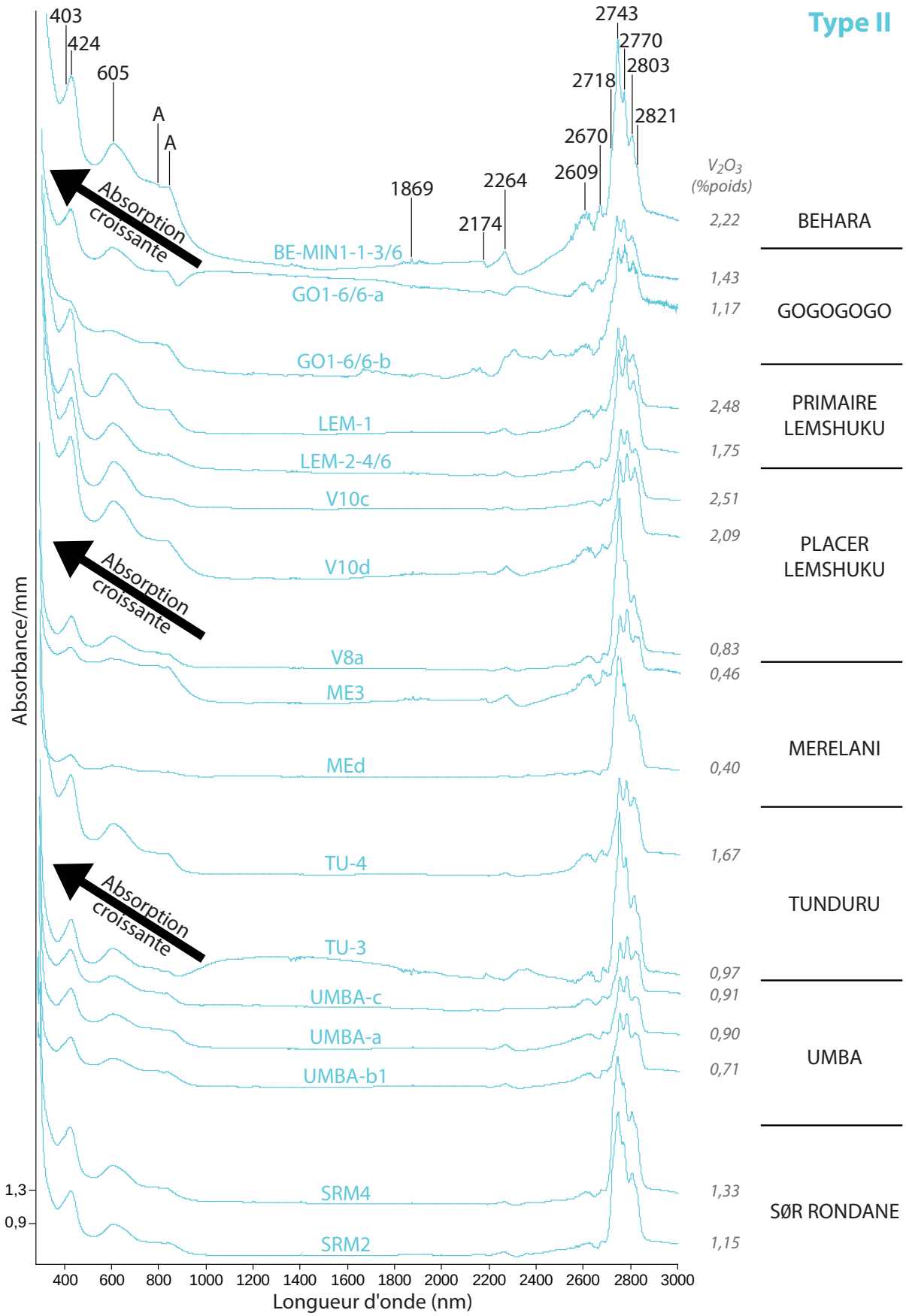


Figure V-15 : Spectres d'absorption UV-Vis-PIR des tsavorites de type II

La valeur de l'absorption est indiquée pour le spectre le plus bas, les autres spectres ont été décalés verticalement pour une meilleure lisibilité.

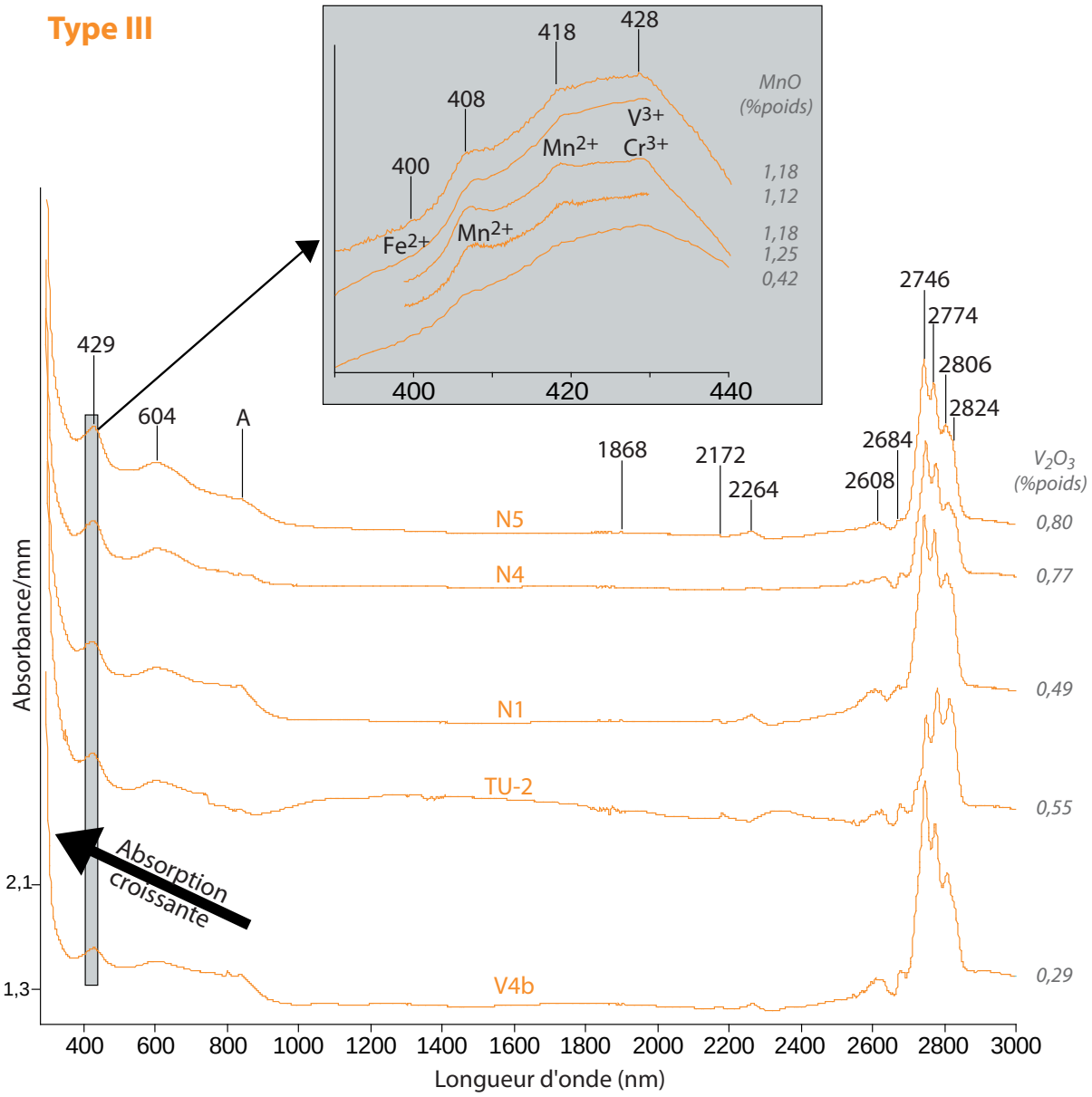


Figure V-16 : Spectres d'absorption UV-Vis-PIR des tsavorites de type III

La valeur de l'absorption est indiquée pour le spectre le plus bas, les autres spectres ont été décalés verticalement pour une meilleure lisibilité.

et que le rapport entre ces deux éléments régit la teinte finale de la pierre : (i) si V/Cr > 1, V^{3+} est le chromophore principal; (ii) si V/Cr < 1, Cr^{3+} est le chromophore principal.

Il est à noter que la valeur de l'absorbance normalisée au millimètre, au niveau des deux bandes majeures d'absorption dans le domaine du visible, n'est pas corrélée avec l'intensité du vert déterminé selon l'échelle de couleur de Munsell ou selon les rapports V/Cr. En revanche, les valeurs d'absorbance à 430 nm et à 605 nm sont plus ou moins bien corrélées avec les teneurs en V et en Cr, et surtout avec la somme de ces deux éléments chromophores (Figure V-19), ce qui provoque par ailleurs la saturation du signal pour les tsavorites de type I à 430 nm

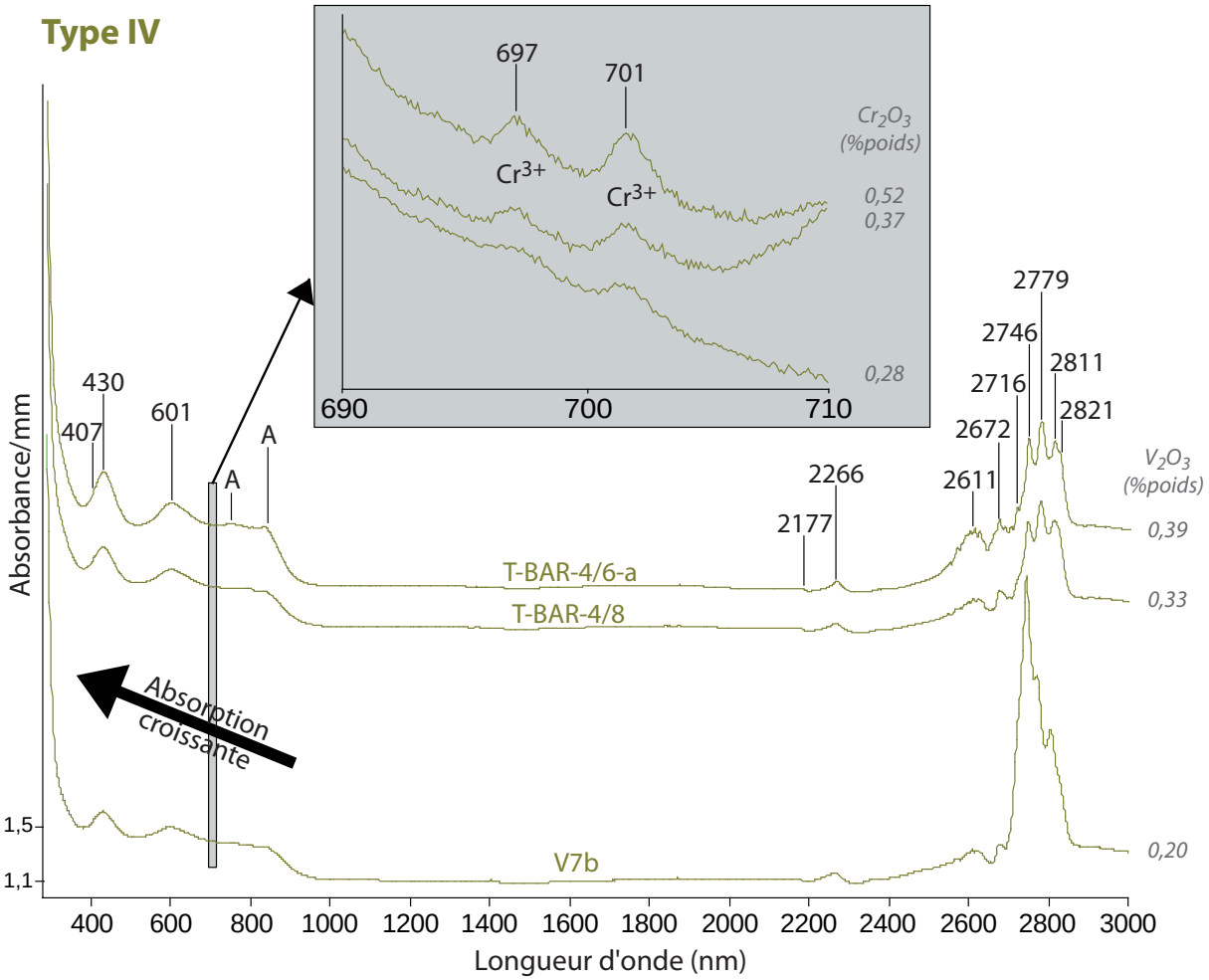


Figure V-17 : Spectres d'absorption UV-Vis-PIR des tsavorites de type IV

La valeur de l'absorption est indiquée pour le spectre le plus bas, les autres spectres ont été décalés verticalement pour une meilleure lisibilité.

(Figure V-14). De même, la forme des pics à 430 et 605 nm est plus ample avec l'augmentation des teneurs en V, ainsi qu'en Cr pour les tsavorites de types IV et V (Figures V-14 à V-18). Ces corrélations appuient encore le fait que ce sont à la fois V et Cr qui sont responsables de la couleur des tsavorites.

Pour l'identification des trois épaulements à 394-400 nm, 407 nm et 418 nm, il faut regarder les autres éléments composant la tsavorite. Si, Al, Ti et Mg sont considérés comme des éléments non chromophores pour les grenats, contrairement à Mn et Fe. Un grossulaire est-africain, analysé par Schmetzer et Bank (1982), a présenté des pics d'absorption à 370 nm et à 409 nm attribués respectivement à Fe^{3+} et Mn^{2+}. Dans les grossulaires de type hessonite, une bande d'absorption centrée à 434 nm est toujours observée et elle est caractéristique de Fe^{3+} (Flies, 2008). Les grossulaires 'raspberry' de couleur rose ont une bande d'absorption centrée à 514 nm due à la présence de Mn^{3+} (Geiger, 1999; Rossman, 2009). Les spessartines colorées

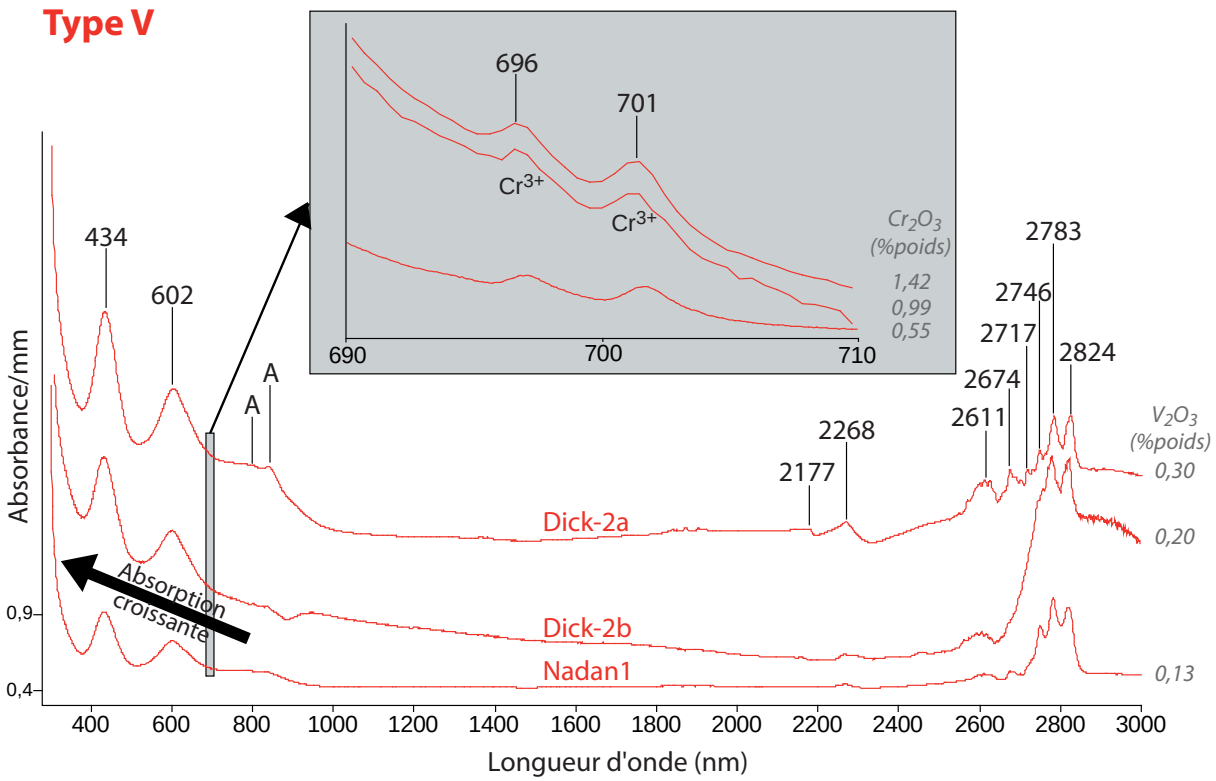


Figure V-18 : Spectres d'absorption UV-Vis-PIR des tsavorites de type V

La valeur de l'absorption est indiquée pour le spectre le plus bas, les autres spectres ont été décalés verticalement pour une meilleure lisibilité.

par Mn^{2+} présentent plusieurs pics d'absorption dont deux respectivement à 410 et 420 nm (Manning, 1967; Flies, 2008). Fe^{2+} provoque l'apparition d'un pic à 420 nm dans la spessartine aussi, mais également dans l'almandin (Flies, 2008). Les épaulements à 407 et 418 nm des tsavorites étudiées peuvent ainsi être attribués à la présence de Mn^{2+} et/ou Fe^{2+}. Cependant, il y a généralement au moins cinq fois plus de Mn que de Fe dans les échantillons étudiés, indiquant que l'effet de Mn^{2+} doit être prépondérant. De plus, les épaulements observés à 407 et 418 nm sont plus importants pour les tsavorites de types III (Figure V-16) et IV, c'est-à-dire pour celles pour lesquelles la teneur en Mn dépasse celles en V et Cr.

La cause de l'épaulement situé entre 394 et 400 nm est moins évidente et un tel pic n'a pas été décrit jusqu'à présent pour le grossulaire. Flies (2008) observe de faibles pics à 400 nm qu'il attribue à Fe^{2+} dans des grenats de la série pyrope-almandin . Cependant, le faible épaulement à 394-400 nm est observé pour les tsavorites contenant du Fe^{2+} et non du Fe^{3+}. Cet épaulement est donc certainement relié à la présence minime de Fe^{2+} (Figure V-16).

Un autre phénomène physique régissant la coloration des grenats, et souvent oublié par les auteurs, est le transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+} ou Fe^{2+}-Fe^{3+} (Flies, 2008). Cela se traduit par un continuum croissant du spectre d'absorption dans le domaine visible depuis le rouge jusqu'au

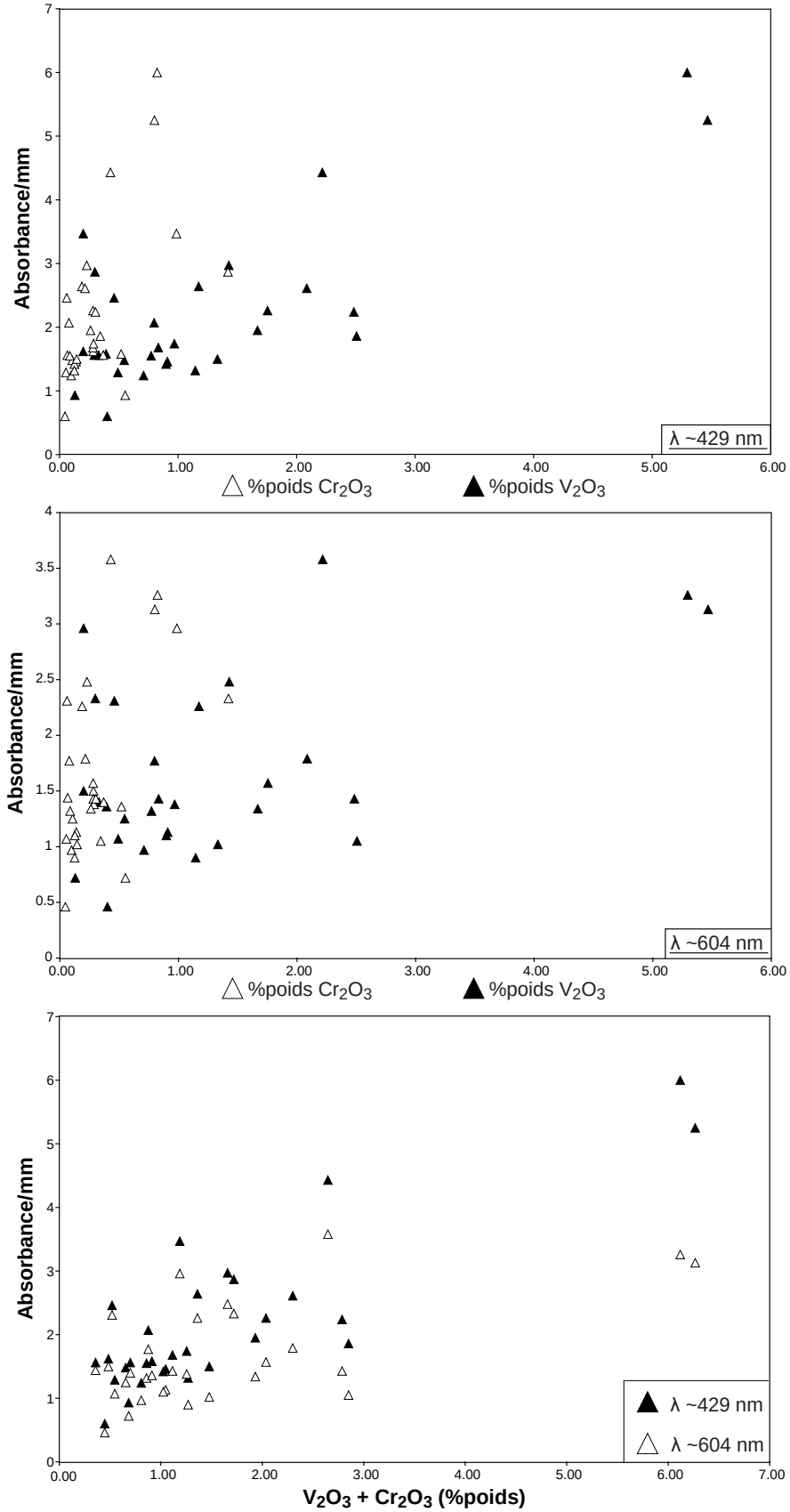


Figure V-19 : Diagrammes montrant la relation entre l'absorbance normalisée au millimètre et les concentrations en vanadium et chrome des tsavorites au niveau des deux bandes d'absorption majeures dans le domaine du visible

violet (Figures V-14 à V-18). Pour les tsavorites, Flies (2008) indique que seul le transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+} est à considérer, car le transfert de charge Fe^{2+}-Fe^{3+} provoque une absorption entre 700 et 1000 nm qui n'est pas observée pour le grossulaire vanadifère. Les spectres des tsavorites étudiées ont un continuum croissant dans le domaine du visible depuis le rouge vers le violet, signe de l'intervention d'un transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+}. Les teneurs en Ti supérieures à celles en Fe appuient cette hypothèse. De plus, il n'y a pas de bande d'absorption entre 700 et 1000 nm qui pourrait être indicatrice d'un transfert de charge Fe^{2+}-Fe^{3+}.

Les spectres dans le proche infrarouge de différents types de grossulaire ont été réalisés et classés par Rossman et Aines (1991). Les tsavorites appartiennent à la classe 2b : la bande d'absorption majeure est localisée à 2743 nm et est associée à d'autres bandes de moindre importance, notamment à 2777 nm, 2803 nm et 2818 nm. Ces bandes témoignent de la présence de OH^- dans la structure du grenat, mais aucunement de H_2O moléculaire qui serait signalée par une bande d'absorption à 1923 nm (Rossman et Aines, 1991). Cette observation peut être appliquée aux tsavorites étudiées dans ce chapitre car elles présentent toutes ces mêmes bandes d'absorption dans le proche infrarouge (Figures V-14 à V-18).

Rossman et Aines (1991) proposent également une équation permettant de calculer la concentration en OH^-, exprimée sous la forme de %poids H_2O, en utilisant l'absorbance par millimètre mesurée pour le pic majeur situé entre 2740 et 2780 nm :

$$\%\text{poids } H_2O = 0{,}0768 \times (\text{absorbance/mm})$$

où 0,0768 correspond au coefficient d'absorption de OH^- dans les grenats.

Les concentrations calculées pour les tsavorites étudiées sont reportées dans le tableau V-6. Les valeurs en eau sont comprises entre 0,08 et 0,38 %poids, avec des teneurs plus importantes pour les tsavorites dont le pic majeur est à 2747 nm. Rossman et Aines (1991) ont mesuré des concentrations dans les grossulaires allant de 0,005 à 12,76 %poids d'eau, mais la majeure partie de ces grossulaires ont des teneurs en OH^- inférieures à 0,25 %poids d'eau. Il n'y a pas de corrélation observée entre la teneur en OH^- et la provenance des tsavorites, même si celles de Madagascar et du Pakistan sont plus enrichies. De même, il n'y a pas de corrélation avec la composition chimique des tsavorites et des pierres de différents types chimiques peuvent avoir la même teneur en OH^-, comme c'est le cas avec les tsavorites du placer de Lemshuku. Au sein d'un même gisement, les teneurs en OH^- varient peu (< 0,04 %poids d'eau), excepté pour les échantillons des placers de Lemshuku et de Tunduru ainsi que de la mine de Dickham où il peut

PAYS	Gisement	*Echantillon*	Epaisseur (mm)	Type	λ (nm)	A/mm	%poids H_2O
TANZANIE	Primaire Lemshuku	*LEM-1*	1,2	II	2745	2,0058	0,15
		LEM-2-4/6	1,2	II	2747	2,5006	0,19
	Placer Lemshuku	*V4b*	0,6	III	2747	2,9574	0,23
		V7b	0,9	IV	2746	3,3750	0,26
		V8a	0,9	II	2744	3,1701	0,24
		V10c	1,6	II	2749	1,4568	0,11
		V10d	1,2	II	2779	2,3865	0,18
	Namalulu	*N1*	1,2	III	2745	2,3525	0,18
		N4	1,2	III	2748	2,2062	0,17
		N5	1,2	III	2747	2,6363	0,20
	Merelani	*ME3*	0,8	II	2778	2,9169	0,22
		MEd	2,4	II	2747	Saturation	???
	Umba	*UMBA-a*	1,4	II	2777	1,5800	0,12
		UMBA-b1	1,4	II	2778	1,5425	0,12
		UMBA-c	1,4	II	2779	1,6227	0,12
	Tunduru	*TU-2*	1,2	III	2783	2,1585	0,17
		TU-3	1,2	II	2748	3,0121	0,23
		TU-4	1,2	II	2745	1,9116	0,15
KENYA	Baraka	*T-BAR-4/8*	0,8	IV	2780	1,8846	0,14
		T-BAR-4/6-a	0,8	IV	2779	1,9315	0,15
	Dickham Mine	*Dick-2a*	0,8	V	2783	2,1430	0,16
		Dick-2b	0,8	V	2779	3,4757	0,27
	Nadan	*Nadan1*	2,4	V	2782	1,0296	0,08
MADAGASCAR	Gogogogo	*GO1-6/6-a*	1,0	II	2743	2,8782	0,22
		GO1-6/6-b	1,0	II	2778	3,3489	0,26
	Behara	*BE-MIN1-1-3/6*	0,6	II	2743	4,8954	0,38
PAKISTAN	Jambil	*JAM-1a*	1,0	I	2743	4,7090	0,36
		JAM-1e	1,0	I	2745	4,2770	0,33
ANTARCTIQUE	Sør Rondane	*SRM2*	1,6	II	2745	2,3466	0,18
		SRM4	1,6	II	2744	2,4301	0,19

Tableau V-6 : Teneurs en OH^- des tsavorites exprimées en %poids H_2O et calculées à partir de l'équation de Rossman et Aines (1991)

y avoir des différences de l'ordre de 0,1 %poids d'eau. La teneur en OH^- de l'échantillon MEd n'a pu être calculée car le signal de l'absorbance est saturée à 2747 nm.

5.5.3 Effets des éléments chromophores sur la couleur des tsavorites

L'étude des spectres d'absorption dans l'UV-Vis-PIR a permis d'identifier les éléments chromophores de la tsavorite : V^{3+}, Cr^{3+} et Mn^{2+}, accompagnés par des transferts de charge Fe^{2+}-Ti^{4+}. Il a été montré par plusieurs auteurs que la couleur des tsavorites est liée à leurs teneurs en V et Cr (Switzer, 1974; Gübelin et Weibel, 1975; Muije et al., 1979; Flies, 2008) et à des transferts de charge Fe^{2+}-Ti^{4+} (Flies, 2008). Cependant, l'implication de Mn^{2+} n'a jamais été mise en évidence. C'est pourquoi il est intéressant de regarder les relations entre les trois éléments chromophores reconnus et les couleurs de tsavorite observées.

Si les éléments chromophores sont regardés individuellement, il y a une corrélation positive entre les teneurs en V et en Cr et l'intensité du vert des tsavorites (Figure V-20). En revanche, aucune corrélation existe entre les teneurs en Mn et les teintes des tsavorites. Si

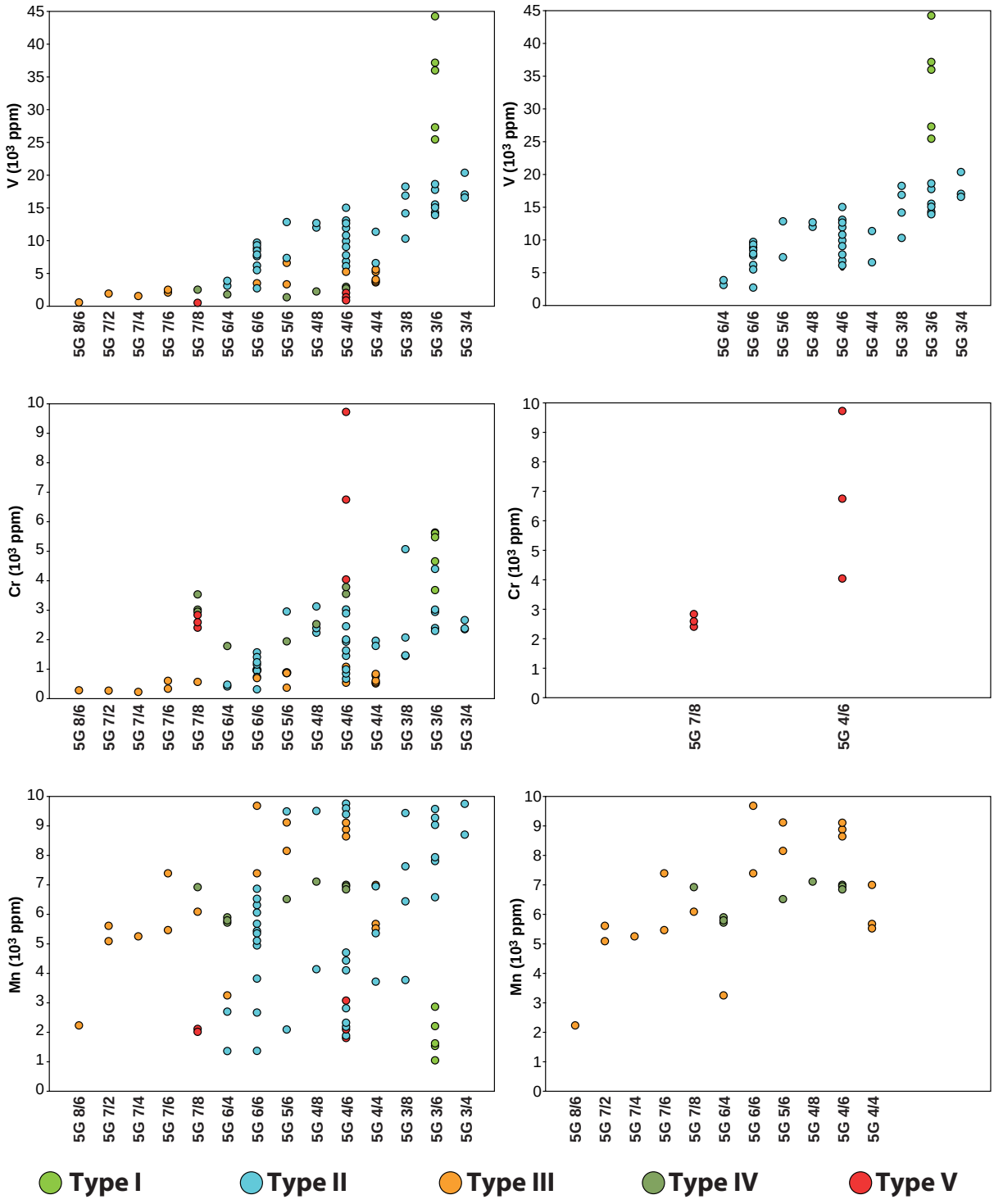


Figure V-20 : Teneurs en V, Cr et Mn des tsavorites en fonction de leur couleur, du vert clair (5G 8/6) au vert sombre (5G 3/4) et leur type chimique

les différents types chimiques de tsavorite sont comparés, il est à noter que les tsavorites les plus claires sont des tsavorites manganésifères de type III alors que les plus sombres sont des tsavorites vanadifères de types I et II. Par ailleurs, les corrélations entre l'intensité du vert des tsavorites et les teneurs en V sont accentuées pour les tsavorites vanadifères de types I et II,

ainsi qu'entre l'intensité du vert et les teneurs Cr pour les tsavorites chromifères de type V. Pour les tsavorites manganésifères de types III et IV, une corrélation positive est également observée entre l'intensité du vert et les teneurs en Mn, alors que les teneurs en V et Cr de ces tsavorites augmentent peu.

Ces observations permettent de montrer que V et Cr sont les chromophores principaux, et que plus leur concentration sera importante et plus le vert des tsavorites sera prononcé. V étant en quantité plus importante que Cr pour les cristaux les plus sombres, il est déduit que V est le chromophore majeur pour les tsavorites. Les tsavorites manganésifères, ayant peu de V et de Cr, sont les plus claires : Mn n'est pas responsable de la couleur verte des tsavorites, ou alors il y contribue très faiblement. Mn^{2+} est connu pour colorer en orange les grossulaires hessonites ou encore les spessartines : il est donc possible que les tsavorites vert-jaune, qui sont de type III, soient en partie colorées par le manganèse. En revanche, le fait que l'augmentation de la teneur en Mn soit corrélée avec l'intensité du vert pour les tsavorites de types III et IV montre que Mn joue un rôle dans la diminution de la luminosité des grossulaires verts.

5.5.4 Site de substitution des éléments chromophores de la tsavorite

Il a été montré par plusieurs auteurs que le vanadium V^{3+} et le chrome Cr^{3+} se substituent à l'aluminium Al^{3+} en coordination octaédrique (Switzer, 1974; Gübelin et Weibel, 1975). Ces mécanismes de substitution sont corroborés pour les tsavorites analysées dans ce travail. En considérant les deux éléments chromophores individuellement, il apparaît un unique mécanisme de substitution pour le vanadium (Figure V-21a) alors que pour le chrome il y a une différence entre les tsavorites kenyannes (les plus chromifères) qui ont un coefficient de substitution plus important, et les autres tsavorites (Figure V-21b). Cependant le mécanisme présentant la meilleure corrélation est celui qui tient compte de la substitution conjointe du V et du Cr à la place de Al de la manière suivante (Figure V-21c) :

$$2Al^{vi} = V^{3+} + Cr^{3+}$$

Le manganèse Mn^{2+} a une meilleure corrélation avec le calcium Ca^{2+} ($R^2 = 0,47$) qu'avec l'aluminium Al^{3+} ($R^2 \sim 0$), confirmant que le manganèse se positionne dans les sites cubiques déformés de la tsavorite. Cependant, à l'instar du vanadium et du chrome, le meilleur mécanisme de substitution s'obtient en couplant Mn avec d'autres éléments chimiques tels que Mg^{2+} et Fe^{2+} ($R^2 = 0,63$; Figure V-21d) suivant la substitution :

$$3Ca^{2+} = Mn^{2+} + Mg^{2+} + Fe^{2+}$$

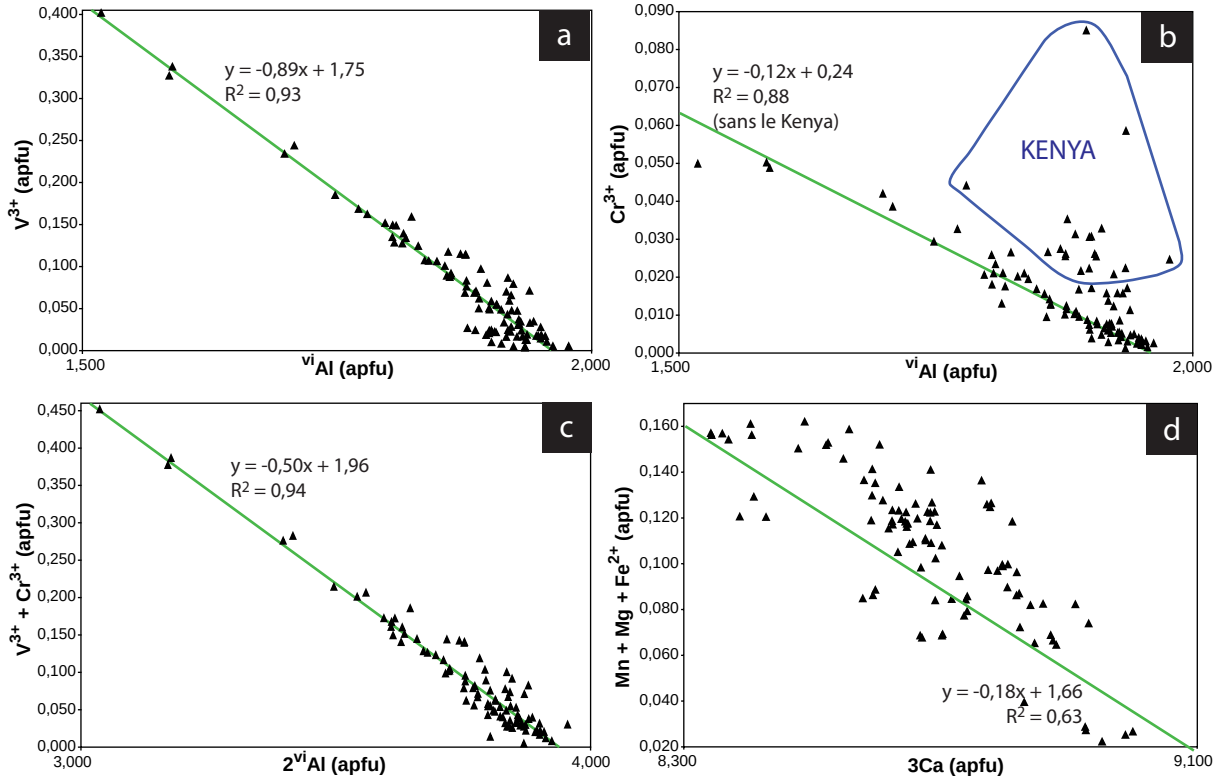


Figure V-21 : Diagrammes montrant les mécanismes de substitution dans la tsavorite des éléments chromophores

a) ^{vi}Al en fonction de V^{3+}; b) ^{vi}Al en fonction de Cr^{3+}; c) $2^{vi}Al$ en fonction de $V^{3+}+Cr^{3+}$; d) 3Ca en fonction de $Mn+Mg+Fe^{2+}$.

5.6 Etude des inclusions fluides des tsavorites

Une première caractérisation des inclusions fluides piégées par la tsavorite (Figure V-22a) et la tanzanite (Figure V-22b) qui sont exploitées dans les différents blocs miniers de Merelani en Tanzanie a été réalisée dans le cadre du projet CESSUR de l'INSU (Giuliani, 2010). Les inclusions fluides primaires et secondaires sont biphasées (V + L) ou multiphasées (L + V + solides). Les solides sont de nature contrastée. Il s'agit :

- d'un solide d'aspect globuleux de soufre natif, parfois cristallin, situé à la périphérie de la bulle gazeuse ou dans la solution aqueuse (dans les inclusions où le soufre natif est absent à température ambiante, il est systématiquement nucléé sous l'effet du laser lors de l'analyse par spectrométrie Raman);
- de carbonates (calcite ou dolomite);
- de micas.

Les études préliminaires de microthermométrie et de microspectrométrie Raman ont été réalisées sur des tsavorites issues de Tanzanie (Lemshuku, Merelani, Kimwengan et Ruangwa)

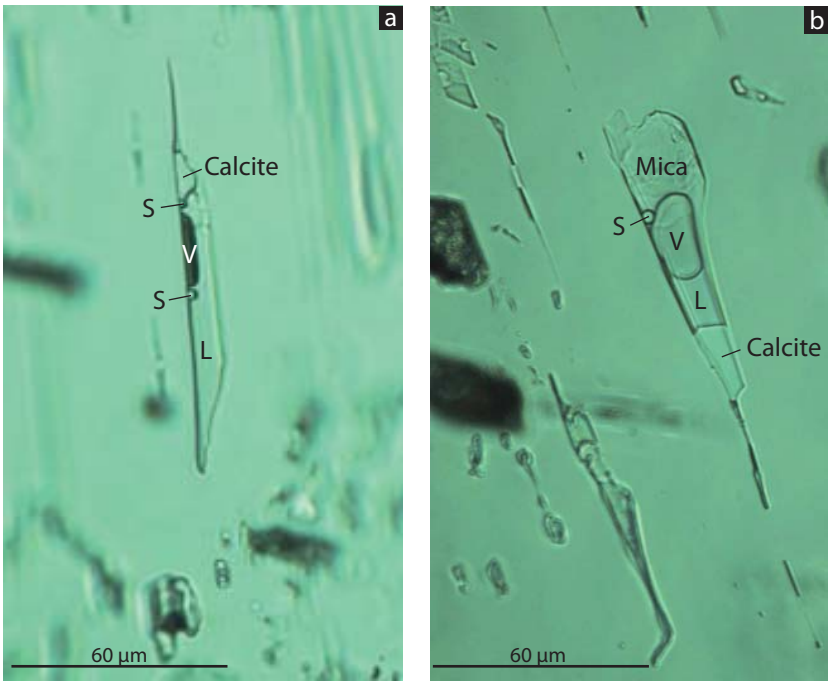


Figure V-22 : Inclusions fluides multiphasées présentes dans les tsavorites et les tanzanites
a) Inclusions fluides multiphasées contenues dans une tsavorite et composées d'une phase liquide (L) et d'une phase vapeur (V) d'hydrogène sulfuré, de soufre natif (S) et de calcite. b) Inclusions fluides multiphasées contenues dans une tanzanite et composées d'une phase liquide (L) et d'une phase vapeur (V) d'hydrogène sulfuré, de soufre natif (S), de calcite et de mica.

et du Kenya (Tsavolite et Dickham), en collaboration avec l'UMR G2R. Le spectre Raman de la tsavorite est caractérisé par une dizaine de pics entre 373 et 1900 cm^{-1} (Figures V-23a et V-23b). Les spectres obtenus sur les inclusions contenues dans la tsavorite permettent de caractériser la présence de H_2S à 2581 cm^{-1} en phase liquide et gazeuse (Figure V-23a), ainsi que du soufre natif. Ce dernier est défini par des pics à 150 cm^{-1}, 220 cm^{-1}, et 475 cm^{-1} (Figure V-23b). Ces types d'inclusions sont également retrouvés dans la tanzanite associée à la tsavorite. Les fluides sont ainsi sulfurés, mais contiennent ni H_2O ni CO_2, alors que quelques traces de CH_4 et de N_2 sont relevées.

Cette étude des inclusions fluides réalisée sur les tsavorites et les tanzanites issues des gisements de Tanzanie et du Kenya montre que ces inclusions fluides appartiennent au système H_2S-S_8 ± (N_2 + CH_4). Il apparaît que le fluide sulfuré est le fluide nourricier des tsavorites et des tanzanites de la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine.

Par ailleurs, les écrasements fluides et l'analyse des cations et anions sur la tsavorite ont été réalisés en collaboration avec l'Université de Leeds. Les résultats de ces analyses sur la tsavorite de quatre gisements tanzaniens (Lemshuku, Merelani, Kimwengan et Ruangwa), deux gisements kenyans (Tsavolite et Dickham), et deux gisements malgaches (Gogogogo et

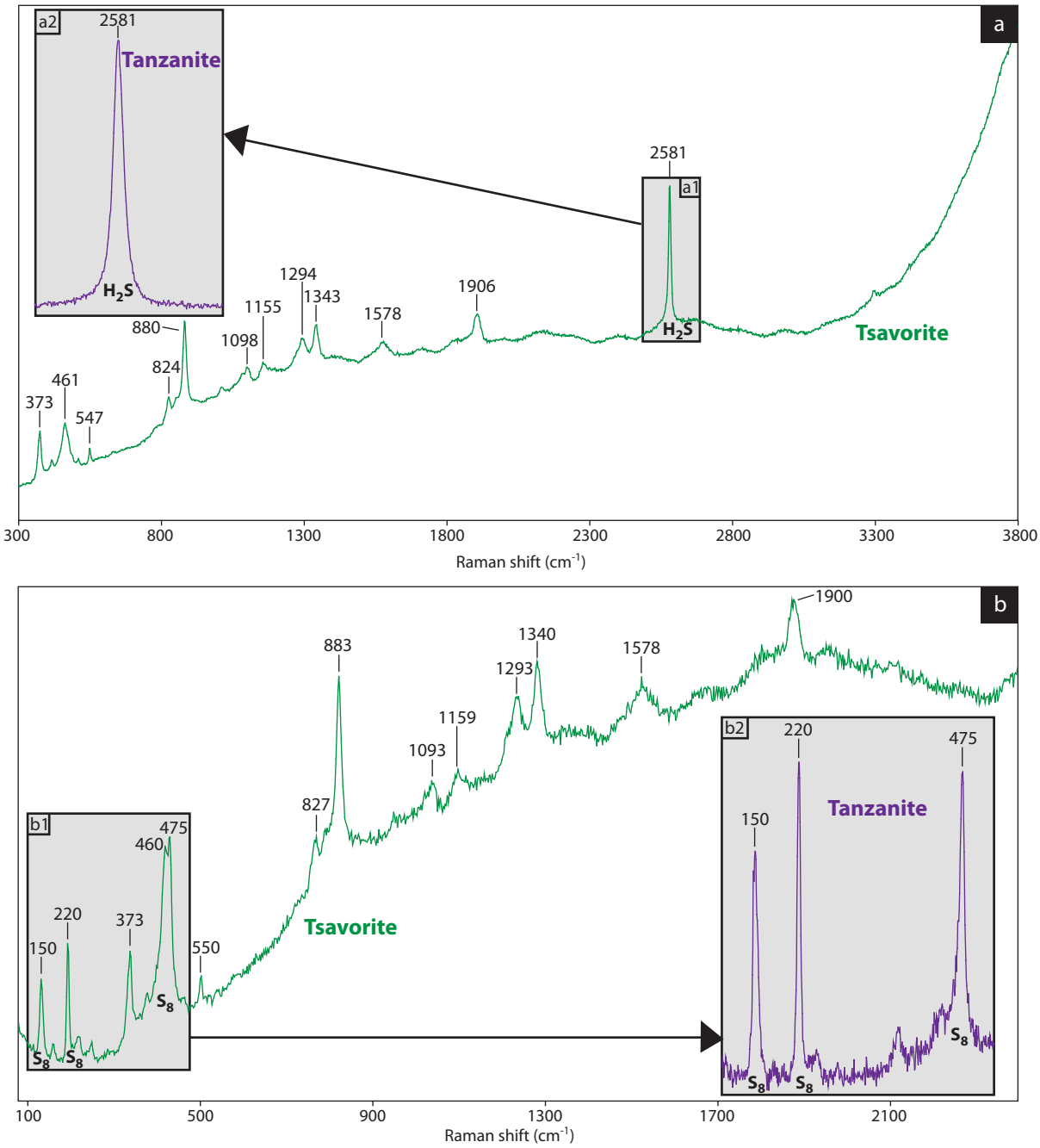


Figure V-23 : Spectres Raman de la tsavorite et des composés moléculaires contenus dans les cavités d'inclusions fluides

a) Spectre Raman d'une tsavorite avec ses principaux pics entre 373 zt 1900 cm^{-1} et contenant une inclusion fluide à H_2S caractérisée par son pic à 2581cm^{-1} (a1). b) Spectre Raman d'une tsavorite contenant une inclusion solide à S_8 caractérisée par les pics à 150 cm^{-1}, 220 cm^{-1}, et 475 cm^{-1} (b1). Le même type d'inclusion fluide est retrouvé dans les tanzanites (a2 et b2) associées aux tsavorites, indiquant que le même fluide sulfuré est à l'origine de la cristallisation des deux minéraux.

Behara), montrent la présence de SO_4, Ca, Mg, F, Na, K et Cl. Les fluides sont similaires pour toutes les tsavorites et ils mettent en évidence le rôle majeur joué par le fluide sulfuré dans leur formation.

Gisement	**Placer Lemshuku**													
Echantillon	*V1b*	*V2*	*V3b*	*V3c*	*V3d*	*V4b*	*V4c*	*V5b*	*V6b*	*V7b*	*V8a*	*V8c*	*V10c*	*V10d*
Nb analyses	20	20	15	15	15	19	19	20	20	20	22	20	20	20
SiO_2	40,04	39,52	39,91	39,75	39,77	39,79	40,00	39,81	39,83	39,47	39,87	39,61	39,57	39,70
TiO_2	0,46	0,43	0,40	0,39	0,40	0,40	0,43	0,43	0,52	0,49	0,39	0,45	0,38	0,42
Al_2O_3	22,21	22,09	22,16	22,12	22,03	22,01	21,86	21,67	21,59	21,80	21,96	21,59	20,46	20,26
Cr_2O_3	0,04	0,03	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05	0,08	0,12	0,28	0,28	0,14	0,34	0,21
Fe_2O_3*	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,09	0,00
V_2O_3	0,08	0,23	0,29	0,29	0,28	0,29	0,31	0,39	0,46	0,20	0,83	0,51	2,51	2,09
FeO*	0,06	0,04	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,00	0,07	0,00	0,06
MnO	0,29	0,68	0,66	0,66	0,65	0,42	0,71	0,79	0,95	0,84	0,57	0,73	1,26	0,83
MgO	0,51	0,55	0,56	0,56	0,56	0,57	0,55	0,57	0,57	0,57	0,57	0,58	0,54	0,51
CaO	36,29	35,86	36,01	35,92	35,73	36,08	35,92	35,50	35,42	35,47	36,84	35,41	35,49	35,29
Total	99,98	99,45	100,12	99,81	99,53	99,69	99,90	99,30	99,53	99,19	101,40	99,10	100,64	99,38
Si	3,001	2,984	2,992	2,990	2,998	2,995	3,006	3,009	3,007	2,990	2,965	3,002	2,981	3,016
^{iv}Al	0,000	0,016	0,008	0,010	0,002	0,005	0,000	0,000	0,000	0,010	0,035	0,000	0,019	0,000
$\sum$	3,001	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,006	3,009	3,007	3,000	3,000	3,002	3,000	3,016
^{vi}Al	1,962	1,950	1,951	1,951	1,954	1,947	1,936	1,931	1,921	1,936	1,889	1,929	1,797	1,814
Ti	0,026	0,024	0,022	0,022	0,023	0,022	0,024	0,025	0,029	0,028	0,022	0,026	0,022	0,024
Cr	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,005	0,007	0,017	0,017	0,008	0,020	0,013
Fe^{3+}	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,005	0,000
V^{3+}	0,005	0,014	0,017	0,017	0,017	0,018	0,018	0,023	0,028	0,012	0,050	0,031	0,151	0,127
$\sum$	1,995	1,991	1,994	1,993	1,997	1,991	1,982	1,984	1,985	1,993	1,981	1,994	1,995	1,978
Fe^{2+}	0,004	0,003	0,005	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,000	0,004
Mn	0,018	0,043	0,042	0,042	0,041	0,027	0,045	0,050	0,061	0,054	0,036	0,047	0,080	0,054
Mg	0,057	0,062	0,063	0,063	0,063	0,063	0,061	0,064	0,064	0,065	0,064	0,066	0,061	0,058
Ca	2,914	2,901	2,892	2,895	2,886	2,910	2,892	2,875	2,864	2,878	2,935	2,875	2,865	2,873
$\sum$	2,993	3,009	3,002	3,004	2,995	3,004	3,003	2,993	2,994	3,001	3,035	2,992	3,006	2,988
Total	7,989	8,000	7,996	7,997	7,992	7,996	7,991	7,986	7,986	7,995	8,016	7,988	8,001	7,983
Pyrope	1,9	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,0	2,1	2,2	2,2	2,1	2,2	2,0	1,9
Almandin	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1
Spessartine	0,6	1,4	1,4	1,4	1,4	0,9	1,5	1,7	2,0	1,8	1,2	1,6	2,7	1,8
Andradite	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0
Uvarovite	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,4	0,9	0,8	0,4	1,0	0,7
Goldmanite	0,3	0,7	0,9	0,9	0,8	0,9	0,9	1,2	1,4	0,6	2,5	1,6	7,6	6,4
Grossulaire	97,0	95,6	95,3	95,4	95,4	95,8	95,2	94,6	93,9	94,4	93,2	94,1	86,4	89,1
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau V-7 : Composition chimique des tsavorites du gisement secondaire, ou placer, de Lemshuku (Tanzanie)

Gisement	**Primaire Lemshuku**					**Komolo**	**Namalulu**			
Echantillon	*LEM-1-3/8*	*LEM-2-4/6*	*LEM-2-4/8-A*	*LEM-2-4/8-B*	*LEM-2*	*JF131-A*	*N1*	*N4*	*N5*	*JF095*
Nb analyses	10	10	10	10	39	15	20	20	20	6
SiO_2	39,77	39,93	39,82	39,78	39,16	38,17	39,62	39,55	39,77	39,39
TiO_2	0,39	0,45	0,52	0,55	0,39	0,37	0,37	0,30	0,35	0,34
Al_2O_3	20,72	20,85	20,97	20,63	21,57	22,09	21,59	21,61	21,47	21,97
Cr_2O_3	0,30	0,28	0,33	0,35	0,21	0,16	0,05	0,09	0,08	0,13
Fe_2O_3*	0,07	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,07
V_2O_3	2,48	1,75	1,77	1,77	1,52	1,01	0,49	0,77	0,80	0,97
FeO*	0,00	0,07	0,07	0,07	0,00	0,00	0,06	0,06	0,06	0,00
MnO	0,99	0,53	0,53	0,54	0,49	1,15	1,18	1,12	1,18	1,05
MgO	0,54	0,54	0,57	0,59	0,50	0,55	0,34	0,36	0,36	0,37
CaO	35,94	35,87	36,06	35,57	36,46	35,80	35,65	35,50	35,69	35,72
Total	101,20	100,28	100,64	99,84	100,35	99,36	99,36	99,36	99,76	100,02
Si	2,977	3,003	2,986	3,004	2,948	2,907	3,002	2,997	3,003	2,968
^{iv}Al	0,023	0,000	0,014	0,000	0,052	0,093	0,000	0,003	0,000	0,032
$\sum$	3,000	3,003	3,000	3,004	3,000	3,000	3,002	3,000	3,003	3,000
^{vi}Al	1,805	1,848	1,840	1,836	1,862	1,889	1,928	1,927	1,911	1,919
Ti	0,022	0,025	0,029	0,032	0,022	0,021	0,021	0,017	0,020	0,019
Cr	0,018	0,017	0,019	0,021	0,013	0,009	0,003	0,005	0,005	0,008
Fe^{3+}	0,004	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,004
V^{3+}	0,149	0,106	0,106	0,107	0,092	0,061	0,030	0,047	0,048	0,059
$\sum$ —	1,998	1,996	1,995	1,995	1,992	1,985	1,982	1,996	1,984	2,009
Fe^{2+}	0,000	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000	0,004	0,004	0,004	0,000
Mn	0,062	0,034	0,034	0,035	0,031	0,074	0,076	0,072	0,075	0,067
Mg	0,060	0,060	0,064	0,066	0,056	0,062	0,039	0,040	0,040	0,041
Ca	2,882	2,890	2,897	2,878	2,941	2,921	2,895	2,882	2,888	2,884
$\sum$	3,004	2,988	3,000	2,983	3,028	3,058	3,013	2,998	3,008	2,992
Total	8,002	7,987	7,995	7,982	8,019	8,043	7,997	7,995	7,995	8,002
Pyrope	2,0	2,0	2,1	2,2	1,8	2,0	1,3	1,3	1,3	1,4
Almandin	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0
Spessartine	2,1	1,1	1,1	1,2	1,0	2,4	2,5	2,4	2,5	2,2
Andradite	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2
Uvarovite	0,9	0,8	1,0	1,0	0,6	0,5	0,2	0,3	0,2	0,4
Goldmanite	7,5	5,3	5,3	5,4	4,6	3,1	1,5	2,4	2,4	2,9
Grossulaire	87,4	90,6	90,3	90,1	91,7	91,8	94,4	93,5	93,4	92,9
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau V-8 : Composition chimique des tsavorites des gisements de Lemshuku, Komolo et Namalulu (Tanzanie)

Gisement	**Merelani**								**Kimwengan**				
Echantillon	*ME1-A*	*ME1-B*	*ME1-C*	*ME3*	*MEd*	*KI1-A*	*KI1-B*	*Ts-Mark*	*kim-a*	*kim-b*	*kim-c*	*kim-d*	*kim-e*
Nb analyses	10	10	10	18	5	10	10	21	10	10	9	10	20
SiO_2	39,83	39,79	39,75	40,20	39,67	39,70	39,89	40,07	38,62	38,77	38,70	38,61	38,92
TiO_2	0,38	0,39	0,38	0,34	0,42	0,27	0,24	0,22	0,29	0,28	0,29	0,29	0,34
Al_2O_3	21,46	21,61	21,68	22,50	22,25	21,76	21,89	22,59	22,40	22,43	21,99	22,07	22,14
Cr_2O_3	0,26	0,26	0,26	0,06	0,05	0,04	0,04	0,02	0,08	0,08	0,11	0,09	0,12
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,11	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06
V_2O_3	0,26	0,26	0,27	0,46	0,40	0,28	0,28	0,17	0,53	0,56	0,77	0,60	0,00
FeO*	0,07	0,07	0,07	0,06	0,00	0,08	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,82
MnO	0,74	0,76	0,75	0,35	0,34	0,72	0,66	0,11	0,73	0,71	0,71	0,69	0,90
MgO	0,58	0,59	0,59	0,54	0,47	0,29	0,27	0,18	0,46	0,45	0,45	0,45	0,54
CaO	35,52	35,53	35,57	36,65	37,23	35,84	35,96	37,67	36,02	36,01	35,90	35,98	36,38
Total	99,10	99,26	99,31	101,15	100,90	98,98	99,30	101,13	99,17	99,34	98,96	98,82	100,24
Si	3,017	3,010	3,005	2,983	2,961	3,012	3,015	2,978	2,934	2,939	2,948	2,945	2,933
^{iv}Al	0,000	0,000	0,000	0,017	0,039	0,000	0,000	0,022	0,066	0,061	0,052	0,055	0,067
$\sum$	3,017	3,010	3,005	3,000	3,000	3,012	3,015	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
^{vi}Al	1,916	1,927	1,932	1,950	1,918	1,946	1,950	1,956	1,939	1,943	1,921	1,928	1,899
Ti	0,022	0,022	0,022	0,019	0,024	0,015	0,014	0,012	0,017	0,016	0,016	0,016	0,019
Cr	0,016	0,016	0,016	0,004	0,003	0,002	0,002	0,001	0,005	0,005	0,007	0,005	0,007
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,006	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003
V^{3+}	0,016	0,016	0,016	0,027	0,024	0,017	0,017	0,010	0,033	0,034	0,047	0,037	0,050
$\sum$	1,969	1,980	1,986	2,000	1,971	1,980	1,983	1,986	1,996	2,000	1,994	1,989	1,979
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,003	0,000	0,005	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,047	0,049	0,048	0,022	0,022	0,047	0,042	0,007	0,047	0,046	0,046	0,045	0,058
Mg	0,066	0,066	0,066	0,060	0,052	0,033	0,030	0,020	0,052	0,051	0,051	0,051	0,061
Ca	2,883	2,880	2,882	2,914	2,977	2,913	2,912	3,000	2,932	2,925	2,930	2,940	2,937
$\sum$	3,000	2,999	3,000	2,999	3,051	2,997	2,989	3,026	3,031	3,022	3,026	3,036	3,056
Total	7,987	7,989	7,991	7,999	8,022	7,990	7,987	8,012	8,027	8,022	8,021	8,025	8,034
Pyrope	2,2	2,2	2,2	2,0	1,7	1,1	1,0	0,7	1,7	1,7	1,7	1,7	2,0
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	1,6	1,6	1,6	0,7	0,7	1,6	1,4	0,2	1,6	1,5	1,5	1,5	1,9
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
Uvarovite	0,8	0,8	0,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4
Goldmanite	0,8	0,8	0,8	1,4	1,2	0,9	0,9	0,5	1,6	1,7	2,4	1,8	2,5
Grossulaire	94,5	94,4	94,5	95,6	96,1	96,2	96,4	98,2	94,7	94,7	94,0	94,6	93,1
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau V-9 : Composition chimique des tsavorites des gisements de Merelani et Kimwengan (Tanzanie)

Gisement	**Moshi**	**Umba**				**Ruangwa**		**Tunduru**			
Echantillon	*Moshi*	*UMBA-A*	*UMBA-B1*	*UMBA-B2*	*UMBA-C*	*RU1*	*RU4*	*TU1*	*TU2*	*TU3*	*TU4*
Nb analyses	5	10	10	5	9	10	10	10	10	10	10
SiO_2	39,49	39,64	39,66	39,58	39,55	39,48	39,94	40,36	40,00	39,92	40,00
TiO_2	0,39	0,38	0,35	0,36	0,40	0,48	0,37	0,49	0,50	0,44	0,40
Al_2O_3	20,78	21,95	22,24	22,49	22,03	20,72	21,55	22,10	21,59	21,66	21,03
Cr_2O_3	0,29	0,13	0,10	0,07	0,14	0,21	0,24	0,09	0,11	0,29	0,26
Fe_2O_3*	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,00	0,07	0,08	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	2,21	0,90	0,71	0,57	0,91	1,46	1,46	0,37	0,55	0,97	1,67
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,07	0,07	0,06
MnO	1,26	0,23	0,24	0,18	0,18	0,36	0,61	0,95	1,25	0,48	0,90
MgO	0,70	0,51	0,48	0,48	0,48	0,49	0,46	0,60	0,47	0,44	0,56
CaO	35,36	36,64	36,97	37,03	36,75	35,47	36,82	36,47	35,49	36,21	35,80
Total	100,55	100,45	100,83	100,83	100,51	98,73	101,53	101,52	100,03	100,49	100,68
Si	2,973	2,969	2,961	2,953	2,962	3,010	2,971	2,990	3,009	2,990	2,998
^{iv}Al	0,027	0,031	0,039	0,047	0,038	0,000	0,029	0,010	0,000	0,010	0,002
$\sum$	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,010	3,000	3,000	3,009	3,000	3,000
^{vi}Al	1,817	1,907	1,917	1,930	1,907	1,862	1,861	1,920	1,914	1,901	1,856
Ti	0,022	0,022	0,020	0,020	0,022	0,027	0,021	0,028	0,028	0,025	0,023
Cr	0,017	0,007	0,006	0,004	0,008	0,013	0,014	0,005	0,006	0,017	0,015
Fe^{3+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,133	0,054	0,042	0,034	0,055	0,089	0,087	0,022	0,033	0,058	0,100
$\sum$	1,994	1,994	1,989	1,992	1,996	1,991	1,987	1,979	1,982	2,002	1,994
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,005	0,004	0,004
Mn	0,080	0,015	0,015	0,011	0,011	0,023	0,038	0,060	0,080	0,30	0,057
Mg	0,078	0,057	0,053	0,053	0,054	0,056	0,051	0,067	0,052	0,050	0,063
Ca	2,853	2,941	2,957	2,960	2,949	2,897	2,935	2,896	2,860	2,906	2,875
$\sum$	3,011	3,013	3,026	3,025	3,014	2,981	3,024	3,022	2,997	2,990	2,998
Total	8,005	8,007	8,015	8,017	8,010	7,981	8,011	8,001	7,987	7,992	7,992
Pyrope	2,6	1,9	1,8	1,8	1,8	1,9	1,7	2,2	1,7	1,7	2,1
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,2	0,1	0,1
Spessartine	2,7	0,5	0,5	0,4	0,4	0,8	1,3	2,0	2,7	1,0	1,9
Andradite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	0,9	0,4	0,3	0,2	0,4	0,6	0,7	0,3	0,3	0,8	0,8
Goldmanite	6,7	2,7	2,1	1,7	2,7	4,5	4,4	1,1	1,7	2,9	5,0
Grossulaire	87,0	94,3	95,1	95,8	94,5	92,1	91,7	94,2	93,5	93,4	90,1
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau V-10 : Composition chimique des tsavorites des gisements de Moshi, Umba, Ruangwa et Tunduru (Tanzanie)

Gisement	**Mwatate**			**Tsavo**	**Baraka**						
Echantillon	*MWA-1a*	*MWA-1b*	*MWA-1c*	*TSAVO-2*	*T-BAR-4/6a*	*T-BAR-4/6b*	*T-BAR-4/6c*	*T-BAR-4/8*	*T-BAR-7/8a*	*T-BAR-7/8b*	*T-BAR-7/8c*
Nb analyses	20	21	20	20	20	16	20	20	20	20	20
SiO_2	39,97	39,71	39,53	39,71	38,84	39,20	39,98	38,77	39,98	40,04	40,05
TiO_2	0,36	0,38	0,39	0,46	0,49	0,51	0,50	0,49	0,50	0,48	0,49
Al_2O_3	22,56	22,57	22,73	20,23	21,60	21,71	21,64	21,83	21,81	21,81	21,96
Cr_2O_3	0,41	0,35	0,38	0,74	0,52	0,59	0,52	0,37	0,52	0,44	0,43
Fe_2O_3*	0,00	0,11	0,10	0,00	0,08	0,08	0,00	0,08	0,08	0,08	0,08
V_2O_3	0,08	0,07	0,08	2,69	0,39	0,44	0,40	0,33	0,40	0,37	0,36
FeO*	0,10	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,27	0,27	0,26	1,22	0,90	0,90	0,88	0,92	0,89	0,89	0,90
MgO	0,59	0,59	0,59	0,61	0,60	0,60	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59
CaO	35,77	37,34	37,04	35,07	35,92	36,27	36,00	35,96	36,20	36,22	36,33
Total	100,11	101,39	101,09	100,79	99,34	100,29	100,58	99,35	100,96	100,93	101,19
Si	2,989	2,948	2,941	2,987	2,951	2,951	2,992	2,945	2,982	2,987	2,980
^{iv}Al	0,011	0,052	0,059	0,013	0,049	0,049	0,008	0,055	0,018	0,013	0,020
$\sum$	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
^{vi}Al	1,977	1,923	1,935	1,780	1,886	1,878	1,901	1,899	1,899	1,905	1,906
Ti	0,020	0,021	0,022	0,026	0,028	0,029	0,028	0,028	0,028	0,027	0,027
Cr	0,024	0,021	0,022	0,044	0,031	0,035	0,031	0,022	0,030	0,026	0,025
Fe^{3+}	0,000	0,006	0,006	0,000	0,005	0,005	0,000	0,005	0,004	0,004	0,004
V^{3+}	0,005	0,004	0,005	0,162	0,024	0,026	0,024	0,020	0,024	0,022	0,021
$\sum$	2,027	1,975	1,989	2,012	1,974	1,973	1,984	1,974	1,986	1,984	1,984
Fe^{2+}	0,006	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,017	0,017	0,016	0,078	0,058	0,057	0,056	0,059	0,056	0,056	0,057
Mg	0,066	0,065	0,066	0,068	0,068	0,067	0,066	0,067	0,066	0,066	0,066
Ca	2,866	2,970	2,953	2,826	2,924	2,926	2,887	2,926	2,893	2,895	2,897
$\sum$	2,955	3,052	3,036	2,976	3,050	3,050	3,013	3,053	3,016	3,017	3,020
Total	7,982	8,028	8,024	7,988	8,024	8,023	7,997	8,027	8,002	8,001	8,004
Pyrope	2,2	2,1	2,2	2,3	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2
Almandin	0,2	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	0,6	0,6	0,5	2,6	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9
Andradite	0,0	0,3	0,3	0,0	0,2	0,2	0,0	0,2	0,2	0.2	0,2
Uvarovite	1,2	1,0	1,1	2,2	1,6	1,8	1,5	1,1	1,5	1,3	1,3
Goldmanite	0,2	0,2	0,2	8,0	1,2	1,3	1,2	1,0	1,2	1,1	1,1
Grossulaire	95,5	95,7	95,7	84,7	92,8	92,6	93,1	93,5	93,0	93,3	93,4
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau V-11 : Composition chimique des tsavorites des gisements de Mwatate, Tsavo et Baraka (Kenya)

Gisement	**Tsavolite**		**Dickham**		**Aqua**			**Nadan1**	**Nadan2**
Echantillon	*TSAVOL-1-4/8*	*TSAVOL-1-5/6*	*DICK2-A*	*DICK2-B*	*AQUA1-A*	*AQUA1-B*	*AQUA1-C*	*Nadan1*	*Nadan2*
Nb analyses	20	20	19	19	9	10	5	5	5
SiO_2	39,41	39,10	39,62	40,01	39,32	39,32	39,28	39,84	39,69
TiO_2	0,41	0,43	0,46	0,42	0,45	0,42	0,41	0,45	0,45
Al_2O_3	21,24	21,14	21,34	21,91	21,35	21,04	21,09	21,96	22,04
Cr_2O_3	0,46	0,43	1,42	0,99	0,36	0,44	0,42	0,55	0,10
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,08
V_2O_3	1,89	1,87	0,30	0,20	1,59	1,92	1,86	0,13	0,81
FeO*	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,00	0,00
MnO	1,23	1,23	0,27	0,29	1,24	1,21	1,22	0,40	0,49
MgO	0,63	0,64	0,57	0,55	0,65	0,66	0,66	0,55	0,61
CaO	34,45	34,08	35,38	35,61	34,29	34,51	34,14	36,71	36,68
Total	99,79	98,98	99,43	100,06	99,30	99,59	99,14	100,67	100,95
Si	2,979	2,978	2,995	2,999	2,982	2,980	2,986	2,977	2,961
^{iv}Al	0,021	0,022	0,005	0,001	0,018	0,020	0,014	0,023	0,039
$\sum$	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
^{vi}Al	1,871	1,876	1,896	1,935	1,891	1,859	1,876	1,911	1,900
Ti	0,023	0,025	0,026	0,024	0,026	0,024	0,024	0,025	0,025
Cr	0,027	0,026	0,085	0,058	0,022	0,026	0,025	0,033	0,006
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,004
V^{3+}	0,115	0,114	0,018	0,012	0,097	0,117	0,113	0,008	0,048
$\sum$	2,037	2,041	2,026	2,029	2,035	2,027	2,038	1,982	1,984
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000
Mn	0,079	0,079	0,017	0,018	0,080	0,078	0,079	0,025	0,031
Mg	0,071	0,073	0,065	0,062	0,073	0,074	0,074	0,061	0,068
Ca	2,790	2,781	2,865	2,860	2,787	2,802	2,781	2,939	2,932
$\sum$	2,944	2,937	2,951	2,944	2,943	2,958	2,938	3,025	3,031
Total	7,981	7,978	7,977	7,974	7,978	7,985	7,976	8,008	8,015
Pyrope	2,4	2,5	2,2	2,1	2,5	2,5	2,5	2,0	2,2
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0
Spessartine	2,7	2,7	0,6	0,6	2,7	2,6	2,7	0,8	1,0
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,2
Uvarovite	1,3	1,3	4,2	2,9	1,1	1,3	1,2	1,6	0,3
Goldmanite	5,6	5,6	0,9	0,6	4,8	5,8	5,6	0,4	2,4
Grossulaire	87,8	87,8	92,0	93,6	88,9	87,6	87,8	94,8	93,8
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau V-12 : Composition chimique des tsavorites des gisements de Tsavolite, Dickham, Aqua, Nadan1 et Nadan2 (Kenya)

Gisement			**Gogogogo**		
Echantillon	*GO1-3/4*	*GO1-3/6*	*GO1-6/6-A*	*GO1-6/6-B*	*GO1-6/6-C*
Nb analyses	20	10	20	20	20
SiO_2	38,62	39,00	39,91	39,79	39,79
TiO_2	0,40	0,38	0,37	0,36	0,37
Al_2O_3	19,64	20,57	21,64	21,90	21,57
Cr_2O_3	0,48	0,35	0,23	0,19	0,20
Fe_2O_3*	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	3,00	2,10	1,43	1,17	1,30
FeO*	0,00	0,00	0,06	0,06	0,06
MnO	1,13	1,01	0,82	0,70	0,69
MgO	0,68	0,67	0,65	0,64	0,64
CaO	34,82	35,55	34,80	34,83	34,49
Total	98,83	99,70	99,91	99,65	99,12
Si	2,969	2,964	3,000	2,996	3,011
^{iv}Al	0,031	0,036	0,000	0,004	0,000
$\sum$	3,000	3,000	3,000	3,000	3,011
^{vi}Al	1,748	1,806	1,918	1,939	1,923
Ti	0,023	0,022	0,021	0,020	0,021
Cr	0,029	0,021	0,014	0,011	0,012
Fe^{3+}	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,185	0,128	0,086	0,071	0,079
$\sum$	1,989	1,981	2,038	2,041	2,035
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,004	0,004	0,004
Mn	0,073	0,065	0,052	0,045	0,044
Mg	0,078	0,076	0,073	0,072	0,072
Ca	2,868	2,895	2,803	2,809	2,796
$\sum$	3,020	3,036	2,932	2,930	2,916
Total	8,009	8,017	7,970	7,971	7,962
Pyrope	2,6	2,5	2,5	2,4	2,5
Almandin	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
Spessartine	2,4	2,1	1,8	1,5	1,5
Andradite	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	1,5	1,1	0,7	0,5	0,6
Goldmanite	9,3	6,5	4,2	3,5	3,9
Grossulaire	84,0	87,6	90,7	91,9	91,4
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau V-13 : Composition chimique des tsavorites du gisement de Gogogogo (Madagascar)

Gisement	**Behara**										
Echantillon	*BE1-3/4*	*BE1-3/6*	*BE1-6/6-A*	*BE1-6/6-B*	*BE1-6/6-C*	*BE1-6/6-D*	*BE1-6/6-E*	*BE-MIN1-1A*	*BE-MIN1-1B*	*BE-MIN1-1C*	*BE-MIN2-1*
Nb analyses	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	20
SiO_2	39,42	39,55	39,74	39,50	39,74	39,63	39,69	39,76	39,63	39,72	39,14
TiO_2	0,36	0,38	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37	0,29	0,40	0,38
Al_2O_3	20,35	20,36	21,14	21,00	21,04	21,08	21,14	20,23	19,19	20,54	20,82
Cr_2O_3	0,39	0,35	0,21	0,19	0,17	0,17	0,18	0,43	0,64	0,34	0,44
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	2,44	2,28	1,37	1,25	1,12	1,12	1,16	2,22	4,02	2,05	2,61
FeO*	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07
MnO	1,12	1,02	0,89	0,84	0,64	0,66	0,78	1,17	0,85	1,24	1,20
MgO	0,68	0,67	0,66	0,66	0,64	0,63	0,65	0,65	0,54	0,70	0,71
CaO	34,98	35,10	35,46	35,39	35,75	35,45	35,38	35,03	35,34	34,94	34,52
Total	99,80	99,79	99,90	99,28	99,52	99,16	99,41	99,90	100,56	99,98	99,88
Si	2,989	2,997	2,998	2,998	3,007	3,007	3,005	3,009	2,998	3,001	2,965
^{iv}Al	0,011	0,003	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,035
$\sum$	3,000	3,000	3,000	3,000	3,007	3,007	3,005	3,009	3,000	3,001	3,000
^{vi}Al	1,808	1,815	1,877	1,877	1,876	1,885	1,886	1,804	1,708	1,830	1,823
Ti	0,021	0,022	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,017	0,023	0,022
Cr	0,023	0,021	0,012	0,011	0,010	0,010	0,011	0,026	0,038	0,020	0,026
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,148	0,139	0,083	0,076	0,068	0,068	0,070	0,135	0,244	0,124	0,159
$\sum$	2,000	1,997	1,993	1,986	1,975	1,984	1,988	1,986	2,007	1,996	2,030
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,072	0,066	0,057	0,054	0,041	0,042	0,050	0,075	0,054	0,079	0,077
Mg	0,076	0,076	0,074	0,075	0,072	0,071	0,073	0,073	0,061	0,079	0,80
Ca	2,842	2,850	2,866	2,878	2,898	2,882	2,870	2,841	2,864	2,829	2,801
$\sum$	2,994	2,995	3,001	3,012	3,015	3,000	2,998	2,992	2,983	2,991	2,962
Total	7,995	7,992	7,994	7,997	7,996	7,991	7,991	7,987	7,989	7,989	7,992
Pyrope	2,5	2,5	2,5	2,5	2,4	2,4	2,4	2,4	2,0	2,6	2,7
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	2,4	2,2	1,9	1,8	1,4	1,4	1,7	2,5	1,8	2,6	2,6
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	1,2	1,0	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	1,3	1,9	1,0	1,3
Goldmanite	7,4	6,9	4,1	3,8	3,5	3,4	3,5	6,8	12,1	6,2	7,8
Grossulaire	86,3	87,1	90,7	91,2	92,2	92,1	91,7	86,9	82,0	87,4	85,4
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau V-14 : Composition chimique des tsavorites du gisement de Behara (Madagascar)

Gisement	**Jambil**					**Sør Rondane**				**Mogok**	
Echantillon	*JAM-1A*	*JAM-1B*	*JAM-1C*	*JAM-1D*	*JAM-1E*	*SRM1*	*SRM2*	*SRM3*	*SRM4*	*Mogok-1*	*Mogok-2*
Nb analyses	10	10	10	5	10	5	5	5	5	10	10
SiO_2	38,28	38,44	39,34	38,17	38,40	39,81	39,61	40,22	39,95	39,30	38,82
TiO_2	0,50	0,50	0,36	0,38	0,46	0,37	0,46	0,57	0,48	0,74	0,58
Al_2O_3	18,08	17,23	19,64	18,82	17,99	21,74	21,47	20,98	21,51	21,75	22,01
Cr_2O_3	0,82	0,82	0,54	0,68	0,80	0,13	0,12	0,16	0,14	0,06	0,02
Fe_2O_3*	0,06	0,04	0,00	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38	0,26
V_2O_3	5,29	6,51	2,74	3,74	5,47	1,08	1,15	1,47	1,33	0,16	0,05
FeO*	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,06	0,06	0,07	0,06	0,00	0,00
MnO	0,20	0,14	0.37	0,29	0,21	0,27	0,28	0,30	0,30	0,23	0,19
MgO	0,11	0,12	0.08	0,08	0,12	0,43	0,41	0,39	0,41	0,60	0,48
CaO	36,34	36,21	35,91	35,67	36,07	36,01	35,61	35,91	36,10	36,44	36,24
Total	99,68	99,99	99,08	97,88	99,56	99,90	99,17	100,07	100,28	99,65	98,64
Si	2,946	2,956	3,009	2,972	2,956	2,994	3,000	3,022	2,996	2,967	2,958
^{iv}Al	0,054	0,044	0,000	0,028	0,044	0,006	0,000	0,000	0,004	0,033	0,042
$\sum$	3,000	3,000	3,009	3,000	3,000	3,000	3,000	3,022	3,000	3,000	3,000
^{vi}Al	1,585	1,518	1,771	1,698	1,588	1,921	1,916	1,858	1,897	1,902	1,934
Ti	0,029	0,029	0,021	0,022	0,027	0,021	0,026	0,032	0,027	0,042	0,033
Cr	0,050	0,050	0,033	0,042	0,049	0,008	0,007	0,009	0,009	0,004	0,001
Fe^{3+}	0,003	0,002	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021	0,015
V^{3+}	0,327	0,401	0,168	0,234	0,337	0,065	0,070	0,089	0,080	0,010	0,003
$\sum$	1,994	2,001	1,992	2,000	2,004	2,015	2,019	1,988	2,013	1,978	1,987
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000
Mn	0,013	0,009	0,024	0,019	0,014	0,017	0,018	0,019	0,019	0,014	0,012
Mg	0,012	0,013	0,009	0,010	0,013	0,048	0,047	0,044	0,045	0,067	0,054
Ca	2,996	2,984	2,943	2,975	2,975	2,901	2,889	2,890	2,901	2,947	2,958
$\sum$	3,021	3,006	2,983	3,004	3,003	2,970	2,958	2,958	2,969	3,028	3,025
Total	8,015	8,007	7,984	8,003	8,007	7,985	7,977	7,968	7,982	8,007	8,011
Pyrope	0,4	0,4	0,3	0,3	0,4	1,6	1,6	1,5	1,5	2,2	1,8
Almandin	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0
Spessartine	0,4	0,3	0,8	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,4
Andradite	0,2	0,1	0,0	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	0,7
Uvarovite	2,5	2,5	1,6	2,1	2,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,2	0,1
Goldmanite	16,4	20,1	8,4	11,7	16,8	3,2	3,4	4,5	4,0	0,5	0,2
Grossulaire	80,1	76,6	88,6	85,1	79,7	94,1	93,9	92,8	93,3	95,6	96,9
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau V-15 : Composition chimique des tsavorites des gisements de Jambil (Pakistan), Sør Rondane (Antarctique de l'Est) et Mogok (Myanmar)

CHAPITRE VI

ETUDE PETROLOGIQUE DES GISEMENTS DE TSAVORITE DE LEMSHUKU ET NAMALULU

6.1 Pétrographie des roches de Lemshuku

6.1.1 Description des faciès lithologiques

La colonne lithostratigraphique de la région de Lemshuku est présentée dans le chapitre IV. Elle se compose, de bas en haut, de : (i) quartzites et amphibolites; (ii) gneiss graphiteux à grains fins (GGF); (iii) gneiss graphiteux à kyanite (GGK) associés à des pegmatites concordantes, boudinées et discontinues; (iv) gneiss à grenat almandin et biotite (GAB); (v) gneiss graphiteux métasomatisés (GGM) et roches calco-silicatées graphiteuses (CSG) intercalés et minéralisés en tsavorite; (vi) marbres dolomitiques purs (MP) et impurs (MI).

Les équations d'équilibre des minéraux seront données en prenant en compte les pôles purs de chaque minéral.

6.1.1.1 Les amphibolites et les quartzites

Les affleurements d'amphibolite n'ont pas été observés dans la région de Lemshuku. Cependant des pierres volantes ont été trouvées, à proximité du niveau à quartzite. Cela suggère que leur emplacement initial était : (i) soit au mur du niveau à quartzite; (ii) ou en intercalation dans le niveau à quartzite. Ces hypothèses demandent à être vérifiées car les amphibolites observées sont sub-arrondies témoignant d'un transport long ou par un courant de forte intensité.

Les amphibolites sont de couleur noire tachetée de blanc (Figure VI-1a). Elles sont composées d'amphibole de type magnésio-hornblende (70%), de plagioclase (< 15%), de quartz (< 15%), de rutile et de titanite (< 1%), et d'apatite (< 1%).

La magnésio-hornblende apparaît sous la forme de cristaux très altérés et fracturés, de taille variant entre 1 et 2,5 mm. Ses contacts avec le plagioclase et le quartz sont amiboïdes, et elle contient de nombreuses inclusions (< 0,2 mm) de quartz et d'apatite (Figure VI-1b).

Le plagioclase, de type labradorite, et le quartz peuvent atteindre une taille de 1,5 mm, mais font généralement moins de 0,5 mm. De rares inclusions d'amphibole, parfois de forme losangique, sont trouvées dans le quartz. Le plagioclase et le quartz sont en contact amiboïdes, et ils remplacent partiellement l'amphibole selon l'équation :

$$Ca_2(Mg,Fe)_4Al[Si_7AlO_{22}](OH)_2 = CaAl_2Si_2O_8 + 5SiO_2 + H_2O + 4(Mg,Fe)O + CaO$$

hornblende = anorthite + 5 quartz + H_2O + 4 (Mg,Fe)O + CaO (1)

Le rutile et la titanite sont associés et disséminés dans l'amphibolite. Leur taille est in-

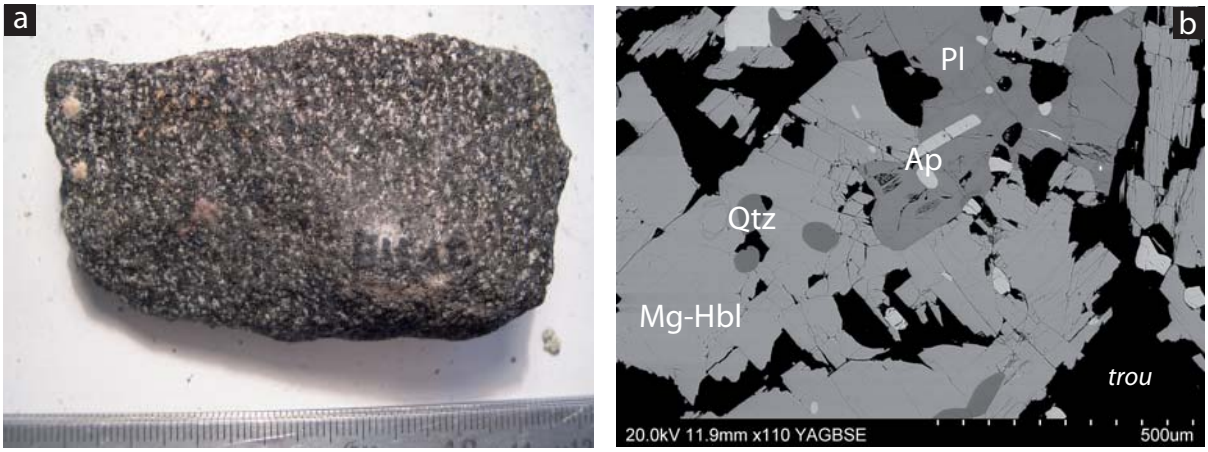


Figure VI-1 : Les amphibolites

a) Echantillon d'amphibolite qui est composée de magnésio-hornblende (en noir), de plagioclase et de quartz (en blanc). b) Image obtenue au MEB montrant le remplacement partiel de la magnésio-hornblende (Mg-Hbl) par le plagioclase (Pl) et le quartz (Qtz). Les parties noires correspondent à des zones d'arrachement de la lame polie.

férieure à 0,5 mm. Le rutile est généralement inclus au sein de la titanite.

L'apatite est disséminée et se présente en grains ovoïdes à circulaires (<< 0,1 mm), généralement en inclusion dans l'amphibole.

Les quartzites, situées à la base de la colonne lithostratigraphique de la région de Lemshuku, n'apparaissent que très rarement dans la zone étudiée. D'épaisseur variant de 2 à 5 m, et parfois litées, leur patine est rougeâtre.

6.1.1.2 Les gneiss graphiteux à grains fins (GGF)

Echantillon	JF031	JF037	JF038	JF084
Graphite	x	x	x	x
Quartz	x	x	x	x
Feldspath K	x		x	x
Plagioclase				x
Kyanite	x	x	x	x
Muscovite				x
Jarosite	x	x	x	x
Pyrite				x
Rutile	x	x	x	x
Apatite	x	x	x	x

Tableau VI-1 : Assemblages minéralogiques des gneiss graphiteux fins (GGF)

Les GGF forment le niveau de base de la série des gneiss graphiteux à Lemshuku. Ils affleurent en une succession de bancs d'une soixantaine de centimètres d'épaisseur (Figures VI-2a et VI-2b), pour une épaisseur totale d'environ 7 m.

Les GGF sont composés de quartz (40-85%), de graphite (5-30%), de jarosite (5-20%), de kyanite (5-10%), de feldspath potassique (1-5%), de rutile (1%), et plus rarement de plagioclase, de muscovite, de pyrite altérée et d'apatite (Tableau VI-1).

Le quartz est le minéral principal des GGF. Il se présente en cristaux de 2 à 3 mm, parfois fracturés, et à extinction roulante en lame mince. Les fractures, inférieures à 0,5 mm de large, peuvent être remplies par de la jarosite. Le quartz est plus rarement trouvé sous forme cataclasée, avec des grains de taille inférieure au millimètre.

Le graphite apparaît sous deux formes : (i) en lamelles disséminées dans le GGF; (ii) en inclusion inférieure à 0,1 mm dans le feldspath potassique. Les lamelles sont étirées selon le plan de foliation et peuvent atteindre 3 mm de long. Certaines de ces lamelles sont plissotées. Ce type de graphite est très souvent associé à des fractures à jarosite.

La jarosite est essentiellement trouvée au sein des fractures, parfois issues d'une bréchification, affectant le GGF (Figure VI-2g). Ces fractures ont généralement une largeur de 0,5 à 1 mm. La jarosite apparaît en micrograins irisés en lumière polarisée (Figure VI-2e), et elle présente des zonations chimiques (Figure VI-2f).

La kyanite, de couleur bleue, se présente sous la forme de prismes orientés selon la foliation de la roche. Sa longueur maximale est de 3 mm. La kyanite est très souvent affectée par la fracturation à jarosite, ce qui se traduit par la formation d'argile au contact kyanite-jarosite (Figures VI-2c et VI-2d). La kyanite contient de nombreuses inclusions circulaires (< 0,5 mm) de quartz et d'apatite, et les contacts avec le quartz sont amiboïdes. De fines aiguilles de sillimanite se développent sur la kyanite, perpendiculairement à la direction du prisme.

Le feldspath potassique se remarque par la présence de nombreuses inclusions de graphite et de jarosite, inférieures à 0,1 mm. Il a des contacts amiboïdes avec le quartz et il est généralement recoupé par les fractures à jarosite.

Le rutile est un minéral accessoire des GGF, fracturé et corrodé par les autres minéraux. Il en résulte des cristaux de petite taille, inférieurs à 0,5 mm. Il est parfois retrouvé en inclusion dans la kyanite.

La muscovite est très rare dans les GGF. Les quelques cristaux observés font moins de 0,5 mm de long et sont associés à la jarosite qui les remplace. Un cristal de 2 mm de long a toutefois été conservé. Celui-ci présente des contacts amiboïdes avec le quartz. Le plagioclase, très rare lui aussi, apparaît très altéré en grains de moins de 1 mm. Il est très fracturé et partiellement transformé en argile. Il arbore quelques fois une texture myrmékitique. Des vestiges de pyrite presque entièrement transformée en jarosite ont été observés (Figure VI-2h). Ils présentent des contacts amiboïdes avec le quartz et la kyanite.

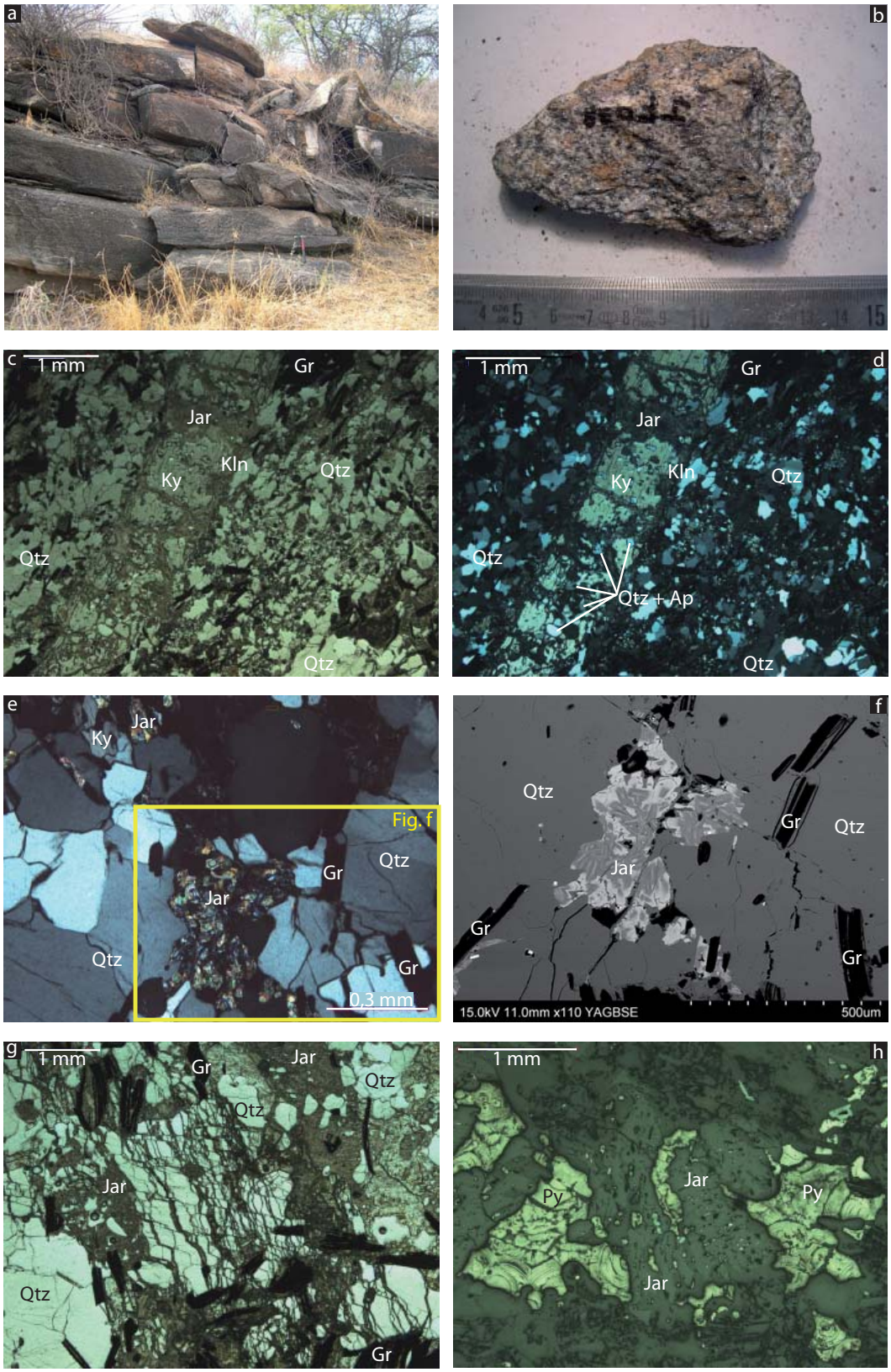


Figure VI-2 : Les gneiss graphiteux à grains fins (GGF)

a) Affleurement de GGF disposés en bancs de 60 cm d'épaisseur environ. b) Aspect d'un GGF : les zones blanches correspondent au quartz, les zones noires au graphite, et les zones orangées à la jarosite. c) et d) Prisme de kyanite (Ky) remplacé partiellement par du quartz (Qtz), de la kaolinite (Kln) et de la jarosite (Jar), et contenant des inclusions de quartz et d'apatite (Ap). La kyanite et le graphite (Gr) sont parallèles au plan S_{0-1}. e) et f) Image de la jarosite en lumière polarisée et en électrons rétrodiffusés. Les zones claires en périphérie correspondent aux zones enrichies en S. g) Bréchification du GGF et formation de la jarosite. h) Vestiges de pyrites (Py) altérés en jarosite.

6.1.1.3 Les gneiss graphiteux à kyanite (GGK)

Echantillon	JF045	JF057	JF071a1	JF071a2	JF076
Graphite	x	x	x	x	x
Quartz	x	x	x	x	x
Feldspath K	x				x
Plagioclase	x				
Kyanite	x	x	x	x	x
Muscovite	x	x	x	x	x
Biotite	x				
Epidote			x		
Jarosite	x	x	x	x	x
Pyrite		x			
Rutile	x	x	x	x	x
Apatite		x		x	

Tableau VI-2 : Assemblages minéralogiques des gneiss graphiteux à kyanite (GGK)

Les GGK recouvrent les GGF et ont une épaisseur avoisinant 20 m. Ils sont caractérisés par la présence de cristaux pluricentimétriques de kyanite bleue, parfois de qualité gemme (Figure VI-3b). Ces cristaux soulignent également une linéation N025° parallèle à la foliation régionale (Figure VI-3a).

Les GGK sont composés de quartz (20-70%), de feldspath potassique (0-20%), de plagioclase (0-40%), de jarosite (10-50%), de kyanite (10-15%), de graphite (10%), de muscovite (2-5%), de rutile (< 3%), et de rares biotites, pyrites, épidotes, apatites et monazites (Tableau VI-2).

Le quartz, en grains inférieurs à 3 mm, est à extinction roulante en lame mince. Il est associé au feldspath potassique avec lequel il partage des contacts amiboïdes. Les grains de feldspath potassique atteignent une taille maximale de 3 mm. Certains d'entre eux sont microperlés de quartz et présentent des inclusions de quartz (Figure VI-3c). Le plagioclase (< 1,2 mm), quasiment absent, apparaît localement en fortes proportions dans les GGK. Il est alors affecté par une fracturation intense.

La jarosite apparaît sous deux formes (Figures VI-3e, VI-3g et VI-3h) : (i) en remplissage de fractures parfois associées à une bréchification; (ii) en remplacement de la kyanite, de la muscovite et de la pyrite lors de l'altération météorique, suivant les équations :

$$4KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 4Al_2SiO_5 + 12FeS_2 + 26H_2O + 21O_2 = 4KFe_3(SO_4)_2(OH)_6 + 8Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 8S_2 + 4AlO(OH)$$

4 muscovite + 4 kyanite + 12 pyrite + 26 H_2O + 21 O_2 = 4 jarosite + 8 kaolinite + 8 S_2 + 4 AlO(OH) **(2)**

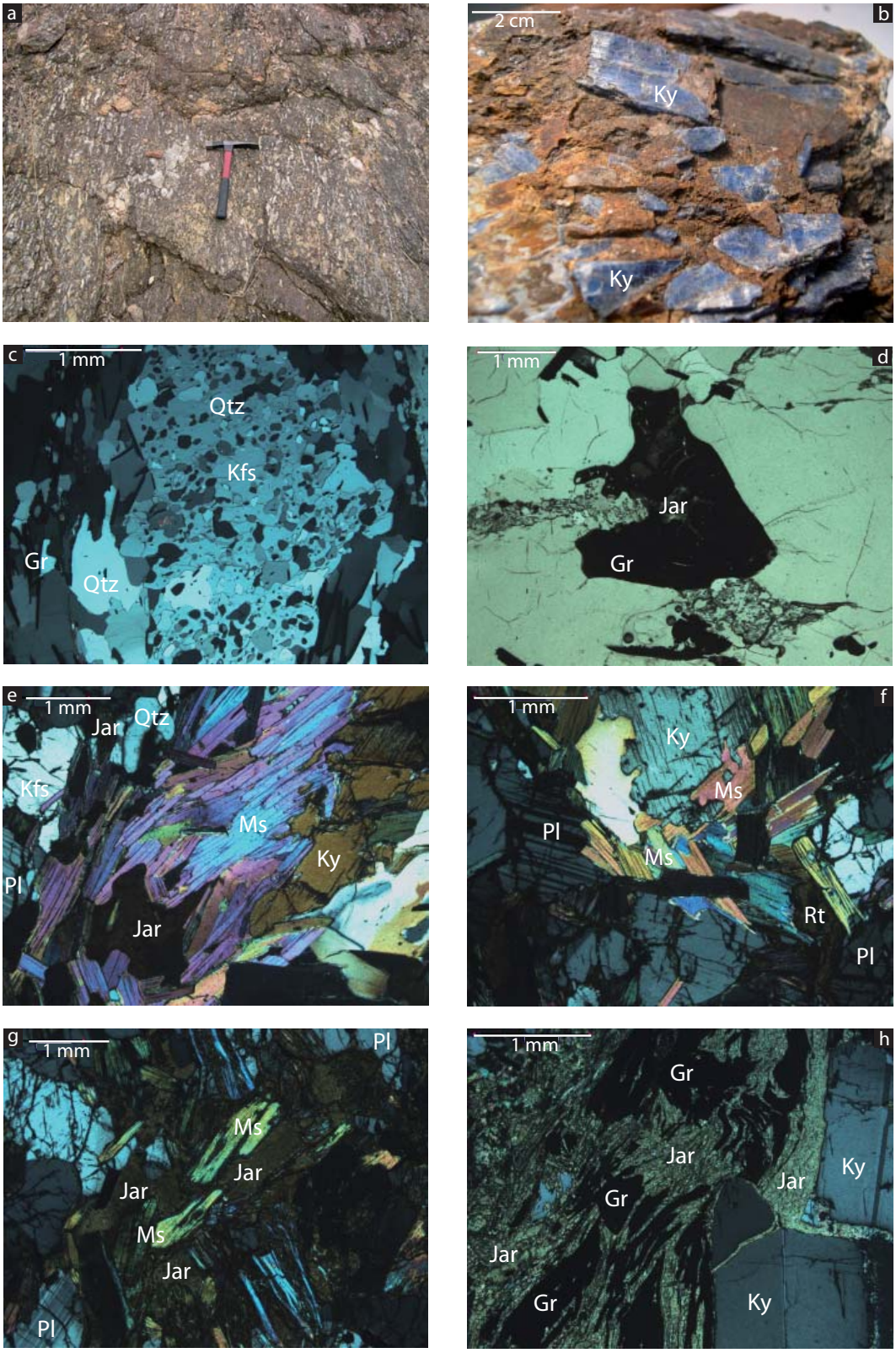


Figure VI-3 : Les gneiss graphiteux à kyanite (GGK)

a) Affleurement de GGK où l'allongement des cristaux de kyanite (en clair) souligne la linéation parallèle à la foliation régionale. b) Aspect des cristaux de kyanite bleue de qualité gemme. c) Déstabilisation du feldspath potassique (Kfs) associé à la cristallisation de quartz (Qtz) en inclusions. d) Jarosite (Jar) et lamelles de graphite (Gr) disposées en cercle rappelant la forme des pyrites (Figure VI-2h) et suggérant leur remplacement par la jarosite. e) et f) Association kyanite (Ky) - muscovite (Ms) - plagioclase (Pl) - quartz (Qtz) - rutile (Rt) montrant la paragenèse des GGK. La muscovite est altérée partiellement en jarosite. g) Remplacement de la muscovite par la jarosite au contact des plagioclases. h) Bréchification du GGK associé à un remplissage de jarosite. Elle est concordante à la foliation régionale indiquée par l'orientation des cristaux de kyanite et de graphite.

$$4KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 12FeS_2 + 14H_2O + 21O_2 = 4KFe_3(SO_4)_2(OH)_6 + 12\,SiO_2 + 8S_2 + 12AlO(OH)$$

4 muscovite + 12 pyrite + 14 H_2O + 21 O_2 = 4 jarosite + 12 quartz + 8 S_2 + 12 AlO(OH) (3)

Les fractures à jarosite, inférieures à 0,4 mm de large et affectant la majorité des minéraux, montrent parfois qu'elles sont associées à un cisaillement sénestre. Très rarement, des cristaux de monazite (<< 0,1 mm) sont en inclusions dans les fractures à jarosite.

La kyanite, de couleur bleue, se présente en prismes étirés dans la foliation et pouvant atteindre une longueur maximale de 3 cm. La particularité de ces cristaux de kyanite, notamment par rapport à ceux des GGF, en plus de leur abondance et de leur taille, est leur qualité gemme. Des inclusions d'apatite (<< 0,1 mm) sont retrouvées aléatoirement. A l'instar de la kyanite des GGF, elle est affectée par la fracturation à jarosite et est partiellement remplacée par de la kaolinite au contact du quartz suivant l'équation :

$$Al_2SiO_5 + SiO_2 + 2H_2O = Al_2Si_2O_5(OH)_4$$

kyanite + quartz + 2 H_2O = kaolinite (4)

La kyanite est également remplacée par du quartz suivant l'équation :

$$Al_2SiO_5 + H_2O = SiO_2 + 2AlO(OH)$$

kyanite + H_2O = quartz + AlO(OH) (5)

De même, de fines aiguilles de sillimanite se développent à partir de la kyanite :

$$Al_2SiO_5 = Al_2SiO_5$$

kyanite = sillimanite (6)

Le graphite est disséminé dans le GGK et ses lamelles sont orientées dans le plan de foliation. Ces dernières, de longueur inférieure à 1,5 mm, sont parfois plissées et forment très rarement de petits amas. Le graphite est généralement associé à la jarosite (Figure VI-3d).

La muscovite, de couleur verte, forme des lamelles de moins de 2 mm en longueur orientées selon la foliation de la roche. Elle est associée à la kyanite avec laquelle elle a des contacts en intercroissance ou amiboïdes (Figures VI-3e et VI-3f). La muscovite a également des contacts amiboïdes avec le quartz et les feldspaths. Ces observations indiquent que la muscovite a été déstabilisée suivant l'équation suivante :

$$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + SiO_2 = KAlSi_3O_8 + Al_2SiO_5 + H_2O$$

muscovite + quartz = feldspath potassique + kyanite + H_2O (7)

Le rutile des GGK est similaire à celui des GGF. En cristaux de moins de 1 mm, il est fracturé et corrodé, et est parfois associé à la muscovite et à la jarosite.

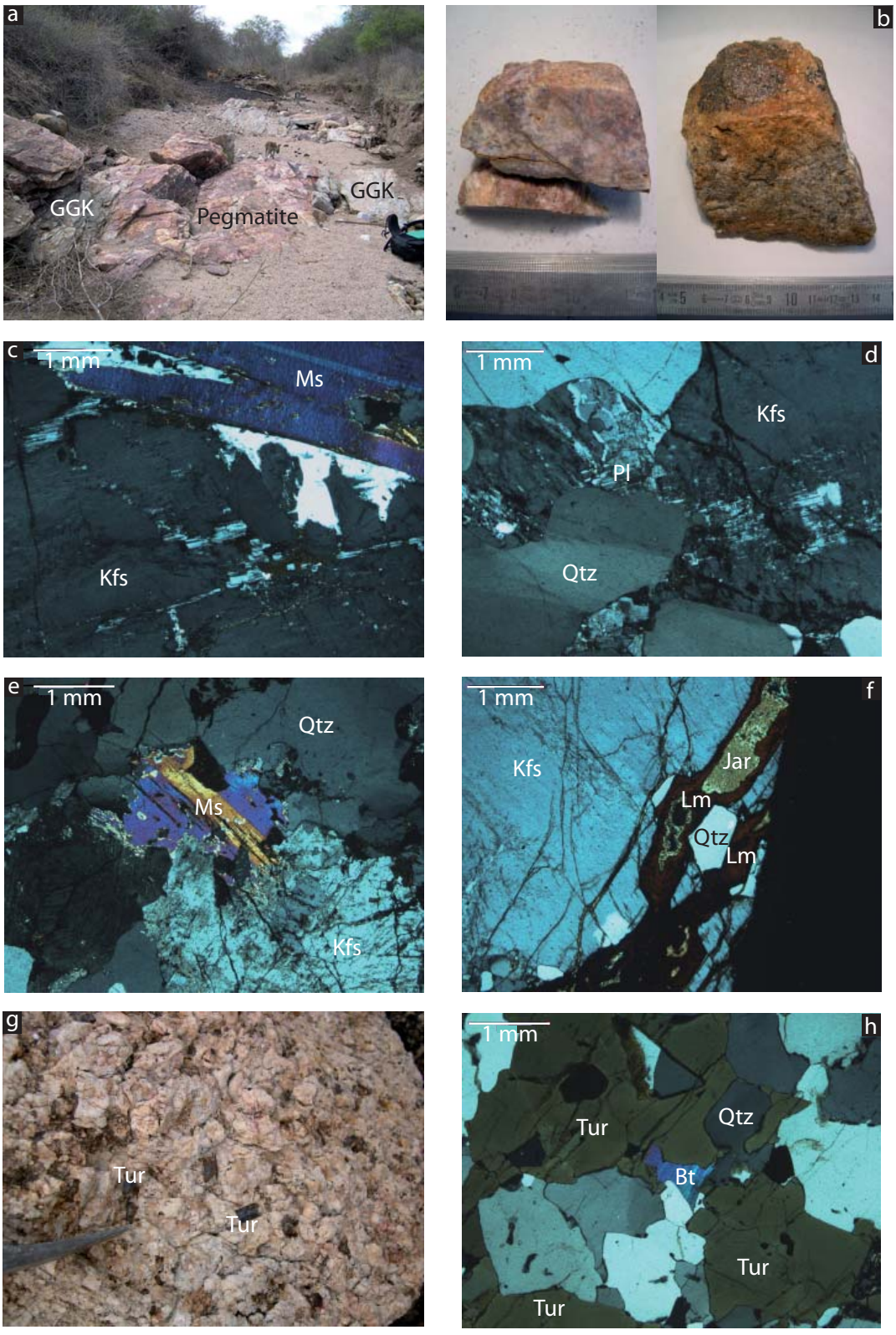


Figure VI-4 : Les pegmatites

a) Affleurement de pegmatite boudinée concordante aux GGK. b) Aspect des pegmatites. c) Association feldspath potassique (Kfs) - muscovite (Ms). Le feldspath potassique est en cours de perthitisation. d) Association quartz (Qtz) - feldspath potassique perthitisé - plagioclase (Pl) myrmékitisé. e) Déstabilisation de la muscovite par le feldspath potassique damouritisé. f) Fracture à jarosite (Jar) recoupant le feldspath potassique. Le contact entre la jarosite et le feldspath est marqué par la présence d'oxy-hydroxydes de fer de type limonite (Lm). g) Pegmatite à tourmaline (Tur) brune prismatique. h) Cristaux de tourmaline remplaçant la biotite (Bt) et partiellement transformés en quartz.

La biotite apparaît localement en association avec le plagioclase. Elle forme des lamelles de moins de 1 mm, légèrement affectées par une altération en jarosite.

Quelques vestiges de pyrite, remplacés quasi intégralement par la jarosite et le graphite (Figure VI-3d), sont observés avec le quartz et la kyanite. Leur taille avoisine 1,5 mm.

Une unique épidote (0,5 mm) a été repérée associée au graphite, au rutile et à la pyrite. Elle est sub-automorphe et partiellement remplacée par la pyrite qui est altérée en jarosite.

6.1.1.4 Les pegmatites

Echantillon	JF052	JF056	JF083	JF133
Quartz	x	x	x	x
Feldspath K	x	x	x	x
Plagioclase	x	x	x	x
Kyanite				x
Amphibole			x	
Muscovite	x	x		
Biotite			x	x
Epidote			x	
Tourmaline				x
Jarosite	x	x		
Rutile	x	x		x
Apatite			x	
Monazite			x	

Tableau VI-3 : Assemblages minéralogiques des pegmatites

Un niveau à pegmatite apparaît dans la partie supérieure des GGK. Il est concordant à la foliation, discontinu et boudiné, avec une épaisseur variant d'une dizaine de centimètres à 2 m (Figure VI-4a).

De couleur rosée à rougeâtre (Figure VI-4b), les pegmatites sont composées à plus de 90-95% de quartz, de feldspath potassique et de plagioclase (Tableau VI-3). Les autres minéraux présents sont la muscovite (< 5%), le rutile, la kyanite, la tourmaline, la jarosite et les hydroxydes de fer.

Le quartz et les feldspaths ont une taille de grain variant de 0,5 à 4 mm, et sont fracturés. Ils présentent des contacts amiboïdes. Le quartz possède une extinction roulante alors que les feldspaths sont plus ou moins damouritisés et séricitisés (Figure VI-4e). Les plagioclases sont plus altérés que les feldspaths potassiques, et présentent parfois une texture myrmékitique (Figure VI-4d). Les feldspaths potassiques sont parfois perthitiques (Figure VI-4c).

La muscovite forme des lamelles partiellement à fortement remplacées par le feldspath potassique et le quartz (Figures VI-4c et VI-4e). Elles ont une taille inférieure à 3 mm.

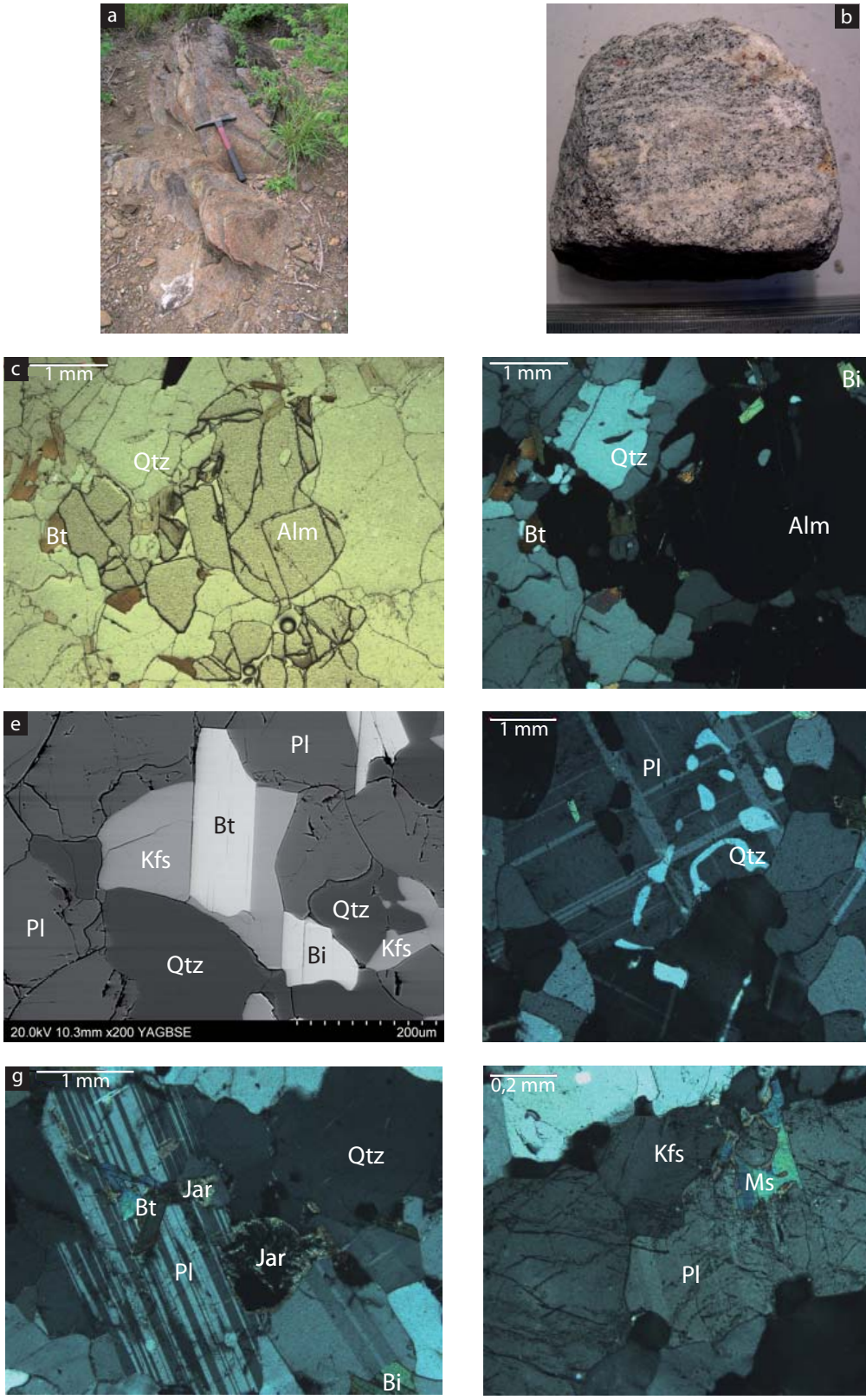


Figure VI-5 : Les gneiss à almandin et biotite (GAB)

a) Affleurement de GAB. b) Aspect d'un échantillon de GAB montrant les niveaux quartzo-feldspathiques (en blanc) et biotitiques (en noir). Quelques almandins (de couleur rougeâtre) sont visibles. c) et d) Images en lumière naturelle et en lumière polarisée d'un cristal d'almandin (Alm) fracturé, associé à la biotite (Bt) et au quartz (Qtz). e) Remplacement partiel du feldspath potassique (Kfs), en association avec le plagioclase (Pl), par du quartz et de la biotite. f) Plagioclase en cours de myrmékitisation. g) Inclusion de biotite dans le plagioclase et altération de l'assemblage minéralogique par la jarosite (Jar). h) Déstabilisation de la muscovite en feldspath potassique et plagioclase.

Les autres minéraux présents ont été observés que très rarement. La kyanite apparaît en prisme de 1 mm de long, fracturé et partiellement remplacé par le quartz et le feldspath potassique. Le rutile (< 0,5 mm) est également fracturé et corrodé au contact du quartz et du plagioclase, avec parfois la formation d'hydroxydes de fer. La tourmaline, de couleur brune et en prismes de 4 à 5 mm de long (Figure VI-4g), contient quelques inclusions (< 0,3 mm) de quartz et de biotite (Figure VI-4h). Elle partage des contacts amiboïdes avec le quartz. La jarosite est trouvée au sein de fractures de moins de 0,5 mm de large où elle y est associée à des oxy-hydroxydes de fer (Figure VI-4f). Très rarement elle remplace la muscovite ou elle forme de petites inclusions dans le plagioclase.

Une pegmatite très différente en composition a été trouvée dans le sud-ouest de la zone étudiée (JF083). Elle est composée de quartz (25-30%), de feldspath potassique (25-30%), de plagioclase (25-30%), de biotite (10%), d'amphibole (5-10%) et de très rare épidote (< 1%). La biotite (< 0,4 mm) est associée à l'amphibole, et est également au contact du quartz et des feldspaths. Les plus grands cristaux de biotite sont ceux associés à l'amphibole. Les grains d'épidote (< 0,6 mm) sont associés au plagioclase et au feldspath potassique, ou au quartz et à la biotite.

6.1.1.5 Les gneiss à almandin et biotite (GAB)

Echantillon	JF089	JF118	JF120	JF121	JF134
Quartz	x	x	x	x	x
Feldspath K	x	x	x	x	x
Plagioclase	x	x	x	x	x
Muscovite	x		x	x	
Biotite	x	x	x	x	x
Almandin		x	x		x
Jarosite			x	x	
Pyrite				x	
Rutile	x	x	x	x	
Apatite	x		x	x	x
Monazite		x	x		

Tableau VI-4 : Assemblages minéralogiques des gneiss à grenat almandin et biotite (GAB)

Les GAB, recouvrant les GGK, apparaissent comme des roches claires où les almandins rouges se distinguent à l'oeil nu (Figures VI-5a et VI-5b). Ils forment une pile de plus de 25 m d'épaisseur.

Les GAB sont composés de feldspath potassique (20-40%), de plagioclase (20-40%), de quartz (10-20%), de biotite et muscovite (10%), d'almandin (1-5%), de rutile (< 1%), et de rares jarosite, monazite et apatite (Tableau VI-4).

Le quartz et les feldspaths ont des tailles de grain variant de 0,3 à 4 mm. Le quartz présente une extinction roulante en lame mince alors que les feldspaths sont en voie de damouritisation et sont légèrement remplacés par du quartz en limite de grain. Les feldspaths potassiques présentent parfois des textures perthitiques alors que les plagioclases affichent occasionnellement des textures myrmékitiques (Figure VI-5f).

La biotite, en lamelles de moins de 1 mm de long, est orientée selon la foliation de la roche. Elle présente des contacts amiboïdes avec le quartz et les feldspaths (Figure VI-5e), indiquant qu'elle a pu se former selon l'équation :

$$KAlSi_3O_8 + H_2O + 3(Mg,Fe)O = K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$$

feldspath potassique + H_2O + 3 (Mg,Fe)O = biotite (8)

Plus rarement, la biotite est trouvée en inclusions au sein du plagioclase (Figure VI-5g).

La muscovite, qui est bien moins fréquente que la biotite, apparaît en lamelles orientées selon la foliation (< 1,3 mm) ou en grains (< 0,3 mm) substitués par les feldspaths (Figure VI-5h).

L'almandin de couleur rougeâtre a une forme concentrique plus ou moins conservée avec un diamètre de 2 à 3 mm. Il présente des contacts amiboïdes en limite de grain avec le quartz et le feldspath potassique, et il est très fracturé. Certaines des fractures contiennent du xénotyme. De rares inclusions de biotite (< 0,5 mm) aux contacts amiboïdes avec le grenat se concentrent près de la bordure du grenat (Figures VI-5c et VI-5d). L'association almandin + quartz + feldspath potassique + biotite est résumée par la relation :

$$KAlSi_3O_8 + K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = (Mg,Fe)_3Al_2(SiO_4)_3 + 3SiO_2 + H_2O + K_2O$$

feldspath potassique + biotite = almandin + 3 quartz + H_2O + K_2O (9)

Le rutile, de taille variant de 0,5 à 2 mm, est fracturé et corrodé. Il montre des contacts amiboïdes avec le quartz et le feldspath potassique. Il est parfois présent en inclusions (< 0,5 mm) dans l'almandin.

La jarosite (< 0,8 mm) est associée à l'altération du feldspath potassique, mais n'apparaît que très rarement. La monazite (< 1 mm) et l'apatite (< 0,1 mm) sont disséminées dans les GAB, mais demeurent rares. La monazite est généralement présente au contact du quartz, du feldspath potassique et de la biotite. L'apatite est parfois en inclusions dans l'almandin.

6.1.1.6 Les gneiss graphiteux métasomatisés (GGM)

En recouvrement des GAB se trouvent des gneiss graphiteux similaires aux GGF et aux

GGK, et qui sont affectés par une métasomatose calcique croissante en remontant la colonne lithostratigraphique. Cela se traduit par la formation de différents faciès de gneiss graphiteux métasomatisés (GGM) (Figure VI-6a) : (i) les gneiss graphiteux métasomatisés à grains fins (GGMF); (ii) les gneiss graphiteux métasomatisés bréchiques (GGMB); (iii) les gneiss graphiteux quartzo-feldspathiques (GGQF). Les GGM sont caractérisés par la présence de veines de gypse, pouvant atteindre une épaisseur maximale de 2 cm, concordantes au plan $S_{0\text{-}1}$ (Figure VI-6b).

6.1.1.6.1 Les gneiss graphiteux métasomatisés à grains fins (GGMF)

Echantillon	JF002	JF016	JF090	JF092	JF140a	JF140b
Graphite	x	x	x	x	x	x
Quartz	x	x	x	x	x	x
Feldspath K	x	x	x	x	x	x
Plagioclase					x	x
Kyanite	x	x	x	x		x
Muscovite	x	x	x	x	x	x
Jarosite	x	x	x		x	x
Rutile	x	x	x	x	x	x
Apatite		x		x	x	x

Tableau VI-5 : Assemblages minéralogiques des gneiss graphiteux métasomatisés à grains fins (GGMF)

Les GGMF sont composés des mêmes minéraux que les GGF, mais avec des proportions différentes (Tableau VI-5) : quartz (20-40%), feldspath potassique (10-30%), graphite (20-30%), kyanite (5-20%), muscovite (5-15%), plagioclase (0-5%), jarosite (1-5%), rutile (1%) et apatite (< 1%).

Le quartz, à extinction roulante en lame mince, apparaît en grains de taille inférieure au millimètre. Le contact avec le feldspath potassique et le plagioclase est amiboïde. Le feldspath potassique (1-3 mm) présente parfois des microperles de quartz et il est légèrement damouritisé, alors que le plagioclase (< 1 mm), moins fréquent, est plus affecté par cette altération. De plus, le plagioclase est très fracturé et peut présenter une texture myrmékitique.

Le graphite est sous la forme de lamelles parallèles à la foliation, de moins de 1 mm de longueur, pouvant être plissotées. Parfois ces lamelles forment des amas. Le graphite est également trouvé en inclusion de petite taille (< 0,1 mm) dans le feldspath potassique et le quartz.

La kyanite est observée en prismes étirés dans la foliation, qui sont de grande taille (1-3 cm) lorsqu'ils sont peu altérés. En revanche, la majorité des cristaux fait moins de 2 mm et est remplacée en grande partie par du quartz et de la jarosite (Figure VI-6f). Des aiguilles de

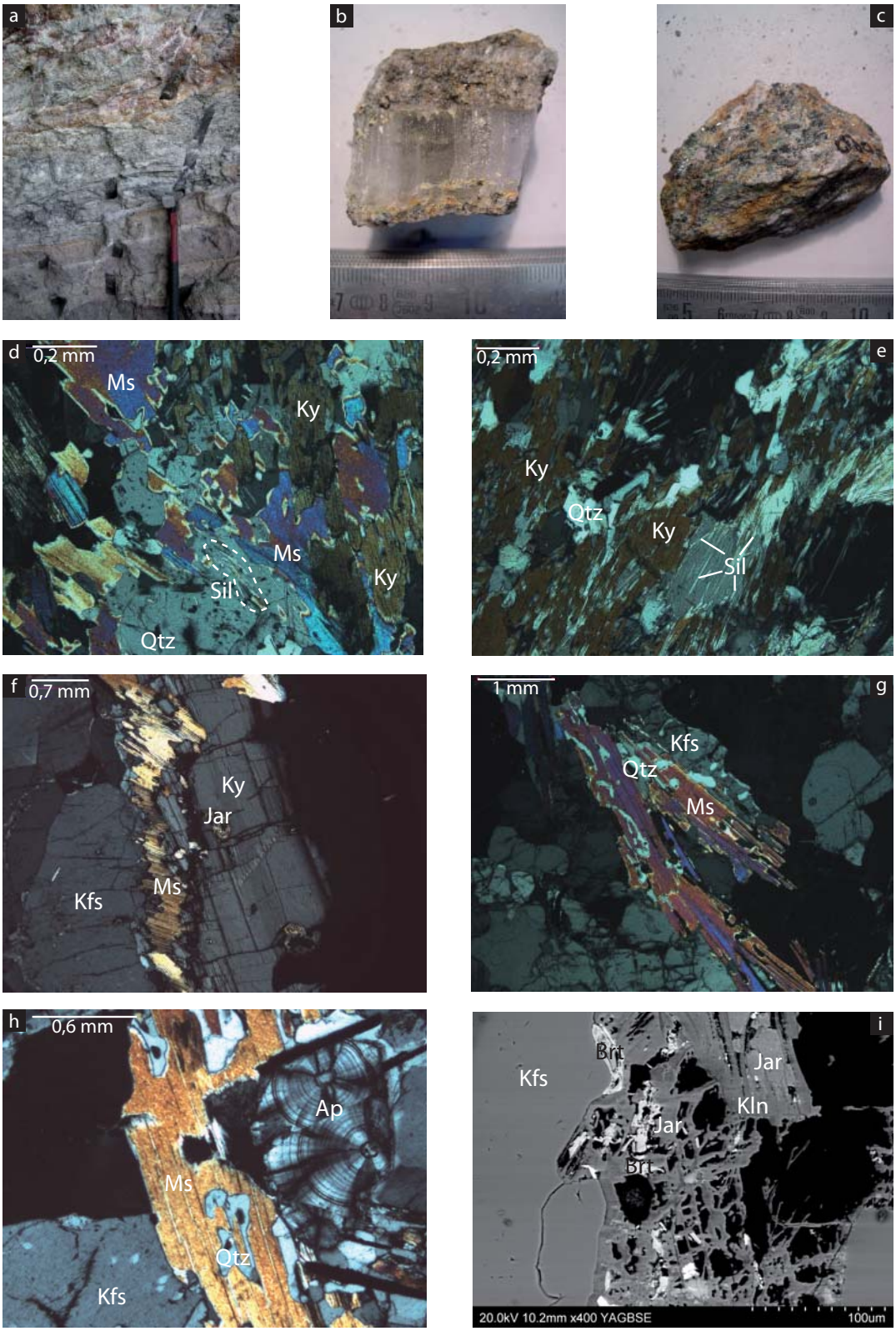


Figure VI-6 : Les gneiss graphiteux métasomatisés à grains fins (GGMF)

a) Affleurement de GGM montrant l'alternance des GGMF et GGMB (niveaux blanchâtres) avec les GGQF (niveaux rougeâtres). b) Aspect d'une veine de gypse intercalée dans les GGM. c) Aspect d'un échantillon de GGMF. Les teintes blanches correspondent au quartz et aux feldspaths, les teintes noires au graphite, les teintes verdâtres à la muscovite et les teintes orangées à la jarosite. d) Déstabilisation de la kyanite (Ky) et de la muscovite (Ms) associée à la formation de quartz (Qtz) et d'aiguilles de sillimanite (Sil). e) Remplacement partiel de la kyanite par du quartz et de la sillimanite en aiguilles. f) Croissance de muscovite au contact entre le feldspath potassique (Kfs) et la kyanite. La kyanite est légèrement altérée en jarosite (Jar). g) Déstabilisation de la muscovite au contact du feldspath potassique et formation de quartz. h) Apatites à zonations concentriques associées à de la muscovite. i) Déstabilisation du feldspath potassique en kaolinite (Kln), en association avec la jarosite issue de l'altération de la barytine (Brt).

sillimanite, pouvant atteindre 1 mm en longueur, se développent à partir de la kyanite (Figures VI-6d et VI-6e) suivant la réaction (6). Des inclusions de muscovite sont parfois présentes dans les grands cristaux.

La muscovite verte est souvent associée à la kyanite et au feldspath potassique (Figure VI-6f), suivant l'équation (7). Elle se présente en lamelles faisant moins de 1 mm en longueur et parallèles au plan de foliation de la roche. Elle a des contacts amiboïdes avec le quartz et le feldspath potassique, et est partiellement remplacée par la jarosite, comme indiqué dans les réactions (2) et (3), et le quartz (Figure VI-6g).

Le rutile apparaît en grains de petite taille (0,2-0,8 mm) disséminés dans la roche, ou en inclusion dans la kyanite et la muscovite. Il est corrodé au contact du quartz et du feldspath potassique.

La jarosite, contrairement aux faciès précédents, n'est pas liée à la présence de fractures, mais uniquement à l'altération de la muscovite et de quelques plagioclases. Il est apparu dans un échantillon que la jarosite est issue de l'altération météorique de la barytine, au contact du feldspath potassique déstabilisé en kaolinite (Figure VI-6i) :

$$2KAlSi_3O_8 + 2BaSO_4 + 5H_2O + 3FeO + O_2 =$$
$$KFe_3(SO_4)_2(OH)_6 + Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4SiO_2 + 2BaO + K_2O$$

2 feldspath potassique + 2 barytine + 5 eau + 3 FeO + O_2 =

jarosite + kaolinite + 4 quartz + 2 BaO + K_2O (10)

L'apatite est disséminée dans la roche et possède une très petite taille (<< 0,1 mm). Elle peut se retrouver en inclusion dans la kyanite. Dans un unique échantillon, elle présente des zones de croissance circulaires de moins de 1 mm de diamètre (Figure VI-6h).

6.1.1.6.2 Les gneiss graphiteux métasomatisés bréchiques (GGMB)

Les GGMB n'ont pas été souvent observés. Ils correspondent à des GGMF ayant subi une métasomatose calcique plus importante associée à une bréchification (Figure VI-7a). Cela se traduit par la formation massive de calcite (20-30%) remplissant de nombreuses fractures extensives couplées à un cisaillement sénestre (Figures VI-7b, VI-7c et VI-7d)). La direction majeure de la fracturation est par ailleurs concordante à la foliation. En conséquence, les feldspaths, la muscovite, la kyanite et le rutile ont complètement disparu, laissant place à des phases argileuses (10-20%). Le quartz (20-30%) et le graphite (20-30%) sont toujours présents, mais en grains de moins de 1 mm ayant des contacts amiboïdes avec la calcite. Les lamelles de graphite initiales ont été décomposées en lamelles plus fines, tout en conservant leur orientation

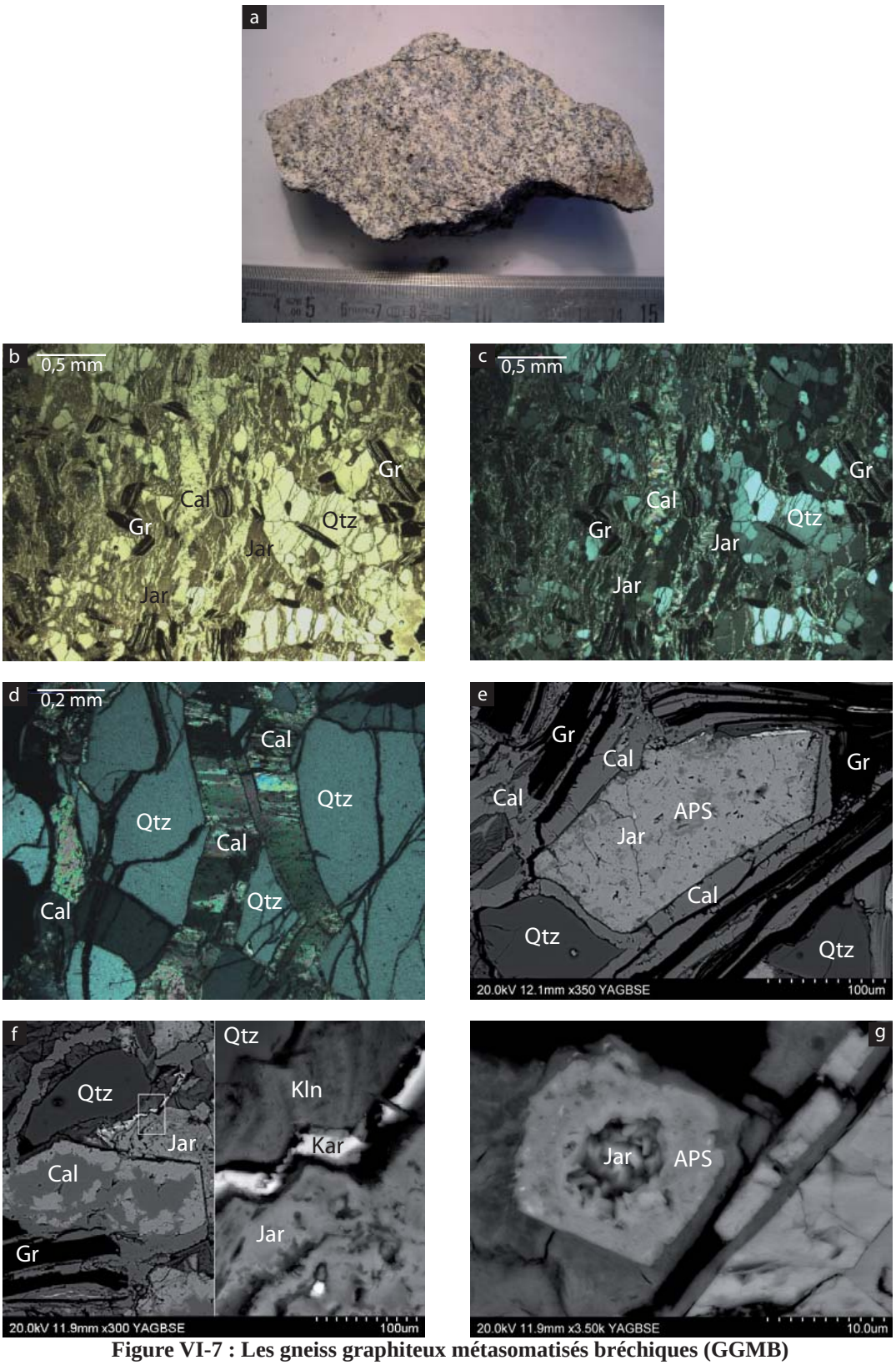


Figure VI-7 : Les gneiss graphiteux métasomatisés bréchiques (GGMB)

a) Aspect d'un échantillon de GGMB. Sa couleur claire est due à la présence de calcite (en blanc) et de quartz (en gris). Les taches noires correspondent au graphite. b) et c) Images en lumière naturelle et en lumière polarisée de l'assemblage calcite (Cal) - quartz (Qtz) - jarosite (Jar) - graphite (Gr) et aspect de la texture bréchique. d) Fractures d'extension à remplissage de calcite fibreuse recoupant du quartz. e) Remplacement total d'un minéral (feldspath? kyanite?) par de la jarosite. Les taches sombres locales correspondent à des minéraux à aluminium, phosphore et soufre (APS). f) Veinule remplie de karélianite (Kar) au contact de la kaolinite (Kln) et de la jarosite. g) Déstabilisation d'un cristal d'APS en jarosite.

parallèle à la foliation. Quelques lamelles sont associées à de la jarosite très peu présente dans la roche (Figures VI-7e, VI-7f et VI-7g). Localement la jarosite est associée à des minéraux à aluminium, phosphore et soufre (APS) et à des veinules de karélianite.

6.1.1.6.3 Les gneiss graphiteux quartzo-feldspathiques (GGQF)

Echantillon	JF011	JF013	JF062	JF126a1	JF126a2	JF126b	JF132	JF136a
Graphite	x	x	x	x	x	x	x	x
Calcite							x	
Quartz	x	x	x	x	x	x	x	x
Feldspath K	x	x	x	x	x	x	x	x
Plagioclase	x	x	x	x	x		x	x
Kyanite				x	x	x		
Diopside							x	
Phlogopite	x	x	x				x	x
Muscovite				x	x	x	x	x
Tourmaline			x	x	x			x
Jarosite		x	x	x	x	x	x	
Pyrite						x	x	x
Pyrrhotite							x	
Chalcopyrite							x	
Rutile		x			x	x	x	x

Tableau VI-6 : Assemblages minéralogiques des gneiss graphiteux quartzo-feldspathiques (GGQF)

Parmi les gneiss graphiteux métasomatisés, il y a des niveaux plus siliceux qui ont généralement un état d'altération moindre et des couleurs légèrement plus rougeâtres que les autres gneiss graphiteux (Figure VI-8a). Les GGQF sont composés principalement de feldspath potassique (20-60%), de plagioclase (0-20%) et de quartz (5-30%). Ces minéraux sont accompagnés par du graphite (5-20%), et des quantités moindres de kyanite (0-10%), tourmaline (0-10%), jarosite (0-5%), muscovite (0-3%), phlogopite (0-3%), rutile (0-2%), chlorite (0-1%) et sulfures (0-1%).

Le quartz et les feldspaths apparaissent en grains de taille comprise entre 0,5 et 5 mm et à contacts amiboïdes (Figures VI-8c et VI-8e). Le plagioclase est localement remplacé par du feldspath potassique et du quartz (Figure VI-8e). Le quartz, et surtout le plagioclase, sont affectés par la fracturation (< 1 mm) qui est partiellement associée à un remplissage de jarosite. Le feldspath potassique présente parfois une texture à perles de quartz (Figure VI-8d), à l'instar du plagioclase qui peut afficher une texture myrmékitique (Figure VI-8c). Les deux types de feldspath sont occasionnellement damouritisés. Le quartz et les feldspaths sont aussi localement cataclasés (< 0,6 mm).

Le graphite est sous la forme de lamelles (< 1,5 mm) disséminées, parallèles à la folia-

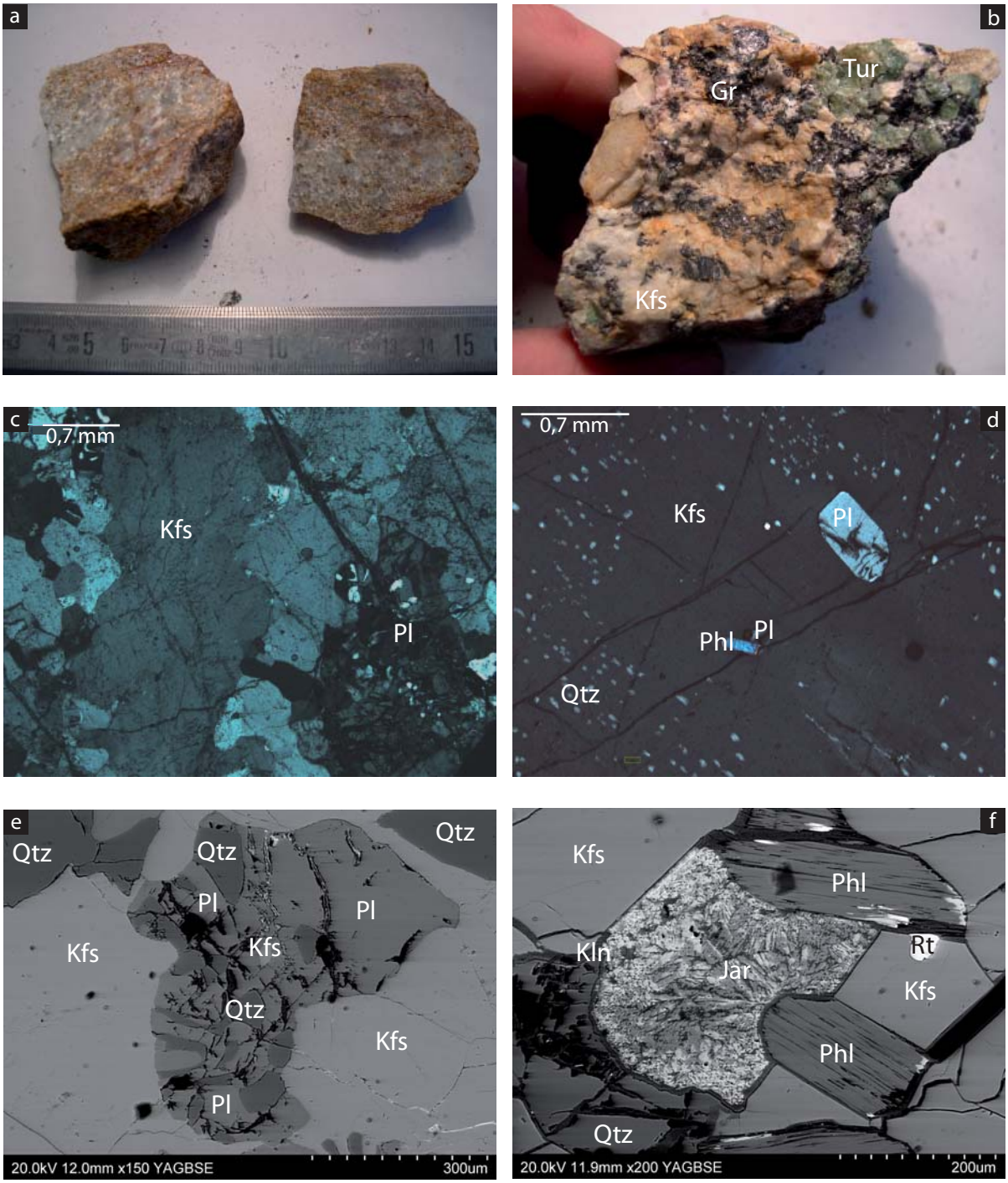


Figure VI-8 : Les gneiss graphiteux quartzo-feldspathiques (GGQF)

a) Aspect d'un échantillon de GGQF très siliceux. b) Aspect d'un échantillon de GGQF à graphite (Gr) et tourmaline verte (Tur). c) Feldspath potassique (Kfs) légèrement damouritisé et myrmékitisation du plagioclase (Pl). d) Feldspath potassique perlé de micrograins de quartz (Qtz), et contenant des inclusions de plagioclase et de phlogopite (Phl). e) Déstabilisation du plagioclase au contact du feldspath potassique avec un remplacement partiel à quartz. f) Jarosite (Jar) cernée d'une auréole discontinue de kaolinite (Kln) au contact du feldspath potassique et de la phlogopite. Un grain de rutile (Rt) est inclus dans le feldspath.

tion, et localement plissées. Certaines lamelles se regroupent et forment des amas. Le graphite est souvent associé à la fracturation à jarosite.

La kyanite n'est pas toujours présente dans les GGQF. Lorsqu'elle apparaît, ses prismes (< 2 mm) sont fracturés et en cours de dissolution, remplacés par du quartz principalement, mais également par des feldspaths (Figures VI-9a et VI-9b) suivant les réactions :

$$Al_2SiO_5 + 5SiO_2 + K_2O = 2KAlSi_3O_8$$
kyanite + 5 quartz + K_2O = feldspath potassique (11)

$$Al_2SiO_5 + 5SiO_2 + Na_2O = 2NaAlSi_3O_8$$
kyanite + 5 quartz + Na_2O = albite (12)

$$Al_2SiO_5 + SiO_2 + CaO = CaAl_2Si_3O_8$$
kyanite + quartz + CaO = anorthite (13)

La tourmaline, de couleur verte (Figure VI-8b), forme des cristaux prismatiques pouvant atteindre une longueur de 4 mm. La tourmaline est souvent associée à la kyanite (Figure VI-9b). Les prismes sont fracturés et ont des contacts amiboïdes avec le quartz, la jarosite et les feldspaths. Du plagioclase remplace par ailleurs partiellement la tourmaline (Figure VI-9e) :

$$4CaAl_6Mg_3Si_6O_{18}(BO_3)_3(OH)_4 + 8CaO + O_2 = 12CaAl_2Si_2O_8 + 8H_2O + 6MgO + 6B_2O_3$$
4 uvite + 8 CaO + O_2 = 12 anorthite + 8 H_2O + 6 MgO + 6 B_2O_3 (14)

La jarosite se trouve : (i) soit dans des fractures (< 0,1 mm) affectant une majorité des minéraux (Figure VI-9f); (ii) ou en remplacement des micas et des sulfures (Figure VI-8f).

La muscovite est associée à la kyanite et à la tourmaline (Figure VI-9b). Elle est sous la forme de lamelles (< 2,5 mm) partiellement remplacées par du quartz, du feldspath potassique, de la kyanite (Figure VI-9c; voir réaction (7)) ou de la jarosite. Elle a également des contacts amiboïdes avec les feldspaths. La phlogopite présente les mêmes caractéristiques que la muscovite (Figure VI-9d), exceptées ses associations avec la kyanite et la tourmaline. Elle est parfois altérée en chlorite. La muscovite et la phlogopite n'apparaissent que très rarement ensemble dans le même échantillon, mais sont chacune transformée partiellement en feldspath potassique :

$$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 = KAlSi_3O_8 + 2AlO(OH)$$
muscovite = feldspath potassique + 2 AlO(OH) (15)

$$KMg_3Si_3AlO_{10}(OH)_2 = KAlSi_3O_8 + H_2O + 3MgO$$
phlogopite = feldspath potassique + H_2O + 3 MgO (16)

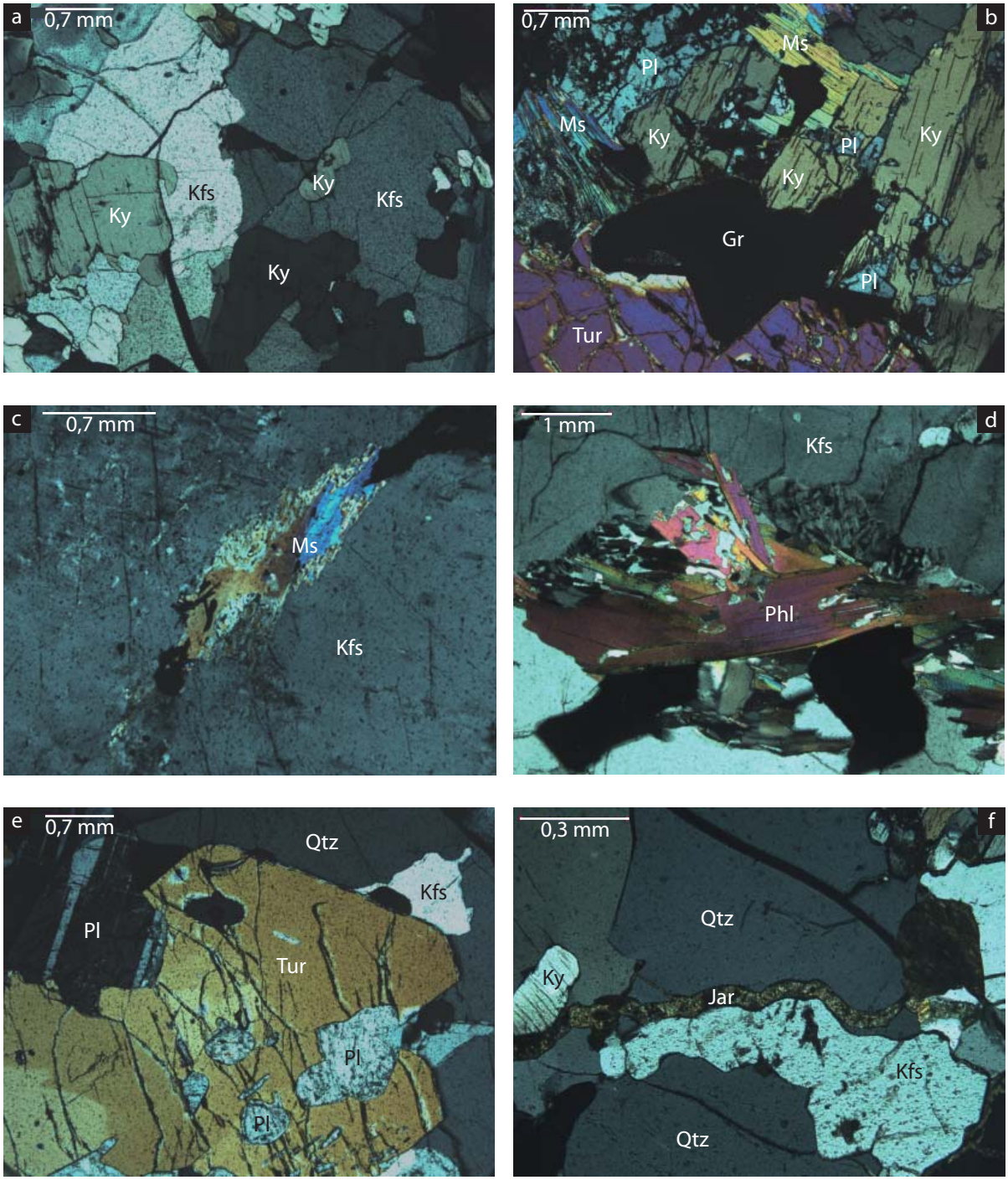


Figure VI-9 : Les gneiss graphiteux quartzo-feldspathiques (GGQF)

a) Déstabilisation de la kyanite (Ky) au contact du feldspath potassique (Kfs). b) Association kyanite - muscovite (Ms) - tourmaline (Tur) - graphite (Gr) - plagioclase (Pl). La kyanite et la muscovite sont partiellement remplacées par le plagioclase. c) Muscovite relictuelle au sein d'un feldspath potassique (Kfs). d) Déstabilisation de la phlogopite (Phl) au contact du feldspath potassique. e) Tourmaline zonée partiellement remplacée par du plagioclase au contact du quartz et du feldspath potassique. f) Fracture remplie par la jarosite (Jar) et recoupant la kyanite, le quartz et le feldspath potassique.

Le rutile et les sulfures sont disséminés dans la roche et présentent des contacts amiboïdes avec les minéraux adjacents. Le rutile (< 3 mm) est toujours affecté par une fracturation. Les sulfures (< 0,5 mm), principalement de la pyrite, sont partiellement à intégralement remplacés par la jarosite.

A proximité des gneiss minéralisés (décrits dans la partie suivante), les GGQF commencent à contenir du diopside (1%) et de la calcite (5%), et les proportions de phlogopite et de sulfures (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite) augmentent, jusqu'à 15% et 5% respectivement.

6.1.1.7 Les roches calco-silicatées graphiteuses

Les roches calco-silicatées graphiteuses correspondent à des niveaux à minéraux calco-silicatés au sein des GGM où la métasomatose calcique s'est accompagnée d'intenses silicification, graphitisation et pyritisation. Ces roches s'observent principalement à la mine de Lemshuku et correspondent à celles recoupées par les veines de quartz et calcite à tsavorite. A l'instar des GGM, plusieurs faciès sont distingués selon la nature des minéraux et la texture de la roche : (i) les roches calco-silicatées graphiteuses 'communes' (CSG) ; (ii) les roches calco-silicatées graphiteuses bréchiques (CSGB); (iii) les roches calco-silicatées graphiteuses à scapolite (CSGS).

6.1.1.7.1 Les roches calco-silicatées graphiteuses 'communes' (CSG)

Echantillon	JF125	JF125(2)	JF125(3)	JF125(4)	JF125(9)
Graphite	x	x	x	x	x
Calcite	x				
Quartz	x	x	x	x	x
Feldspath K		x		x	x
Plagioclase	x	x	x	x	x
Diopside		x	x	x	
Scapolite	x			x	
Phlogopite	x	x			x
Pyrite	x	x	x	x	x
Pyrrhotite		x	x		
Jarosite		x			
Titanite	x	x	x	x	x

Tableau VI-7 : Assemblages minéralogiques des roches calco-silicatées graphiteuses 'communes' (CSG)

Les CSG (Figures VI-10a et VI-10b) sont composées principalement (30-70%) de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique, mais aussi de graphite (5-20%), de diopside

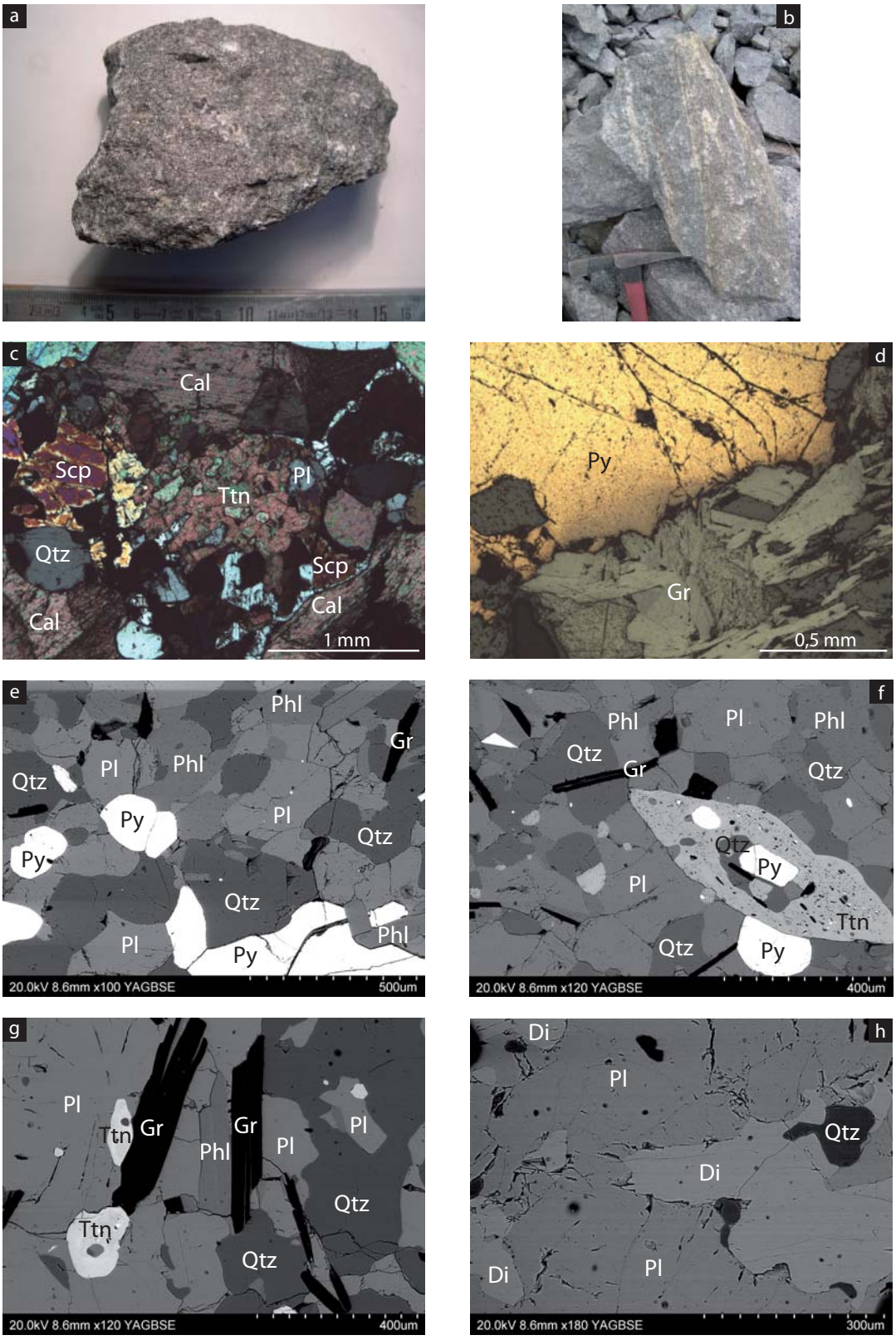


Figure VI-10 : Les roches calco-silicatées graphiteuses 'communes' (CSG)

a) Aspect d'un échantillon de CSG. Sa couleur sombre est due à l'abondance de graphite dans la roche. b) Echantillon de CSG présentant un pli isoclinal serré souligné par une pyritisation qui est plus importante au niveau de la charnière du pli. c) Assemblage calcite (Cal) - scapolite (Scp) - quartz (Qtz) - plagioclase (Pl) - titanite (Ttn). d) Pyrite (Py) fracturée associée à du graphite (Gr). e) Assemblage quartz - plagioclase - phlogopite (Phl) - graphite - pyrite. f) Titanite à inclusions de pyrite et partiellement destabilisée en quartz. g) Titanite et phlogopite en équilibre avec le plagioclase, lui-même partiellement remplacé par du quartz. h) Diopside (Di) déstabilisé en plagioclase et en quartz.

(0-30%), de phlogopite (0-10%), de titanite (2-3%), de sulfures (1-5%) et de rares calcite et scapolite (Tableau VI-7).

Le quartz et les feldspaths sont associés et ils ont des contacts amiboïdes (Figures VI-10e, VI-10f et VI-10g). Leurs cristaux ont une taille comprise entre 0,2 et 1 mm, et plus rarement quelques grains font 4 mm. Le plagioclase est fracturé et altéré, et il présente parfois une texture myrmékitique.

Le graphite se présente en lamelles de moins de 1 mm en longueur, parallèles à la foliation et souvent associées aux sulfures. Des inclusions (< 0,1 mm) de graphite sont incluses dans le diopside.

Le diopside apparaît sous la forme de cristaux de moins de 2 mm, très fracturés et altérés. Il est partiellement remplacé par le quartz et le plagioclase (Figure VI-10h), suivant une réaction métasomatique de type :

$$2CaMgSi_2O_6 + 2Al^{3+} = CaAl_2Si_2O_8 + 2SiO_2 + Ca^{2+} + 2Mg^{2+}$$

2 diopside + 2 Al^{3+} = anorthite + 2 quartz + Ca^{2+} + 2 Mg^{2+} (17)

Le diopside contient des inclusions de graphite, quartz et titanite, dont certaines peuvent atteindre une taille de 1 mm.

La présence de la phlogopite est hétérogène dans les CSG. Elle peut être absente de la roche sur plusieurs mètres et réapparaître par la suite. Elle se présente sous la forme de lamelles (< 0,6 mm) étirées dans le plan de foliation, associées au quartz, au graphite, aux feldspaths et au diopside.

La titanite, de forme ovoïde (< 0,6 mm), a des contacts amiboïdes avec le quartz et les feldspaths. Elle peut contenir des inclusions de pyrite (Figures VI-10c, VI-10f et VI-10g).

Les sulfures, comme la pyrite et la pyrrhotite, sont disséminés dans la roche, avec des tailles variant de 0,7 à 1,5 mm. Ils sont souvent associés au graphite (Figure VI-10d), et ils présentent des contacts amiboïdes avec le quartz et les feldspaths.

La calcite et la scapolite sont peu présentes et elles sont toujours associées au plagioclase (Figure VI-10c). Cette relation peut s'écrire :

$$Ca_4Al_6Si_6O_{24}CO_3 = 3CaAl_2Si_2O_8 + CaCO_3$$

méionite = 3 anorthite + calcite (18)

6.1.1.7.2 Les roches calco-silicatées graphiteuses bréchiques (CSGB)

Les CSGB sont caractérisées par leur bréchification qui se traduit généralement par une

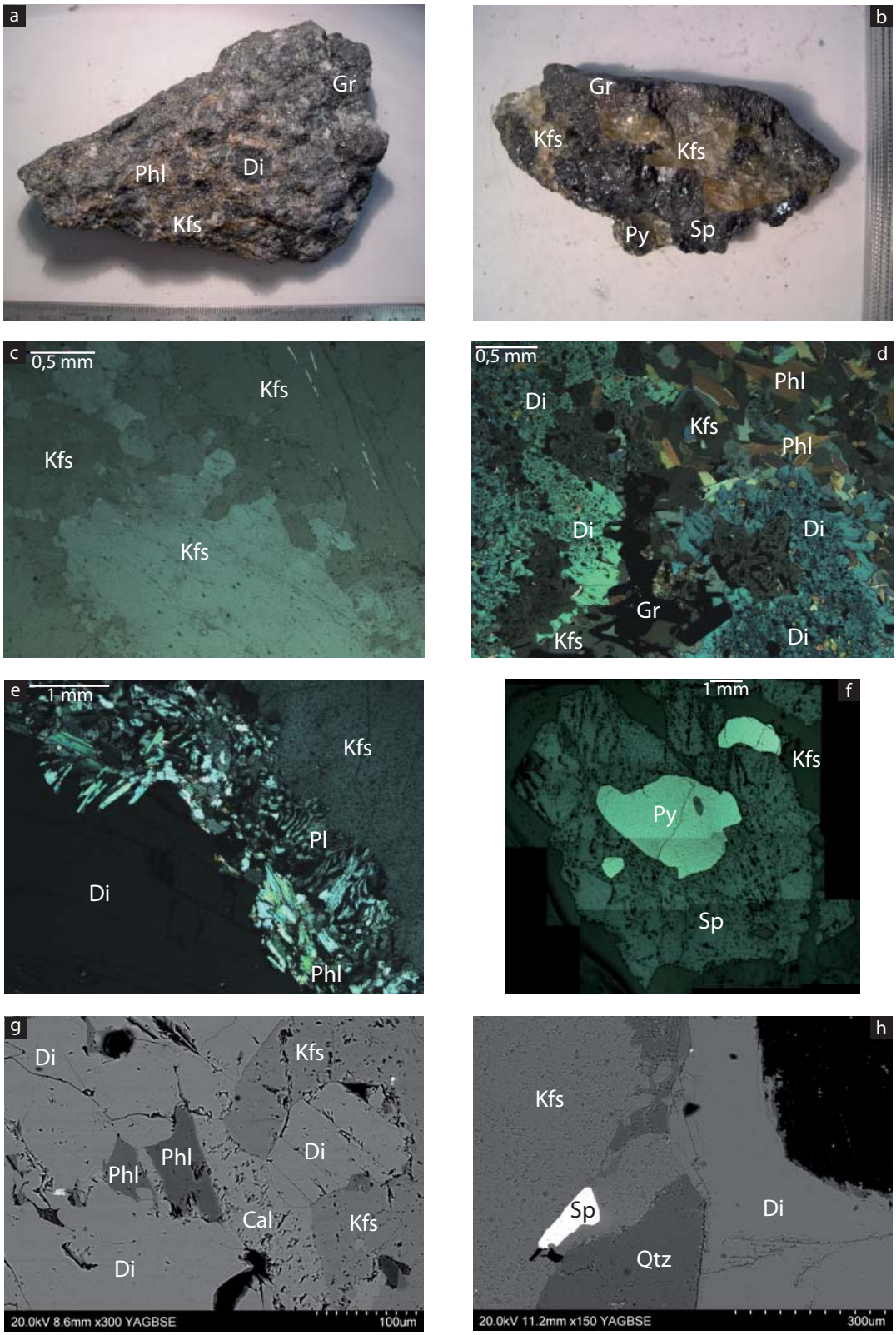


Figure VI-11 : Les roches calco-silicatées graphiteuses bréchiques à ciment orthosique ($CSGB_1$)

a) et b) Aspect d'échantillons de $CSGB_1$. Les zones sombres correspondent au diopside (Di), les zones claires au feldspath potassique (Kfs), et les zones orange-brun à la phlogopite (Phl). Du graphite (Gr) et de la spahlérite (Sp), très souvent en amas massifs, sont observés. c) Cristaux de feldspath potassique séparés par des grains cataclasés de même nature montrant l'aspect de la matrice orthosique. d) Diopside partiellement dissout à inclusions de graphite au contact d'un amas de graphite. La matrice orthosique est enrichie en phlogopite. e) Contact diopside - feldspath potassique marqué par la formation de phlogopite et de plagioclase (Pl). f) Grains de pyrite (Py) inclus dans un grain grossier de sphalérite. g) Diopside partiellement remplacé par de la phlogopite et de la calcite (Cal) au contact du feldspath potassique. h) Déstabilisation du feldspath potassique en quartz (Qtz) au contact du diopside. Un grain de sphalérite est inclus dans le feldspath.

Echantillon	JF123b	JF125(11)	JF125(13)	JF128	JF131c	JF135b
Faciès	CSGB$_I$				CSGB$_{II}$	CSGB$_{III}$
Graphite	x	x	x	x	x	x
Calcite	x					x
Quartz	x	x	x	x	x	x
Feldspath K	x	x	x	x		x
Plagioclase	x	x	x			
Diopside	x	x	x	x	x	x
Trémolite	x					
Scapolite						x
Phlogopite	x	x	x	x	x	
Tsavorite-Goldmanite						x
Zoïsite						x
Pyrite	x	x	x	x	x	x
Sphalérite	x			x		
Gypse					x	
Jarosite	x					
Titanite		x	x	x	x	x
Apatite		x				

Tableau VI-8 : Assemblages minéralogiques des roches calco-silicatées graphiteuses bréchiques (CSGB)

texture constituée de zones sombres compactes et cimentées par des assemblages minéralogiques de couleur plus claire (Tableau VI-8). Trois types de CSGB ont été déterminés d'après la nature de leur matrice, et notés : (i) CSGB$_I$; (ii) CSGB$_{II}$; (iii) CSGB$_{III}$. Cependant, quelque soit le type de brèche, la direction de bréchification est plus ou moins parallèle au plan de foliation.

6.1.1.7.2.1 Les roches calco-silicatées graphiteuses bréchiques de type I (CSGB$_I$)

Le type CSGB$_I$ (Figure VI-11a) se caractérise par une matrice formée par un assemblage dominé par du feldspath potassique (> 95%). Celui-ci se présente sous la forme de grains cataclasés à grossiers (0,1-5 mm; Figure VI-11c) qui peuvent être affectés par la fracturation (<< 0,1 mm en largeur). Les autres minéraux composant la matrice sont la pyrite, la phlogopite et la titanite. Ils sont disséminés dans la matrice feldspathique en grains de taille généralement inférieure à 0,5 mm, et ils ont des contacts amiboïdes avec le feldspath potassique. Quelques sulfures et certains amas de phlogopite peuvent atteindre une taille de 3 mm.

Il arrive parfois que la bréchification soit si intense que la matrice feldspathique forme des veines de plusieurs centimètres de large (Figure VI-11b). Dans ce cas, le feldspath potassique est grossier avec des grains pouvant avoir une taille centimétrique. Il est parfois associé

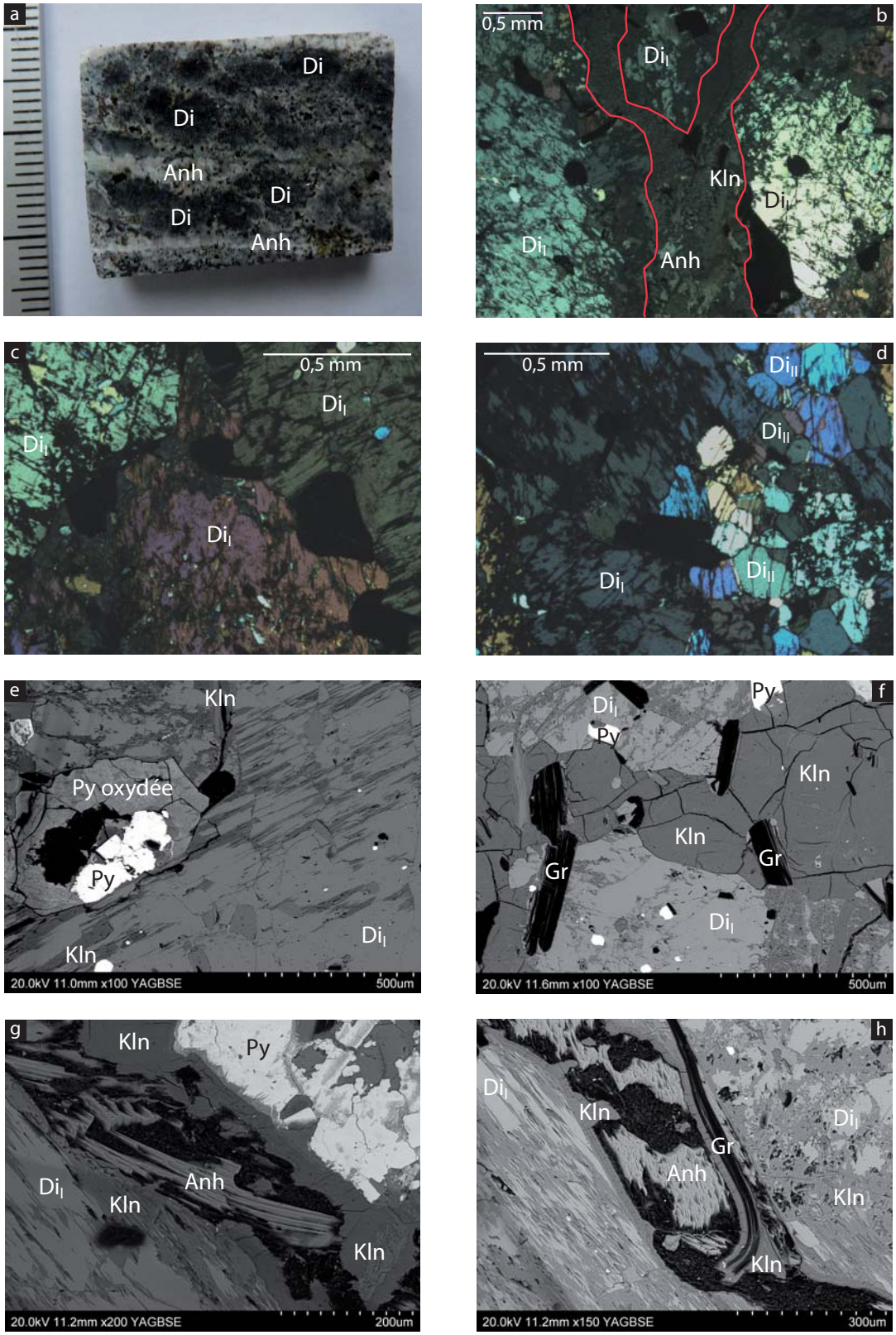


Figure VI-12 : Les roches calco-silicatées graphiteuses bréchiques à anhydrite et kaolinite ($CSGB_{II}$)
a) Aspect d'un échantillon de $CSGB_{II}$. Les zones noires correspondent à du diopside (Di) alors que les zones *blanches sont dues à la présence d'anhydrite (Anh) et de kaolinite. b) Fracture à anhydrite (arrachée en partie au polissage) recoupant le diopside (Di). Le contact est marqué par la formation de kaolinite (Kln). c) Aspect des cristaux de diopside primaire (Di_I). Ils sont fracturés et corrodés. d) Cristaux de diopside secondaire (Di_{II}) de recuit au contact du diopside primaire. Ces cristaux sont plus petits et mieux conservés que ceux de la première génération. e) et f) Déstabilisation du diopside en kaolinite. Le diospide a des inclusions de graphite (Gr) et de pyrite (Py) et il est recoupé par des veinules à kaolinite. g) et h) Fractures à anhydrite recoupant le diopside. Le contact est marqué par la présence de kaolinite.*

à des cristaux grossiers et automorphes de diopside (5 mm), ainsi qu'à des sulfures massifs, comme la pyrite et la sphalérite (Figure VI-11f), également de grande taille (jusqu'à 2 cm) et associés au graphite. Le quartz et la titanite sont aussi présents, mais en faibles quantités. Le contact entre le feldspath potassique et le diopside est parfois marqué par la présence de plagioclase myrmékitique et de phlogopite sur une épaisseur avoisinant le millimètre (Figure VI-11e). Plus rarement, le feldspath potassique est affecté par une fracturation associée à un remplissage de calcite. Ces fractures (< 0,2 mm de large) indiquent un cisaillement sénestre.

Les zones sombres des $CSGB_I$ sont de deux natures : (i) soit il s'agit d'amas étirés (5-7 mm) de lamelles de graphite, de moins de 1,5 mm, associés à quelques pyrites de taille inférieure à 0,1 mm; (ii) soit ce sont des assemblages minéralogiques constitués principalement de diopside. Ces zones à diopside sont composées de diopside (70-80%), de graphite (10-20%), de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique, de titanite, de phlogopite, de calcite, de pyrite et d'apatite. Les cristaux de diopside, de 0,2 mm à 1 cm, sont partiellement remplacés au contact du feldspath potassique par du quartz, du plagioclase, de la phlogopite et de la calcite suivant les réactions (17) et (Figures VI-11e, VI-11g et VI-11h) :

$$3CaMgSi_2O_6 + KAlSi_3O_8 + H_2O + 3CO_2 = KMg_3Si_3AlO_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 + 3CaCO_3$$

3 diopside + feldspath potassique + H_2O + 3 CO_2 = phlogopite + 6 quartz + 3 calcite (19)

Le diopside contient de nombreuses inclusions (< 0,4 mm) de graphite, de quartz et de plagioclase. Les autres minéraux ont une taille inférieure à 0,5 mm. Le plagioclase, très fracturé, présente parfois une texture myrmékitique, et des contacts amiboïdes avec le feldspath potassique. La pyrite et la titanite sont généralement associés aux feldspaths.

6.1.1.7.2.2 Les roches calco-silicatées graphiteuses bréchiques de type II ($CSGB_{II}$)

Les $CSGB_{II}$ sont cimentées par de la kaolinite et de l'anhydrite (altérée en gypse) qui remplissent des fractures d'épaisseur inférieure à 1 mm (Figures VI-12a, VI-12f, VI-12g et VI-12h). Cette fracturation affecte principalement le diopside (> 95%). Le pyroxène apparaît : (i) soit en cristaux de taille moyenne Di_I (3-4 mm) fracturés et altérés en argile (Figures VI-12c et VI-12e); (ii) ou en cristaux fins de recuit Di_{II} (0,1-0,2 mm), de forme pseudo-hexagonale, et moins altérés (Figure VI-12d). Di_{II} résulte de la déstabilisation et de la recristallisation de Di_I. Des inclusions (< 0,5 mm) de graphite, phlogopite, titanite et pyrite sont trouvées dans le diopside et dans les fractures à kaolinite et anhydrite.

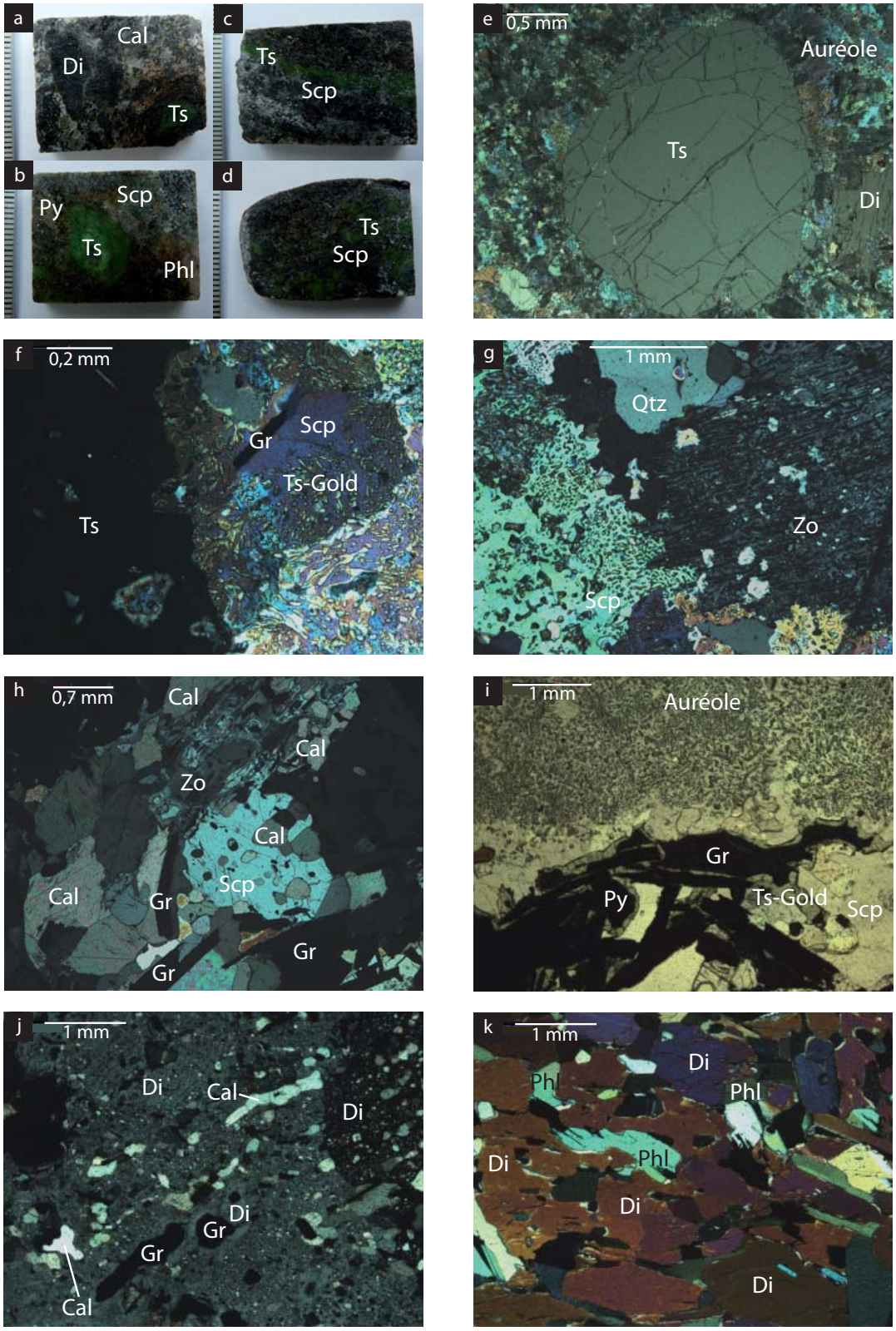


Figure VI-13 : Les roches calco-silicatées graphiteuses à scapolite (CSGS)

a) Aspect d'un échantillon de $CSGB_{III}$ (CSGS bréchique). Les zones sombres correspondent au diopside (Di) et à la scapolite. Les zones claires sont marquées par la présence de calcite (Cal). Un grain globulaire de tsavorite (Ts) est visible. b) et c) et d) Aspect d'échantillons de CSGS. Par rapport à un échantillon bréchifié, des niveaux bruns à phlogopite (Phl) sont identifiés, ainsi que des pyrites (Py) de plus grande taille. e) Grain globulaire de tsavorite, fracturé et entouré d'une auréole de scapolite à exsolutions de tsavorite-goldmanite. Des vestiges de diopside se retrouvent dans l'auréole. f) Contact entre la tsavorite et l'auréole à scapolite (Scp) contenant des exsolutions de tsavorite-goldmanite (Ts-Gold) et des lamelles de graphite (Gr). g) Transformation de la scapolite en zoïsite (Zo) contenant les mêmes exsolutions et inclusions que la scapolite. h) Scapolite déstabilisée en calcite (Cal) et zoïsite. i) Lamelle de graphite et grains de pyrite entourés par de la tsavorite-goldmanite au contact de l'auréole à scapolite. j) Déstabilisation du diopside en calcite. Le pyroxène contient des inclusions de graphite. k) Déstabilisation du diopside en phlogopite (Phl).

6.1.1.7.2.3 Les roches calco-silicatées graphiteuses bréchiques de type III ($CSGB_{III}$)

Les $CSGB_{III}$ (Figure VI-13a) sont cimentées par la calcite qui se présente en grains de 0,5 à 1,2 mm. Le ciment contient également, mais en moindre quantité, du graphite, de la pyrite et de la titanite, de taille variant entre 1 et 2 mm. Les zones sombres sont composées de diopside, de scapolite, de tsavorite-goldmanite et de zoïsite. Le diopside, en cristaux de taille inférieure à 2 mm, est partiellement remplacé par la scapolite et la zoïsite. Ces deux dernières phases (2-3 mm) sont étroitement associées et elles présentent des contacts amiboïdes avec la calcite. Le diopside, la scapolite et la zoïsite contiennent des inclusions (< 0,1 mm) de graphite, de pyrite et de titanite. De rares cristaux concentriques à ovoïdes de tsavorite, d'environ 3 mm de diamètre, sont présents et sont auréolés de scapolite et de zoïsite à inclusions de tsavorite-goldmanite. Les $CSGB_{III}$ résultent de la bréchification des CSGS décrits dans le paragraphe suivant.

6.1.1.7.3 Les roches calco-silicatées graphiteuses à scapolite (CSGS)

Echantillon	JF135a	JF136b	JF136c	JF137
Graphite	x	x	x	x
Calcite	x	x	x	
Quartz	x	x	x	x
Plagioclase	x			
Diopside	x	x	x	x
Scapolite	x	x	x	x
Phlogopite				x
Tsavorite-Goldmanite	x	x	x	x
Zoïsite	x		x	
Pyrite	x	x	x	x
Titanite	x	x	x	x
Apatite	x	x	x	x

Tableau VI-9 : Assemblages minéralogiques des roches calco-silicatées graphiteuses à scapolite (CSGS)

Les CSGS (Figures VI-13b, VI-13c et VI-13d) se distinguent des autres roches calco-silicatées par leur abondance en scapolite qui contient des inclusions de tsavorite-goldmanite. Les CSGS sont composées (Tableau VI-9) de scapolite (10-40%), de calcite (20-30%), de graphite (10-20%), de diopside (5-10%), de titanite (5-10%), de tsavorite-goldmanite (< 10%), de zoïsite (< 10%), de pyrite (5%), de quartz (5%) et d'apatite (<< 1%).

La scapolite se présente en cristaux disséminés, de 1 à 5 mm, associés essentiellement à la zoïsite (Figure VI-13g), mais aussi au quartz et à la calcite (Figure VI-13h), et où les contacts

sont amiboïdes. De nombreuses inclusions concentriques à ovoïdes (<< 0,1 mm) de tsavorite-goldmanite, de quartz, de titanite, de graphite et de diopside parsèment les cristaux de scapolite associés à la zoïsite. Les cristaux qui ne sont pas associés à la zoïsite ne contiennent que très peu d'inclusions. La scapolite peut également former une auréole de rétromorphose de 2 mm autour de cristaux de tsavorite (Figures VI-13e). Dans ce cas, elle est cataclasée (< 0,5 mm) et contient de nombreuses inclusions de tsavorite-goldmanite et de diopside (<< 0,1 mm). Les relations entre la scapolite, le quartz, la calcite et la tsavorite se résument dans l'équation :

$$3Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + 6CO_2 = Ca_4Al_6Si_6O_{24}CO_3 + 5CaCO_3 + 3SiO_2$$

3 grossulaire + 6 CO_2 = méionite + 5 calcite + 3 quartz (20)

La calcite, en cristaux inférieurs à 1,2 mm, présente des contacts amiboïdes avec la scapolite, le diopside, le quartz et la pyrite.

Le graphite est : (i) soit disséminé en lamelles sans orientation préférentielle, qui peuvent former des amas de moins de 3 mm; (ii) soit en inclusions (< 1 mm) dans le diopside et la scapolite.

Le diopside, en grains moyens (1-5 mm), est affecté par une intense fracturation et contient de nombreuses inclusions de graphite et de titanite (< 0,2 mm). Il est associé à la scapolite, à la calcite (Figure VI-13j), au quartz, et plus rarement à la phlogopite (Figure VI-13k), qui le remplacent partiellement, selon une réaction de type :

$$9CaMgSi_2O_6 + 6CO_2 + 6Al^{3+} = Ca_4Al_6Si_6O_{24}CO_3 + 12SiO_2 + 5CaCO_3 + 9Mg^{2+}$$

9 diopside + 6 CO_2 + 6 Al^{3+} = méionite + 12 quartz + 5 calcite + 9 Mg^{2+} (21)

La titanite est présente : (i) soit en cristaux ovoïdes, inférieurs à 1,2 mm, et parfois fracturés; (ii) soit en inclusions (< 0,4 mm) dans la scapolite et la zoïsite.

Plusieurs types de grenat vert sont observés dans les CSGS : (i) la tsavorite ovoïde à globulaire, fracturée, et d'environ 3 mm de diamètre (Figure VI-13e); (ii) la tsavorite-goldmanite en inclusions (<< 0,1 mm) dans la scapolite et la zoïsite (Figures VI-13f et VI-13g); (iii) la goldmanite formant une auréole (<< 0,1 mm) autour de certaines pyrites (Figure VI-13i).

La zoïsite est toujours associée à la scapolite et présente des caractéristiques similaires, que ce soit au niveau de la taille des cristaux, de ses relations avec le quartz et la calcite, et de ses inclusions. En fait, la zoïsite résulte de la transformation de la scapolite selon la réaction :

$$Ca_4Al_6Si_6O_{24}CO_3 + H_2O = 2Ca_2Al_3(SiO_4)_3(OH) + CO_2$$

méionite + H_2O = 2 zoïsite + CO_2 (22)

La pyrite est disséminée sous la forme de cristaux (< 4 mm) corrodés par le graphite, la

calcite, la scapolite, la tsavorite-goldmanite et la zoïsite. Quelques inclusions de scapolite (< 2 mm) sont parfois présentes au sein du sulfure.

L'apatite est disséminée dans la roche en grains de taille très inférieure à 0,1 mm.

6.1.1.8 Les minéralisations à tsavorite

La tsavorite d'importance économique est trouvée dans deux types de minéralisation : (i) soit sous la forme de nodules contenus dans un niveau stratiforme au sein des GGM; (ii) soit au sein de veines de quartz et carbonates concordantes, et plus rarement discordantes, au sein des différents types de roches calco-silicatées graphiteuses.

6.1.1.8.1 Les nodules à tsavorite

Les nodules à tsavorite forment des niveaux continus de plusieurs centimètres d'épaisseur intercalés dans les GGM de l'ancienne mine de Komolo. Malheureusement, ces nodules n'ont pas été observés en place dans la roche. Ils sont composés d'un cœur de tsavorite plus ou moins sphérique, entouré par une ou plusieurs auréoles de rétromorphose et/ou d'altération météorique. La taille des nodules, auréole comprise, peut atteindre 8 cm de diamètre. Deux types de nodule à tsavorite sont distingués dans la région de Lemshuku-Komolo : (i) des nodules dont l'auréole est composée majoritairement par de l'anhydrite transformée en gypse par l'altération météorique (N_I); (ii) des nodules dont l'auréole est composée majoritairement de zoïsite, scapolite et diopside (N_{II}).

6.1.1.8.1.1 Les nodules à tsavorite de type N_I

Les nodules N_I sont composés (Figures VI-14a et VI-15) : (i) d'un noyau à tsavorite; (ii) d'une première auréole à gypse, quartz, titanite, zoïsite et tsavorite; (ii) d'une deuxième auréole à gypse, kaolinite, et zoïsite.

La tsavorite (3-4 cm de diamètre) est affectée par une fracturation intense, sans orientation préférentielle, associée à un remplissage de gypse principalement. Du quartz, des sulfures de cuivre et de l'argile sont parfois présents dans les fractures (Figures VI-14b et VI-14c). Ces fractures ont une largeur maximale de 0,8 mm.

La première auréole A_I (environ 3 mm, très localement 6 mm) est composée majoritairement de gypse (> 85%), avec du quartz (< 15%), de la titanite (1%), de la zoïsite vanadifère et de la tsavorite (< 1%). Les contacts entre la tsavorite et cette auréole sont amiboïdes, et le gypse

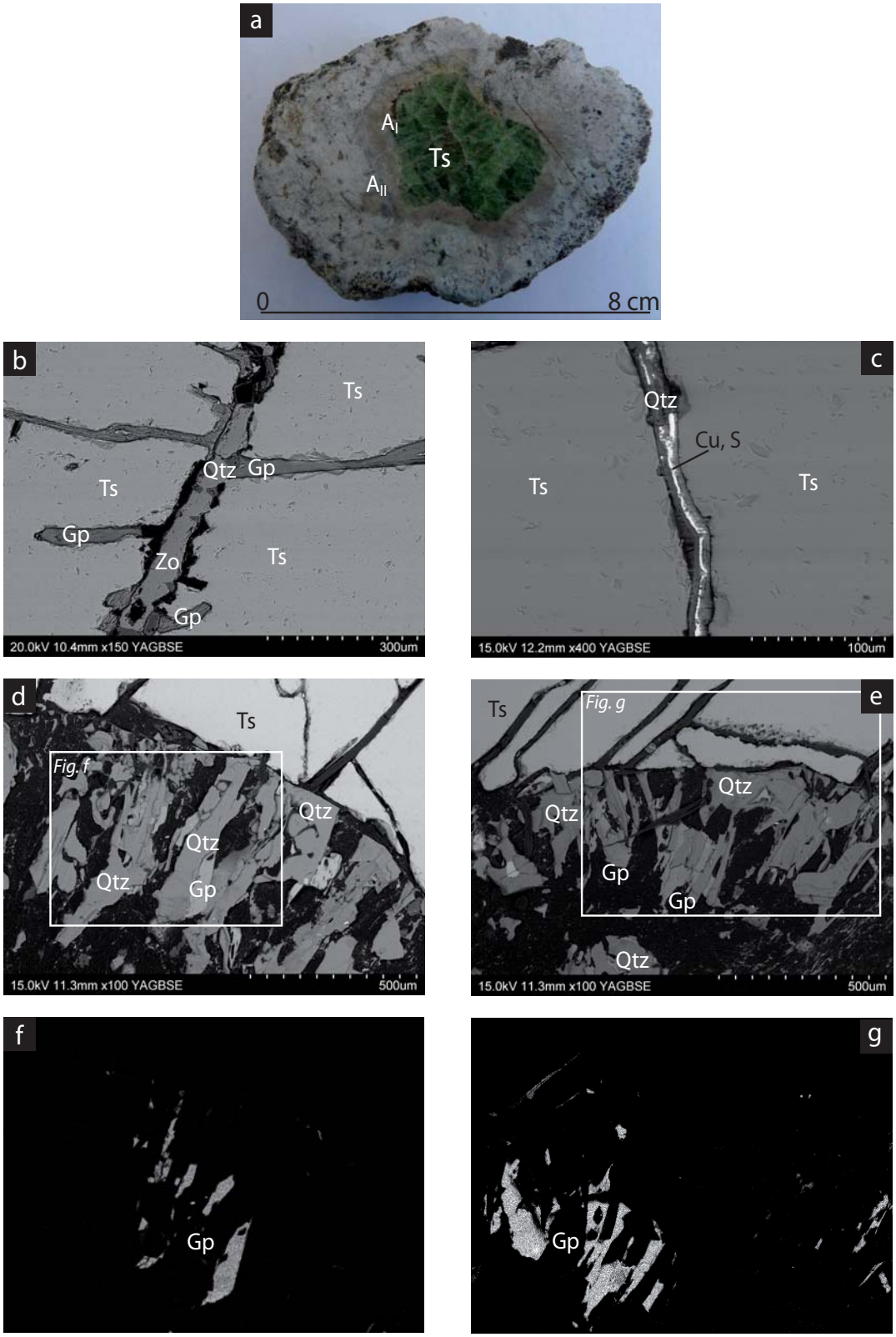


Figure VI-14 : Les nodules de tsavorite de type N_I

a) Nodule de tsavorite (Ts) entourée par une auréole fine et blanchâtre à brune (A_I) et une auréole grise (A_{II}). b) Fractures dans la tsavorite remplies de zoïsite (Zo), quartz (Qtz) et gypse (Gp). c) Fracture dans la tsavorite remplie de sulfure de cuivre (Cu, S) et de quartz. d) et e) Contact entre la tsavorite et l'auréole A_I composée de gypse et de quartz. f) et g) Images en rayons X pris pour l'élément soufre des images e) et f). Les contours du gypse révèlent une forme initiale automorphe qui a été ensuite partiellement substituée par du quartz.

des fractures est en continuité avec celui de l'auréole. La tsavorite est par ailleurs démembrée en grains de taille inférieure à 0,1 mm au contact de l'auréole. Le quartz est présent sous trois formes, depuis le grenat vers l'extérieur de l'auréole : (i) en bande discontinue autour de la tsavorite, large d'une dizaine de micromètres; (ii) en texture sympletique, en grains étirés (< 0,3 mm en longueur) et disposés plus ou moins radialement par rapport au contact avec la tsavorite, sur environ 1 à 1,5 mm; (iii) en grains perdant leur forme étirée et leur orientation radiale, et étant plus larges que les précédents, sur environ 1 à 1,5 mm. Certains grains de quartz laissent entrevoir des formes semblables à celles du gypse automorphe, indiquant qu'il a remplacé partiellement le minéral évaporitique (Figures VI-14d, VI-14e, VI-14f et VI-14g). La titanite (< 0,2 mm) est associée au quartz, et présente des contacts amiboïdes avec le gypse. La zoïsite vanadifère, i.e. tanzanite, est disséminée dans le gypse, en grains corrodés d'une dizaine de micromètres. La tsavorite est très rare, et apparaît uniquement en inclusion (< 10 μm) dans le quartz.

La deuxième auréole A_{II} (5-10 mm) est composée de gypse (40-50%), de kaolinite (40-50%) et de zoïsite non vanadifère (1-2%). Le contact avec la première auréole se fait par une bande de kaolinite, large d'environ 1,2 mm. La kaolinite est hétérogène, avec des zones plus siliceuses et d'autres plus alumineuses, et présente une texture de substitution. Les contacts entre le gypse et la kaolinite sont réguliers ou amiboïdes. Ces deux minéraux proviennent probablement de l'altération météorique respectivement de sulfates (anhydrite?) et de minéraux silico-alumineux (kyanite? feldspaths? micas?). La zoïsite est disséminée dans le gypse et forme des grains plus grossiers que dans la première auréole, entre 30 et 60 μm, et aux contours irréguliers.

Le gneiss contenant le nodule est transformé en argilite suite à l'altération météorique, et est ainsi marqué par la présence de kaolinite (> 90%). Le graphite, la phlogopite, la 'lemshukuite' (minéral composé de Si et de Ti, discuté dans la partie 6.1.2) et de rares pyrites sont également associés à la paragenèse.

Le gypse résulte probablement de l'altération météorique du nodule, et était initialement de l'anhydrite. La tsavorite s'est donc formée par l'interaction entre l'anhydrite porteur de Ca et un protolithe argileux porteur de Si et Al :

$$3CaSO_4 + 3SiO_2 + 6H_2O + 2Al^{3+} = Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + 6O_2 + 3H_2S + 6H^+$$

$$\mathbf{3\ anhydrite + 3\ quartz + 6\ H_2O + 2\ Al^{3+} = grossulaire + 6\ O_2 + 3\ H_2S + 6\ H^+} \quad \mathbf{(23)}$$

Les GGM, contenant les niveaux à nodules, sont composés en partie de quartz et de kyanite. L'équation de formation de la tsavorite peut ainsi être écrite de la manière suivante :

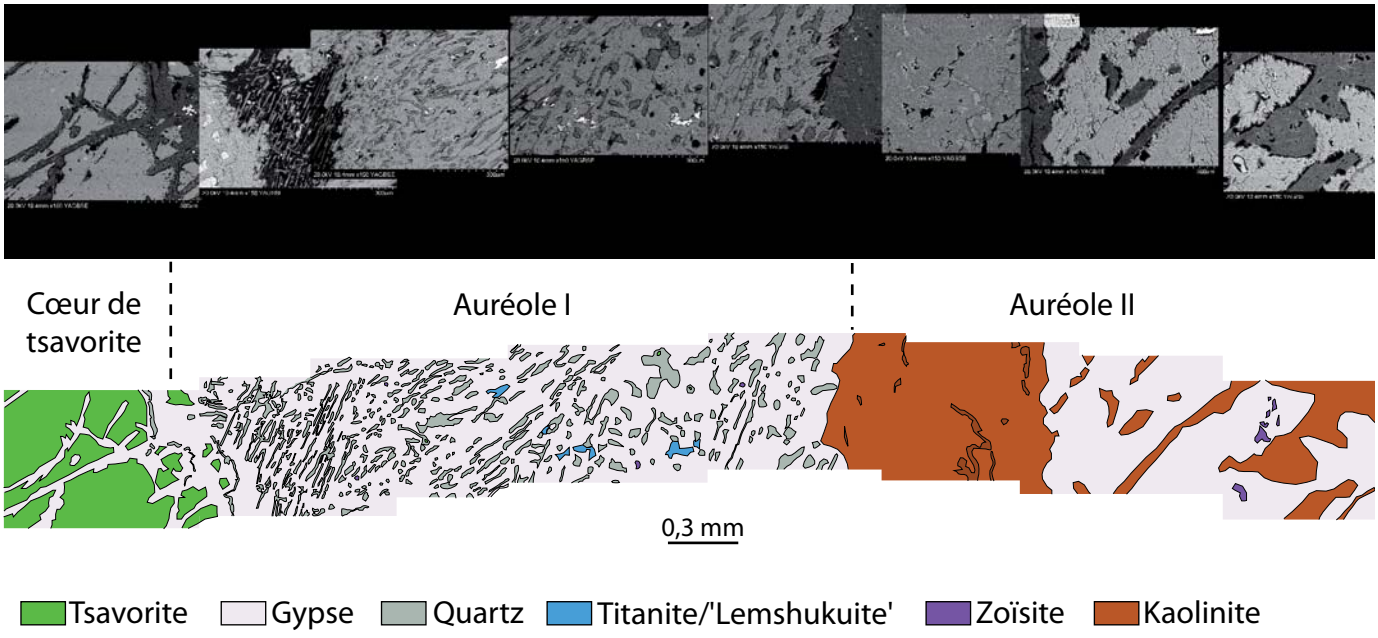


Figure VI-15 : L'auréole des nodules de tsavorite de type N_I

$$6CaSO_4 + 2Al_2SiO_5 + 4SiO_2 = 2Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + 3S_2 + 9O_2$$

6 anhydrite + 2 kyanite + 4 quartz = 2 grossulaire + 3 S_2 + 9 O_2 (24)

6.1.1.8.1.2 Les nodules à tsavorite de type N_{II}

Les nodules N_{II} sont formés (Figure VI-16a) : (i) d'un cœur de tsavorite; (ii) d'une auréole à zoïsite bleu-violet; (iii) d'une auréole verte à scapolite et diopside.

La tsavorite (1,5-2 cm de diamètre) est fortement fracturée. Les fractures (< 0,7 mm en largeur) sont à kaolinite ou zoïsite qui contiennent des inclusions (< 1,2 mm) de diopside (Figure VI-16b). Les fracturations sont observées soit perpendiculaires soit parallèles au plan de foliation.

L'auréole à zoïsite (1-2 mm) entoure le grenat par un contact de forme amiboïde (Figure VI-16c). Elle contient de la zoïsite (70-80%) qui forme la matrice de l'auréole, du quartz (20-30%), de la titanite (< 1%), de la tsavorite-goldmanite (< 1%) et du diopside (< 1%). Le quartz est sous la forme de grains étirés (< 0,3 mm en longueur) affichant une texture symplectique, et disposés : (i) soit radialement par rapport au contact avec la tsavorite, à l'instar du quartz des nodules N_I; (ii) soit parallèlement au contact avec la tsavorite. La titanite (< 0,1 mm) est associée au quartz. La tsavorite-goldmanite forme des taches (< 20 µm) disséminées dans la zoïsite. Quelques grains de diopside (< 0,7 mm) se retrouvent en contact amiboïde avec la zoïsite dans l'auréole. Certaines des fractures à kaolinite affectant la tsavorite se prolongent dans l'auréole à zoïsite.

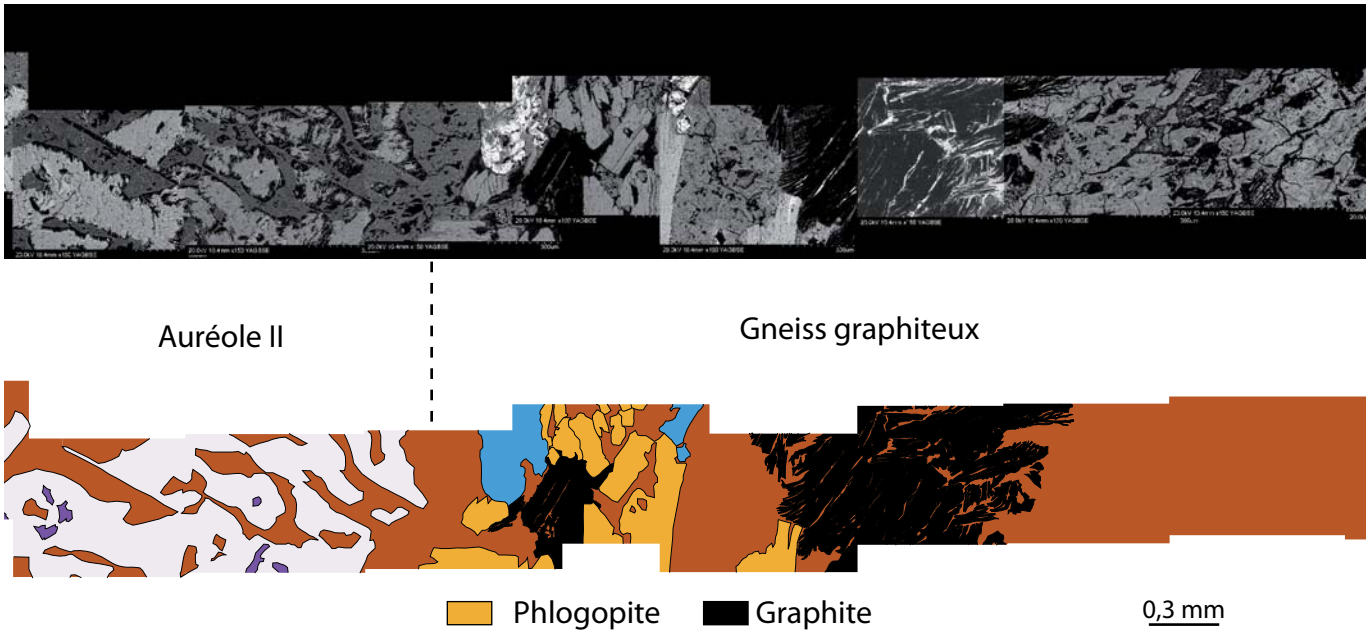


Figure VI-15 : L'auréole des nodules de tsavorite de type N_I

L'auréole à scapolite (< 50%) et diopside (< 50%) contient également de la kaolinite (< 5%), de la tsavorite-goldmanite (< 1%), de la titanite (< 1%) et de l'apatite (< 1%). Large de 1 à 4 mm, elle cerne généralement la première auréole à zoïsite, ou plus rarement elle est directement au contact de la tsavorite. La scapolite est affectée par une intense fracturation associée à un remplissage de kaolinite (Figure VI-16d). Les fractures ont une largeur maximale de 50 à 60 µm. Bien que la majorité des contacts entre la scapolite et le diopside soient amiboïdes et marqués par la présence de kaolinite, quelques contacts laissent entrevoir une forme initiale pseudo-hexagonale des cristaux de scapolite appartenant au système quadratique (Figure VI-16e). Le diopside (< 1,5 mm) est très fracturé mais les fractures ne sont pas ouvertes et donc non remplies. La tsavorite-goldmanite (< 40 µm) est disséminée dans la scapolite comme dans l'auréole à zoïsite. La titanite (< 0,3 mm) et l'apatite (< 50 µm) sont trouvés préférentiellement au contact entre scapolite et diopside. La titanite est très altérée, ce qui la rend hétérogène.

L'ensemble de ces observations indique qu'initialement les nodules étaient composés de diopside. Le pyroxène a ensuite été transformé en tsavorite selon l'équation suggérée par Olivier (2006) :

$$3CaMgSi_2O_6 + 2Al^{3+} = Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + 3SiO_2 + 3Mg^{2+}$$

3 diopside + 2 Al^{3+} = grossulaire + 3 quartz + 3 Mg^{2+} (25)

La scapolite s'est ensuite formée par réaction entre le diopside et la tsavorite, ou à partir de la tsavorite à sa périphérie**.** Puis la zoïsite s'est formée à partir de la scapolite comme indiqué par la réaction (22) ou à partir de la tsavorite selon l'équation de Kerrick (1974) :

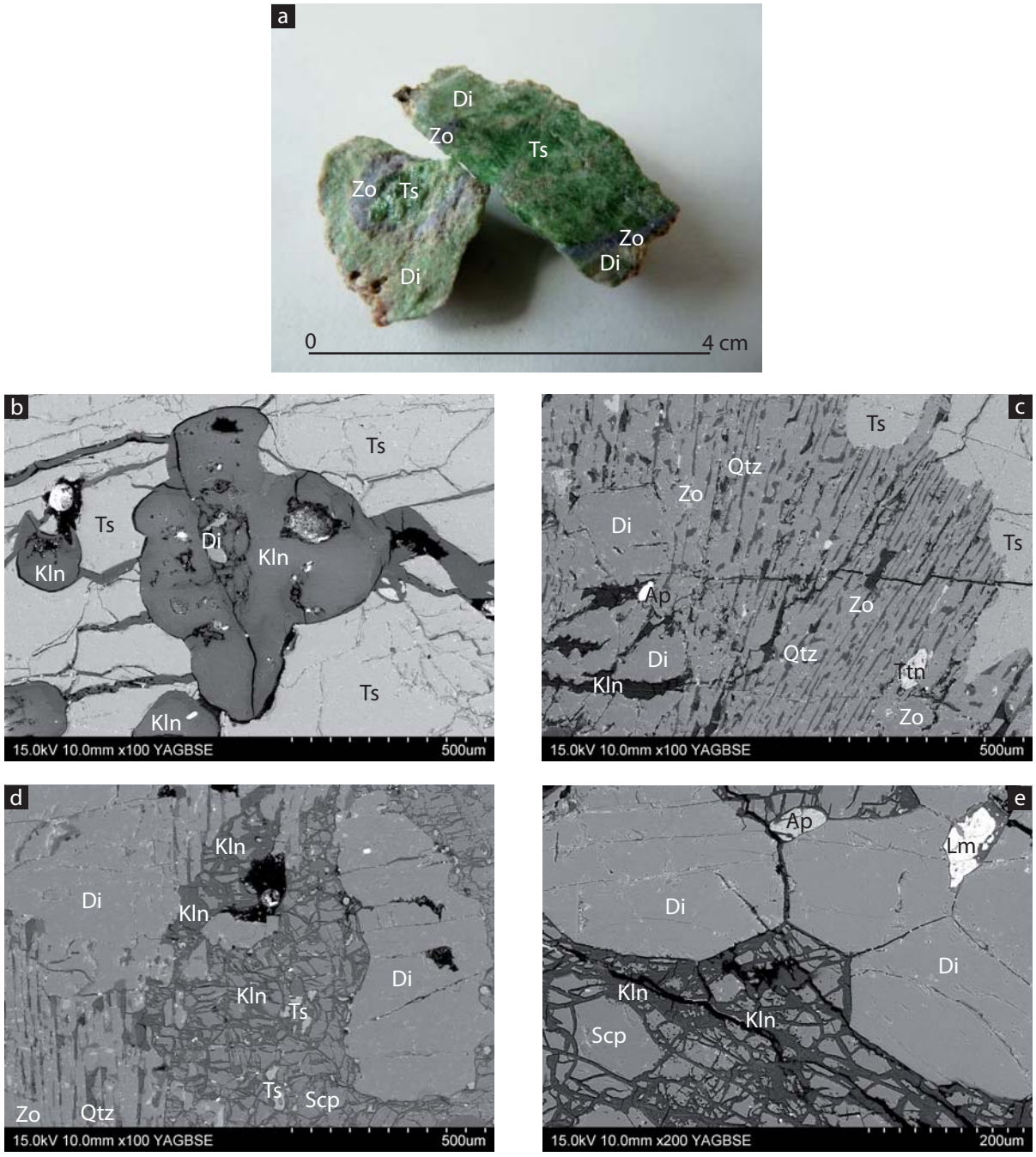


Figure VI-16 : Les nodules de tsavorite de type N_{II}

a) Tsavorite (Ts) entourée par une première auréole bleu-violet de zoïsite (Zo) et une deuxième auréole verte de diopside (Di). b) Fractures dans la tsavorite remplies de kaolinite (Kln) avec des restes de diopside. c) Aspect de l'auréole de zoïsite à exsolutions radiales de quartz (Qtz) et contenant de la titanite (Ttn). Cette auréole se trouve entre la tsavorite et l'auréole à diopside. d) Aspect de l'auréole à diopside où le pyroxène est associé à de la scapolite (Scp) fortement altérée en kaolinite. La scapolite contient quelques inclusions de tsavorite. e) Contact entre la scapolite et le diopside montrant la forme initiale pseudo-hexagonale de la scapolite. Une apatite (Ap) et des oxy-hydroxydes de fer (Lm) sont présents dans le diopside.

$$3Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + H_2O + 5CO_2 = 2Ca_2Al_3(SiO_4)_3(OH) + 3SiO_2 + 5CaCO_3$$

3 grossulaire + eau + 5 CO_2 = 2 zoïsite + 3 quartz + 5 calcite (26)

6.1.1.8.2 Les veines de quartz à tsavorite

Les veines de quartz à tsavorite (Figures VI-17a et VI-17b) sont majoritairement composées de quartz gris-blanc translucide, souvent associé à de la calcite de couleur blanche (Figures VI-17c et VI-17d). La taille des veines varie de quelques millimètres à la dizaine de centimètres. C'est au niveau des veines les plus larges que se concentrant les cristaux de tsavorite. Par ailleurs, les veines minéralisées sont parallèles au plan de foliation, alors que les veines discordantes contiennent peu de tsavorite. Les cristaux de quartz possèdent généralement une taille qui varie de 2 mm à 1 cm. La calcite forme des bandes compactes, généralement situées près des épontes des veines de quartz (Figure VI-17f). Les cristaux de calcite ont une taille comprise entre 2 et 6 mm. La calcite est aussi trouvée en remplissage de fractures, de largeur inférieure à 0,2 mm, affectant le quartz et témoignant parfois d'un cisaillement sénestre (Figure VI-17e).

Au contact des veines de quartz, les roches calco-silicatées graphiteuses (Figures VI-17g et VI-17h) sont composés de graphite (20-30%), de quartz (10-20%), de diopside (10-20%), de calcite (5-20%), de scapolite (10-15%), de plagioclase (5-15%), de zoïsite (0-10%), de titanite (< 5%), de sulfures (< 5%) et d'apatite (< 1%).

Le graphite apparaît sous deux formes : (i) soit en lamelles de 0,5 à 1,2 mm, disséminées et parallèles aux épontes de la veine et au plan de foliation de la roche; (ii) soit en inclusions de très petite taille (< 0,1 mm) au sein des cristaux de diopside et de quelques titanites.

Le quartz et la calcite apparaissent en cristaux de taille inférieure au millimètre. Ils sont associés à la scapolite, au plagioclase et à la zoïsite, avec lesquels ils partagent des contacts de forme amiboïde.

La taille des cristaux de diopside croît généralement en s'éloignant de l'éponte des veines, de 0,3 à 3 mm. Le diopside est fracturé et contient de nombreuses inclusions, principalement du graphite, mais également de la scapolite, du quartz et de la titanite. Il présente des contacts amiboïdes avec la scapolite, le quartz et la calcite, témoins de son remplacement par ces phases.

La scapolite, en grains de 0,5 à 1,2 mm, est souvent associée au quartz et au plagioclase. Elle peut être parfois cataclasée et les grains ont alors une taille inférieure à 0,5 mm. La sca-

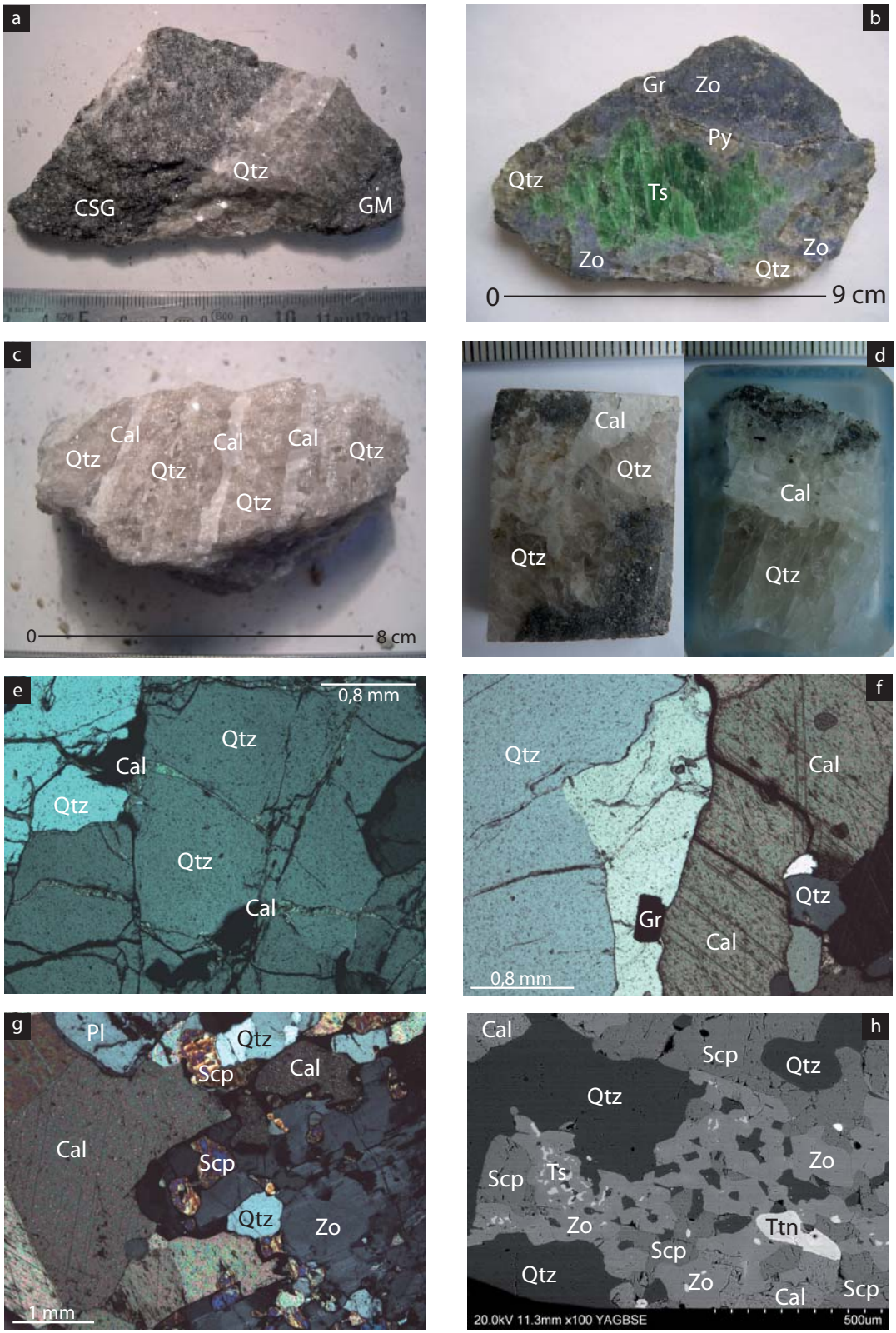


Figure VI-17 : Les veines de quartz à tsavorite

a) Veine de quartz (Qtz) recoupant une roches calco-silicatée graphiteuse (CSG). b) Tsavorite (Ts) dans une veine de quartz qui est auréolée de zoïsite bleue, i.e. tanzanite (Zo). Quelques grains de pyrite (Py) et de graphite (Gr) sont également présents dans l'auréole. c) et d) Veines de quartz translucide associées à des veinules de calcite (Cal) blanche. e) Grains de quartz fracturés. Les fractures sont remplies par de la calcite. f) Contact entre une veine de quartz et un filon de calcite. Une lamelle de graphite est présente. g) et h) Assemblage scapolite (Scp) - zoïsite - calcite - quartz - titanite (Ttn) des roches calco-silicatées graphiteuses à l'éponte des veines de quartz et calcite. Des exsolutions de tsavorite-goldmanite sont visibles dans la zoïsite.

polite contient des inclusions (< 0,1 mm) de quartz et de graphite. Plus rarement, des cristaux de scapolite sont retrouvés en inclusion (< 0,8 mm) dans les veines de quartz à proximité des épontes.

Le plagioclase forme des cristaux de petite taille (< 0,5 mm) généralement associés à la scapolite, au quartz et à la calcite. Il peut présenter quelques fois une texture myrmékitique.

La zoïsite de type tanzanite, bleu-violet, est peu courante dans la roche calco-silicatée graphiteuse. Les cristaux sont de taille moyenne (4-5 mm) et ils sont associés à la scapolite, au quartz et à la calcite, avec des contacts amiboïdes entre les cristaux. Ces minéraux sont également retrouvés en inclusions (0,1-1 mm) dans la zoïsite. Plus rarement des exsolutions de quelques dizaines de micomètres de goldmanite se trouvent disséminées dans la tanzanite.

La titanite est disséminée, de forme ovoïde, et de petite taille (< 0,6 mm).

Les pyrites, de taille inférieure au millimètre, sont majoritairement associées au graphite.

L'apatite est disséminée aux épontes des veines, en grains de taille très fine (<< 0,1 mm).

Les relations entre la zoïsite, la scapolite, le plagioclase, la calcite et le quartz impliquent les réactions d'équilibre des minéraux (18) et (22), ainsi que la réaction suivante :

$$3CaAl_2Si_2O_8 + CaCO_3 + H_2O = 2Ca_2Al_3(SiO_4)_3(OH) + CO_2$$

3 anorthite + calcite + H_2O = 2 zoïsite + CO_2 (27)

La tsavorite apparaît en cristaux de plusieurs centimètres aux contours irréguliers. De couleur vert sombre (en moyenne grade 5G 3/8 sur la charte colorimétrique de Munsell; voir Chapitre V), elle contient de nombreuses fractures pouvant avoir une largeur maximale de 0,5 mm, qui sont parfois remplies soit par de la zoïsite, soit par de l'argile ou soit par de l'anhydrite altérée en gypse. Il y a généralement deux directions de fracturation : (i) perpendiculairement à la veine de quartz; (ii) à 90-120° par rapport à la direction précédente. La tsavorite contient très peu d'inclusions qui sont la calcite, le graphite, la scapolite, le quartz, la titanite, la zoïsite, l'anhydrite et l'argile.

La tsavorite est entourée par une auréole de rétromorphose à texture symplectique composée d'une matrice à tanzanite qui contient des grainss de quartz, de grenat tsavorite-goldmanite, de titanite, ainsi que de rares sulfures et diopsides (Figure VI-18a). Les grains de quartz sont les plus nombreux. Ils sont parfois associés à de la fracturation associée à un remplissage tardif d'argile. L'auréole a une largeur variant de 1 à 6 mm et présente des contacts ondulés avec la tsavorite d'un côté, et la veine de quartz de l'autre. Elle peut être subdivisée en deux

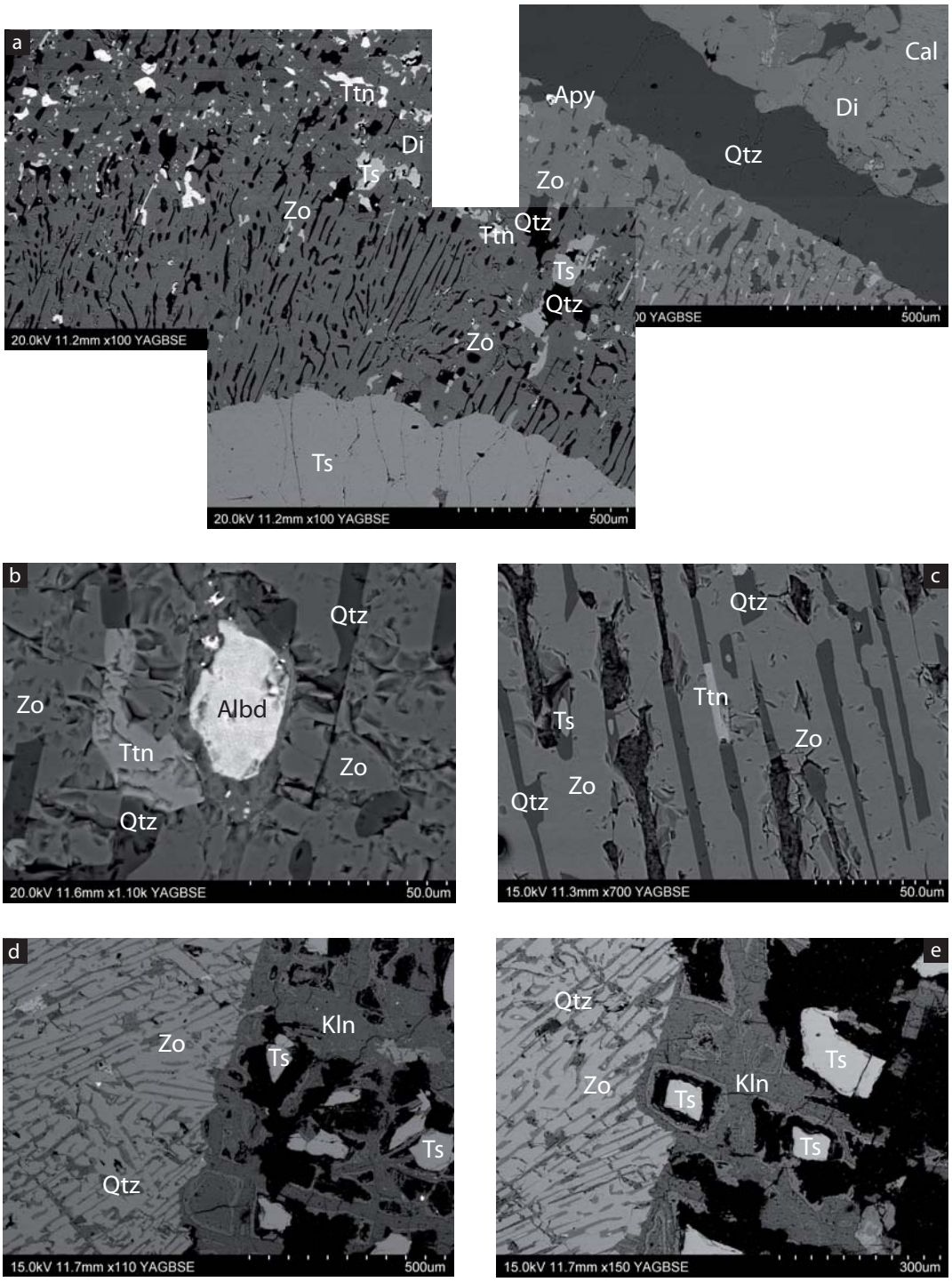


Figure VI-18 : Les tsavorites des veines de quartz

a) Auréole de zoïsite (Zo) entourant la tsavorite (Ts) au sein d'une veine de quartz (Qtz). L'auréole a une texture symplectique avec des inclusions radiales de quartz, ainsi que de titanite (Ttn), tsavorite-goldmanite et sulfures (Apy). De rares diopsides (Di) relictuels sont présents dans la partie externe de l'auréole. Le diopside est par ailleurs retrouvé dans la roche calco-silicatée graphiteuse à l'éponte des veines, avec de la calcite (Cal). b) Grain d'alabandite (Albd) dans l'auréole de zoïsite. La titanite s'observe dans les inclusions radiales de quartz, indiquant que les deux minéraux sont contemporains. c) Grains radiaux de quartz dans l'auréole, associés à de la titanite et contenant quelques inclusions de tsavorite. d) et e) Contact tsavorite-auréole marquée par la présence de kaolinite (Kln). Les grains de tsavorite présents dans la matrice argileuse ont une forme héritée d'une substitution d'un minéral du système monoclinique tel le gypse. Cette géométrie se retrouve dans la disposition des grains de quartz.

parties : (i) l'auréole interne à grains radiaux de quartz (0,5-3,5 mm); (ii) l'auréole externe à grains diverss (0,5-2 mm). L'auréole n'est pas toujours continue autour du grenat qui peut être directement au contact du quartz des veines.

Dans l'auréole interne, les grains de quartz sont de forme aciculaire (< 0,2 mm de long), et sont épais de quelques dizaines de micromètres. Ces aiguilles de quartz sont radiales par rapport au contact tsavorite-tanzanite. Certains de ces grains de quartz ont des formes similaires aux grains des nodules, suggérant une possible substitution de sulfates par le quartz (Figure VI-18d) qui peuvent se retrouver dans certains grains de tsavorite au contact de l'auréole (Figures VI-18d et VI-18e). Les grains de quartz peuvent également avoir une forme concentrique à ovoïde, de plus petite taille que les aiguilles. Dans le prolongement du quartz, ou en inclusion dans le quartz, des exsolutions de tsavorite-goldmanite et de la titanite sont parfois présentes (Figure VI-18c).

Dans l'auréole externe, les grains de quartz deviennent plus large et perdent peu à peu leur forme d'aiguille. Les exsolutions de tsavorite-goldmanite et la titanite ont une forme irrégulière et inférieure à 0,1 mm. Plus rarement, du diopside et des sulfures (< 0,1 mm) sont présents en inclusion dans la tanzanite. Les sulfures concernés correspondent principalement à des pyrites, avec quelques pyrrhotites, arsénopyrites et alabandites (Figure VI-18b).

La présence de diopside dans l'auréole indique que la tsavorite a pu se former à partir du pyroxène (réaction (25)) puis que le grenat s'est transformé en zoïsite (réaction (26)). Cependant les tsavorites des veines de quartz sont le fruit de réactions métasomatiques principalement calcitiques, et développées lors de la formation des veines au sein des roches calco-silicatées graphiteuses. Les interactions fluide-roche entre les fluides associés à la formation des veines et leur encaissant a fourni l'aluminium, le vanadium et le chrome indispensables à la cristallisation de la tsavorite. C'est pourquoi il est probable que la tsavorite provient de la réaction entre la scapolite, le quartz et la calcite fournissant le Si, l'Al et le Ca nécessaire au grossulaire suivant la réaction (20), ou entre l'anorthite, le quartz et la calcite selon la réaction :

$$CaAl_2Si_2O_8 + SiO_2 + 2CaCO_3 = Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + 2CO_2$$

anorthite + quartz + 2 calcite = grossulaire + 2 CO_2 (28)

De même, le grossulaire et l'anorthite ont pu ensuite réagir pour former la zoïsite :

$$Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + 5CaAl_2Si_2O_8 + 2H_2O = 4Ca_2Al_3(SiO_4)_3(OH) + SiO_2$$

grossulaire + 5 anorthite + 2 H_2O = 4 zoïsite + quartz (29)

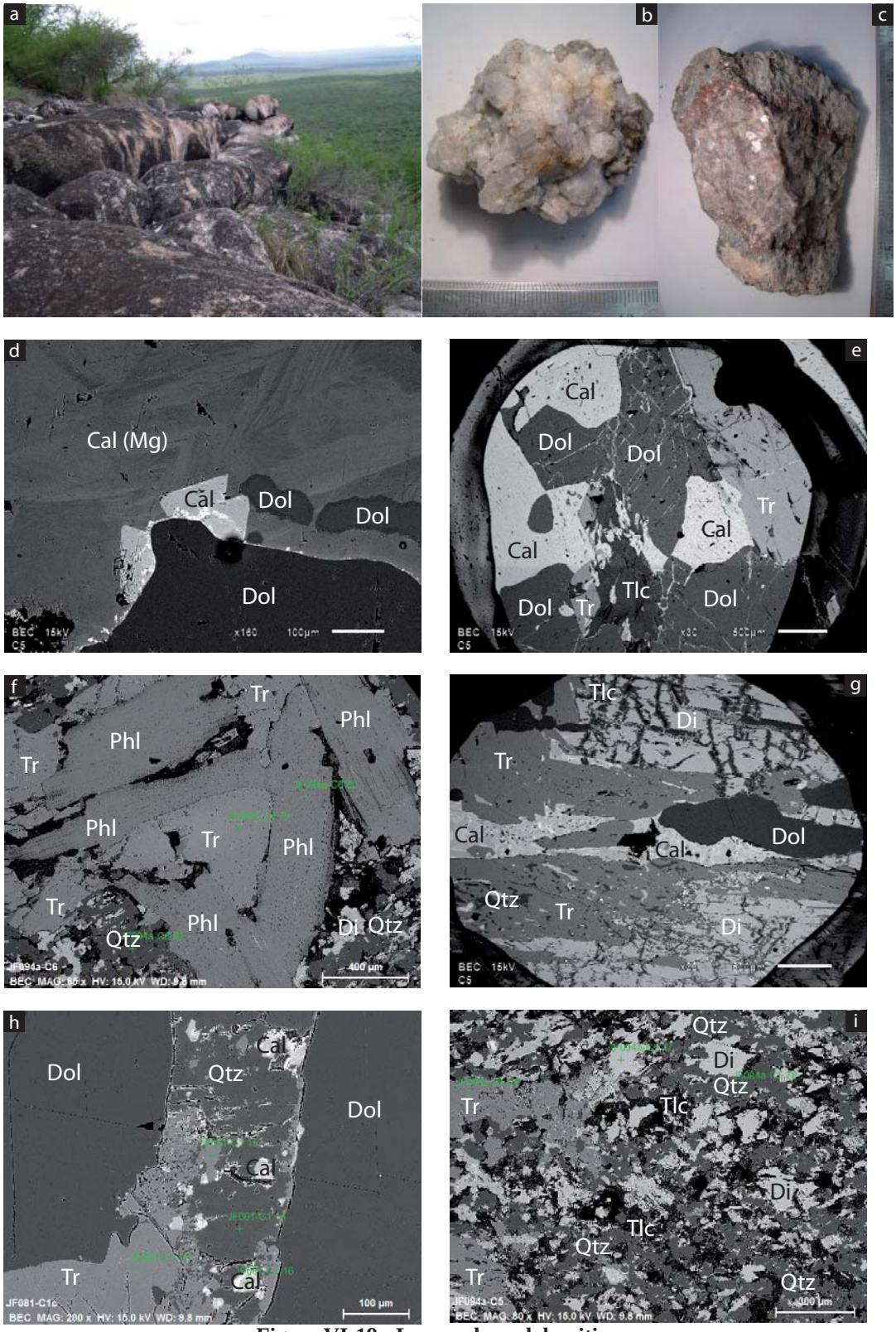


Figure VI-19 : Les marbres dolomitiques

a) Affleurement de marbre dolomitique pur au sommet d'une colline. b) Aspect d'un échantillon de marbre dolomitique pur. c) Aspect d'un échantillon de marbre dolomitique impur. Les niveaux rougeâtres correspondent à une zone d'altération des carbonates alors que les niveaux verdâtres correspondent à une bande à diopside et trémolite. d) Contact calcite (Cal) - dolomite (Dol) marqué par la présence de calcite magnésienne (Cal-Mg) rhomboédrique. e) Déstabilisation de la trémolite (Tr) au contact de la dolomite, formant de la calcite et du talc (Tlc). f) Association trémolite - phlogopite (Phl) au sein d'un asssemblage à diopside (Di) et quartz (Qtz). g) Déstabilisation du diopside et de la trémolite par les carbonates. h) Trémolite, au contact de la dolomite, remplacée par du quartz et de la calcite. i) Déstabilisation du diopside en trémolite, quartz et talc.

6.1.1.9 Les marbres dolomitiques

Echantillon	JF025	JF081	JF088	JF094a
Faciès	MP	MI		
Calcite	x	x	x	x
Dolomite	x	x	x	x
Quartz		x		x
Diopside		x		x
Trémolite	x	x	x	x
Phlogopite	x		x	x
Talc			x	x
Pyrite	x			

Tableau VI-10 : Assemblages minéralogiques des marbres dolomitiques purs (MP) et impurs (MI)

Les marbres dolomitiques constituent la partie sommitale de la colonne lithostratigraphique de Lemshuku. Ils se retrouvent communément au sommet des collines en bancs massifs (Figure VI-19a). La majorité des marbres présentent pas ou très peu d'impuretés, et sont considérés comme des marbres purs (MP; Figure VI-19b). Localement, certains de ces marbres sont enrichis en minéraux silicatés et sont dits impurs (MI; Figure VI-19c).

6.1.1.9.1 Les marbres dolomitiques purs (MP)

Les MP sont composés à plus de 99% de carbonates. La dolomite est prépondérante par rapport à la calcite. Les rares impuretés rencontrées correspondent à des amphiboles (trémolites), des phlogopites et des pyrites (Tableau VI-10).

La dolomite apparaît sous la forme de cristaux de 1 à 4 mm conférant une texture grenue équante moyenne à la roche. Les grains de calcite (< 1 mm) sont dispersés dans la matrice dolomitique et présentent des contacts amiboïdes avec la dolomite. Certains de ces contacts sont marqués par un faible enrichissement en calcium de la dolomite.

De rares trémolites (< 1 mm), très fracturées et aux contacts amiboïdes avec la dolomite, peuvent être observées. Les phlogopites sont un peu plus fréquentes que les trémolites, mais de plus petite taille (< 0,4 mm). Elles se trouvent : (i) soit en inclusions dans les grains de dolomite où elles sont de très petite taille et en cours de remplacement par la dolomite; (ii) soit en association marquée par des contacts amiboïdes avec la dolomite et la calcite. Très rarement, des pyrites (< 0,1 mm) sont observées, et elles sont parfois entièrement transformées en oxy-hydroxydes de fer.

6.1.1.9.2 Les marbres dolomitiques impurs (MI)

Les MI contiennent de 70 à 80 % de carbonates, la dolomite étant le carbonate majeur. Cependant les proportions entre dolomite et calcite sont variables. Les impuretés sont principalement liées à la présence de minéraux calco-magnésiens tels les amphiboles (trémolites) et les pyroxènes (diopsides), ainsi que les phlogopites. Le quartz et le talc sont très accessoires.

Les grains de carbonates sont de taille moyenne à grossière, variant de 1 à 8 mm. La dolomite et la calcite partagent des limites de cristaux ondulées. Certains grains de calcite, légèrement enrichis en magnésium, laissent apparaître des formes rhomboédriques (Figure VI-19d).

La trémolite se présente en prisme dont la longueur maximale atteint 1 cm. Il s'agit de l'impureté la plus répandue dans les MI. La trémolite est généralement fracturée et contient des inclusions de calcite et de quartz. Elle se trouve associée à la dolomite, à la calcite et au diopside. Ses contacts amiboïdes avec ces phases sont marquées par la formation de quartz, de calcite et de talc en remplacement de l'amphibole selon les réactions (Figures VI-19e et VI-19h) :

$$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + CaMg(CO_3)_2 + CO_2 + H_2O = 3CaCO_3 + 2Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$$

trémolite + dolomite + CO_2 + H_2O = 3 calcite + 2 talc (30)

$$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 4CO_2 = 2CaMg(CO_3)_2 + 4SiO_2 + Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$$

t**rémolite + 4 CO_2 = 2 dolomite + 4 quartz + talc (31)**

Le diopside se présente également sous la forme de prismes de 1 cm de longueur, fracturés et colmatés par un remplissage de quartz et de talc. Il est souvent associé à la trémolite qui la remplace partiellement. Dans certains marbres, les cristaux de diopside sont de très petite taille (< 0,3 mm), avec des limites irrégulières, et ils sont remplacés par du quartz et du talc. L'altération du diopside se fait selon les deux réactions (Figures VI-19g et VI-19i) :

$$2CaMgSi_2O_6 + CaMg(CO_3)_2 + CO_2 + H_2O = 3CaCO_3 + Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$$

2 diopside + dolomite + CO_2 + H_2O = 3 calcite + talc (32)

$$CaMgSi_2O_6 + 2CO_2 = CaMg(CO_3)_2 + 2SiO_2$$

diopside + 2 CO_2 = dolomite + 2 quartz (33)

La phlogopite est toujours associée à la trémolite et forme des lamelles de taille variant de 0,5 à 3 mm (Figure VI-19f). Les cristaux de phlogopite sont dans l'ensemble bien conservés, malgré quelques contacts amiboïdes avec les carbonates et l'amphibole.

Quelques cristaux sub-automorphes de talc, avoisinant le millimètre, sont observés en

compagnie de la dolomite, de la calcite et de la trémolite (Figure VI-19e).

6.1.2 Chimie des minéraux

L'ensemble des assemblages minéralogiques décrits dans les roches de la colonne lithostratigraphique de Lemshuku sont représentés sur la figure VI-20. L'intégralité des données de composition chimique des minéraux est reportée dans l'annexe C; toutefois des analyses représentatives seront données à la fin de cette partie.

6.1.2.1 Le graphite

Le graphite est le minéral le plus abondant à Lemshuku car il est présent dans la majorité des roches. Les spectres Raman du graphite issu des différentes roches sont tous identiques et caractérisés par 4 pics Raman bien individualisés (Figure VI-21) : (i) un pic très net à 1580 cm^{-1} dans le domaine du premier ordre; (ii) trois pics à 2440, 2725 et 3245 cm^{-1} dans le domaine du deuxième ordre. Ces spectres sont typiques d'un graphite ayant une structure parfaite, sans hétérogénéités, et formé à une température supérieure à 650°C (Beyssac et al.,.2002).

L'ensemble de ces données montre que le graphite associé au métamorphisme et le graphite relié à la minéralisation primaire se sont formés à des températures similaires supérieures à 650°C. Ils indiquent une cristallisation dans les faciès amphibolite supérieur à granulite.

6.1.2.2 Les carbonates

Les carbonates sont présents dans la partie supérieure de la colonne lithostratigraphique, depuis les GGMB jusqu'aux marbres dolomitiques (Tableau VI-11). Au sein des gneiss et des roches calco-silicatées, l'unique carbonate est la calcite. Dans les marbres, la dolomite et la calcite sont associées.

La calcite des gneiss graphiteux et des roches calco-silicatées graphiteuses est pure à faiblement magnésienne, quel que soit le faciès de la roche. En revanche, dans les roches calco-silicatées contenant de la scapolite ($CSGB_{III}$ et CSGS), la calcite contient du manganèse (< 0,02 apfu).

La calcite des marbres a une composition similaire de celle des gneiss, avec une faible proportion de magnésium (jusqu'à 0,08 apfu). La dolomite est généralement pure ($Ca_{0,50}Mg_{0,50}CO_3$) hormis pour certains marbres impurs où la dolomite contient du fer (jusqu'à 0,02 apfu).

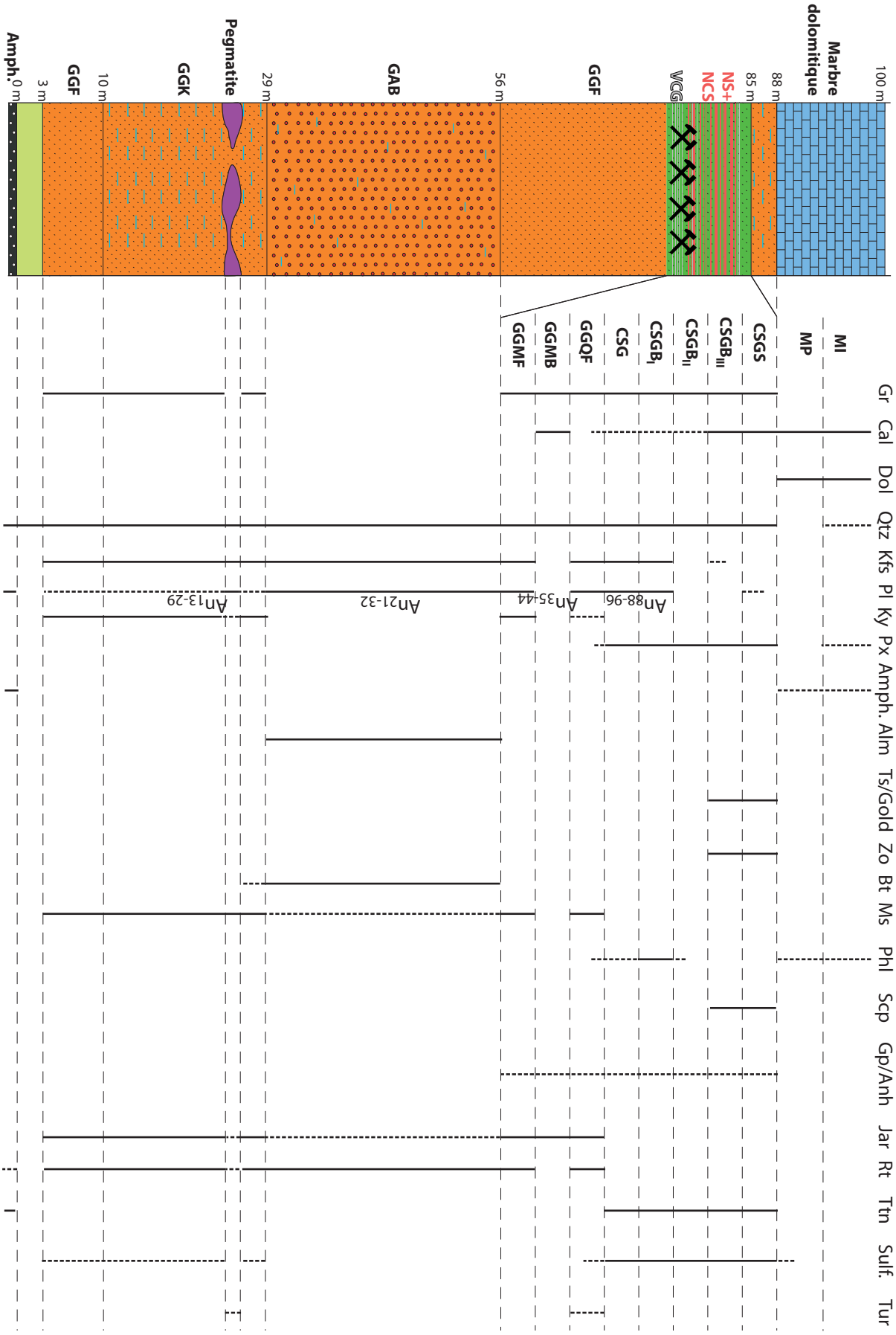


Figure VI-20 : Résumé de la minéralogie des roches de Lemshuku

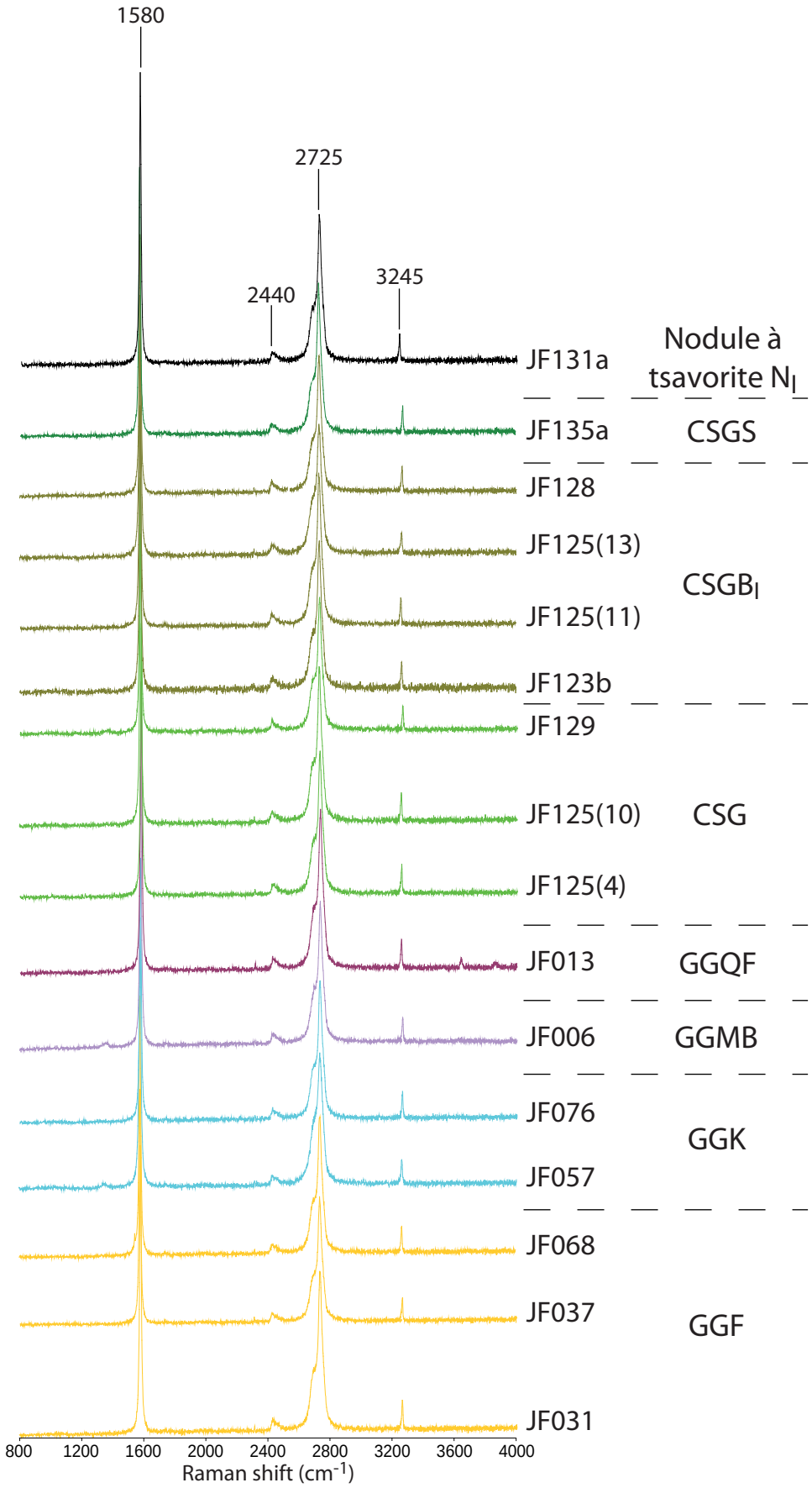


Figure VI-21 : Spectres Raman des graphites issus des différentes roches de la colonne lithostratigraphique de Lemshuku

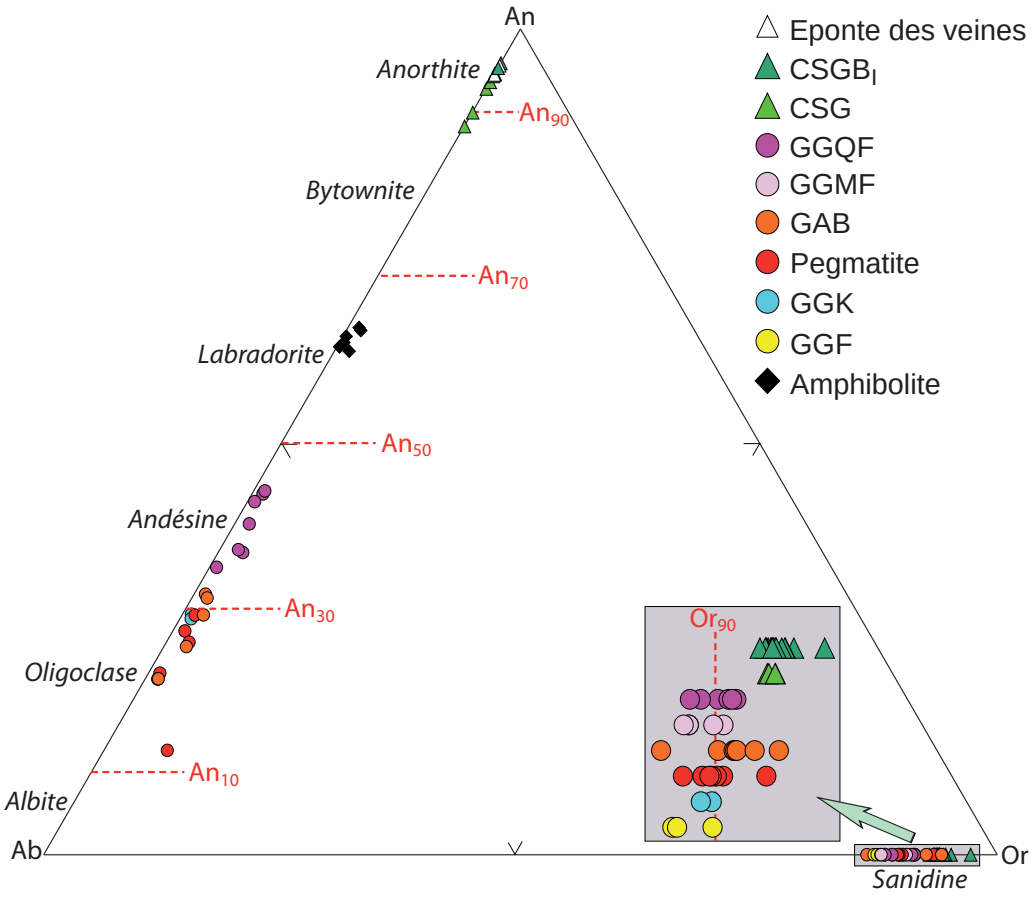


Figure VI-22 : Diagramme ternaire anorthite (An) - albite (Ab) - orthose (Or) montrant la composition chimique des feldspaths de Lemshuku

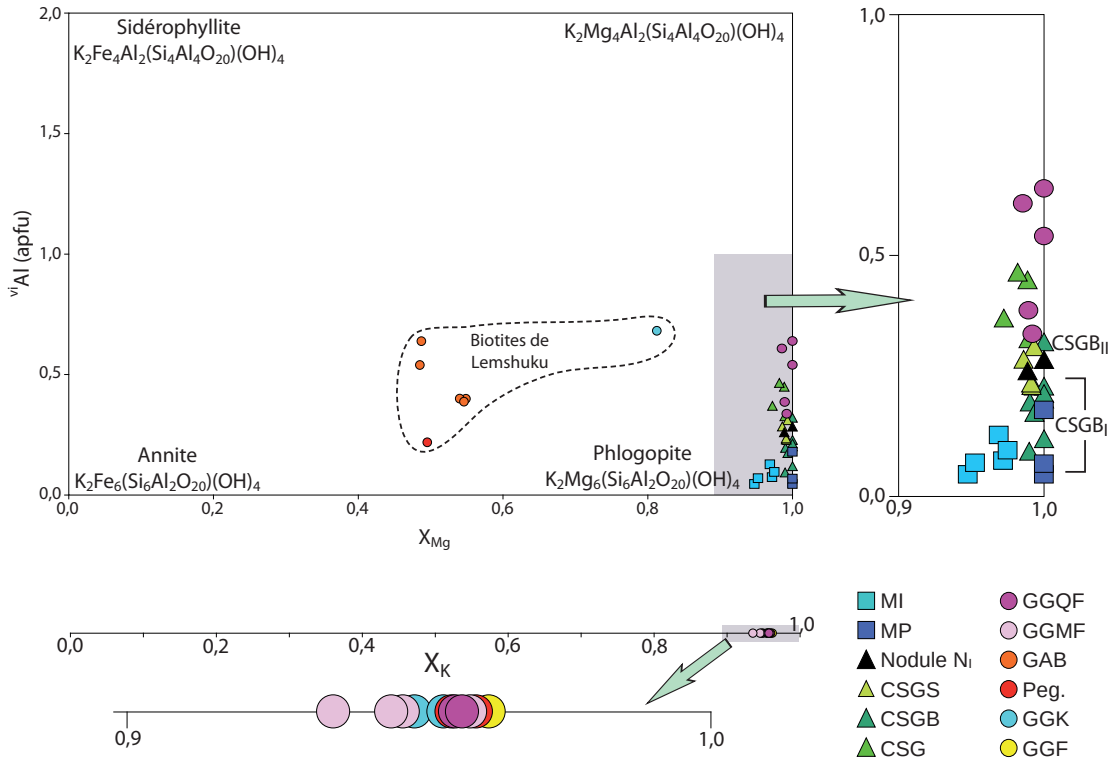


Figure VI-23 : Diagramme ^{vi}Al en fonction de X_{Mg} montrant la composition chimique des biotites et des phlogopites, et valeurs du X_K des muscovites de Lemshuku

6.1.2.3 Les feldspaths

Les feldspaths sont présents dans tous les types de roche à Lemshuku, exceptés dans les CSGS et les marbres. Alors que la base de l'unité de gneiss est dominée par le feldspath potassique, l'abondance du plagioclase augmente en remontant vers les roches métasomatisées et minéralisées. Au sein des amphibolites, le plagioclase est le seul feldspath. Les compositions représentatives des feldspaths sont reportées dans les tableaux VI-12 et VI-13.

La composition des feldspaths potassiques varie de $Or_{87}Ab_{13}$ à $Or_{95}Ab_{5}$ (Figure VI-22). Les feldspaths potassiques issus des roches calco-silicatées (CSG et CSGB) sont légèrement enrichis en K (> Or_{93}) par rapport à ceux des autres faciès (< Or_{93} sauf rares exceptions). Le baryum apparaît dans les feldspaths issus des GAB (1,4-1,9 %poids BaO) et dans un échantillon de $CSGB_{I}$ (2,8-4,8 %poids BaO).

La composition des plagioclases de l'unité à gneiss et roches calco-silicatées couvre les domaines de l'oligoclase, de l'andésine et de l'anorthite (Figure VI-22). Les plagioclases provenant des GGK, des GAB et de la pegmatite sont majoritairement des oligoclases ($Ab_{67,2}An_{31,6}Or_{1,2}$ - $Ab_{80,7}An_{12,7}Or_{6,7}$). Au sein des GGQF, le plagioclase est plus calcique et acquiert une composition d'andésine ($Ab_{54,7}An_{44,1}Or_{1,2}$ - $Ab_{64,4}An_{34,9}Or_{0,7}$). Le plagioclase des roches calco-silicatées est proche du pôle anorthitique et il ne contient plus de potassium ($An_{88,3}Ab_{11,7}$ - $An_{96,0}Ab_{4,0}$). Les plagioclases les plus enrichis en calcium se trouvent dans les faciès bréchiques et aux épontes des veines de quartz. Il y a donc un enrichissement en calcium des plagioclases depuis la base de la colonne lithostratigraphique vers le sommet, traduisant l'effet de la métasomatose calcique. La minéralisation à tsavorite est associée à un plagioclase de type anorthitique.

Les plagioclases contenus dans les amphibolites correspondent tous à des labradorites ($An_{61,1}Ab_{37,4}Or_{1,5}$ - $An_{63,9}Ab_{35,0}Or_{1,1}$).

6.1.2.4 Les micas

Trois types de mica sont distingués à Lemshuku : les biotites, les muscovites et les phlogopites (Tableaux VI-14 et VI-15).

Les biotites sont les micas les moins répandus et sont uniquement trouvées dans les pegmatites et les GAB, ainsi que dans de rares GGK à proximité des pegmatites. Leurs teneurs en FeO varient de 7,1 à 20,1 %poids alors que celles en MgO sont comprises entre 9,4 et 17,2 %poids (Figure VI-23). Elles n'ont pas de fluor mais ont en revanche du chlore (jusqu'à 0,4 %poids). Les biotites des GGK et des pegmatites contiennent un peu de manganèse (~ 0,3 %poids MnO). Les biotites des GGK ont également du vanadium (~ 0,3 %poids V_2O_3) et du

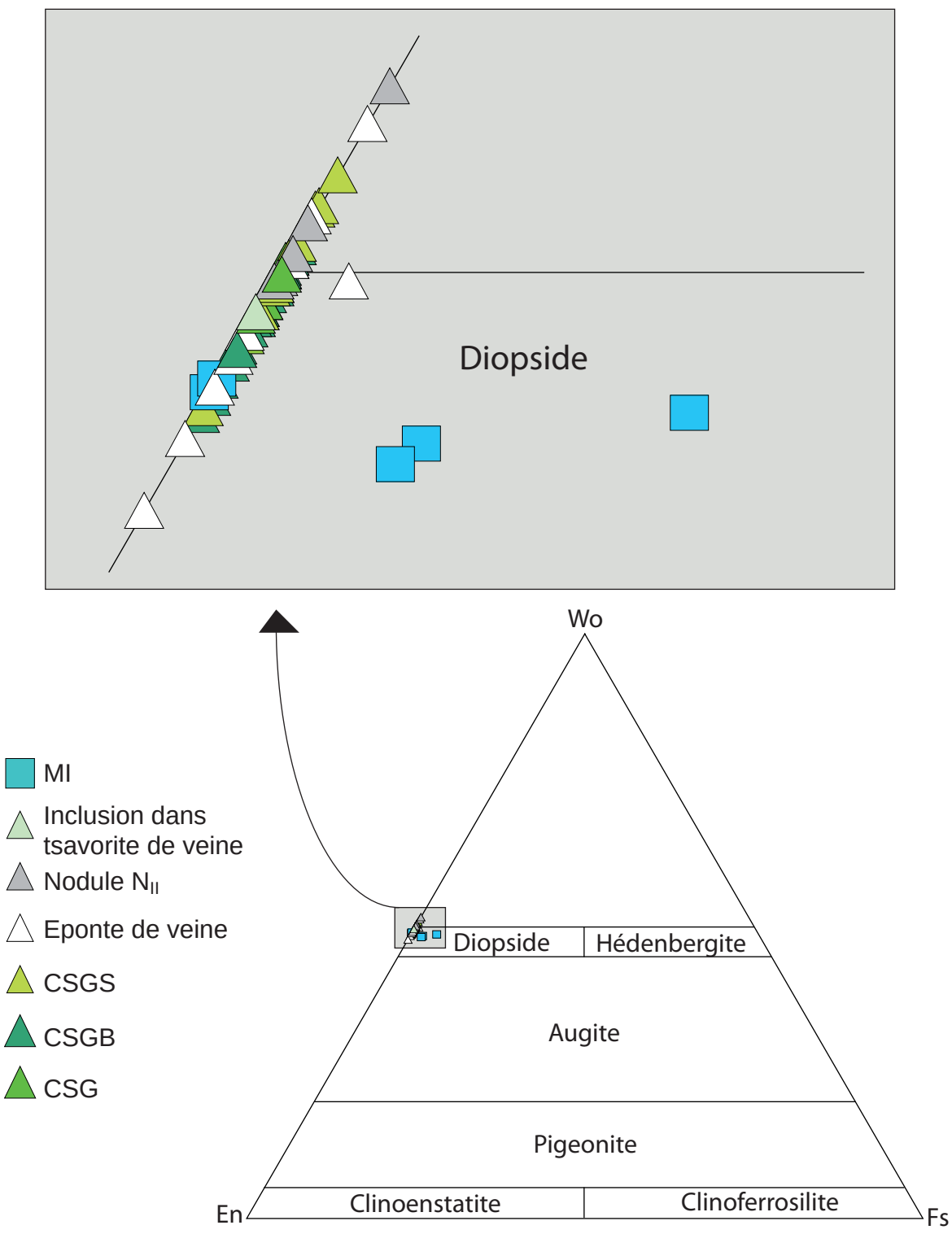


Figure VI-24 : Diagramme ternaire wollastonite (Wo) - enstatite (En) - ferrosilite (Fs) montrant la composition chimique des pyroxènes de Lemshuku

chrome (~ 0,2 %poids Cr_2O_3).

Les muscovites (Figure VI-23) sont les principaux micas de l'unité à gneiss depuis les GGF jusqu'aux faciès métasomatisés où elles sont alors suppléées par les phlogopites dans les roches calco-silicatées. Ces muscovites sont enrichies en titane (0,1-1,9 %poids TiO_2) et en magnésium (0,6-2,4 %poids MgO), et contiennent un peu de sodium (0,3-0,5 %poids Na_2O). Dans les GGM, les muscovites affichent une couleur verte probablement due aux présences de vanadium (jusqu'à 1,3 %poids V_2O_3) et de chrome (jusqu'à 0,2 %poids Cr_2O_3).

Les phlogopites (Figure VI-23) apparaissent dans les GGQF où elles sont parfois observées dans la même roche que les muscovites, et sont les seuls micas trouvés par la suite dans les faciès du sommet de la colonne lithostratigraphique. Dans les différentes roches calco-silicatées graphiteuses, les phlogopites sont généralement vanadifères (jusqu'à 1,0 %poids V_2O_3) et chromifères (jusqu'à 0,5 %poids Cr_2O_3). Cependant, les phlogopites des faciès bréchiques (CSGB) sont dépourvues de vanadium et de chrome. Dans les CSGS, où se rencontre la tsavorite, ainsi que dans les auréoles des nodules de type N_{II}, le MnO est présent (0,3-0,7 %poids). Les phlogopites des roches calco-silicatées contiennent du fluor (1,7-4,9 %poids F) indiquant qu'il s'agit de fluoro-phlogopites. Les concentrations les plus élevées sont mesurées pour les CSGB. Ces observations suggèrent que la minéralisation est associée à un enrichissement en F des minéraux.

Dans les marbres, les phlogopites sont dépourvues de vanadium, de chrome et de fluor. Les phlogopites des marbres purs contiennent du baryum (1,8-2,6 %poids BaO) alors que celles des marbres impurs contiennent du fer (1,3-2,8 %poids FeO).

6.1.2.5 Les pyroxènes

Les pyroxènes sont uniquement présents dans les roches calco-silicatées graphiteuses, les auréoles de nodule de type N_{II} et dans les marbres impurs. Ils ont tous une composition de diopside, proche de $Wo_{50}En_{50}$ (Figure VI-24; Tableau VI-16).

Les diopsides des roches calco-silicatées graphiteuses sont alumineux (0,7-2,1 %poids Al_2O_3), et sont parfois sodiques (jusqu'à 0,4 %poids Na_2O). A l'instar des phlogopites, les diopsides issus des CSGS et des auréoles de nodule à tsavorite de type N_{II} contiennent du vanadium (0,2-1,5 %poids V_2O_3) et du manganèse (0,3-0,8 %poids MnO), ainsi que du chrome (jusqu'à 0,6 %poids Cr_2O_3).

Dans les marbres impurs, deux types de diopside sont distingués : (i) du diopside pur; (ii) du diopside contenant de l'aluminium (0,2-1,2 %poids Al_2O_3) et du fer (1,2-2,5 %poids

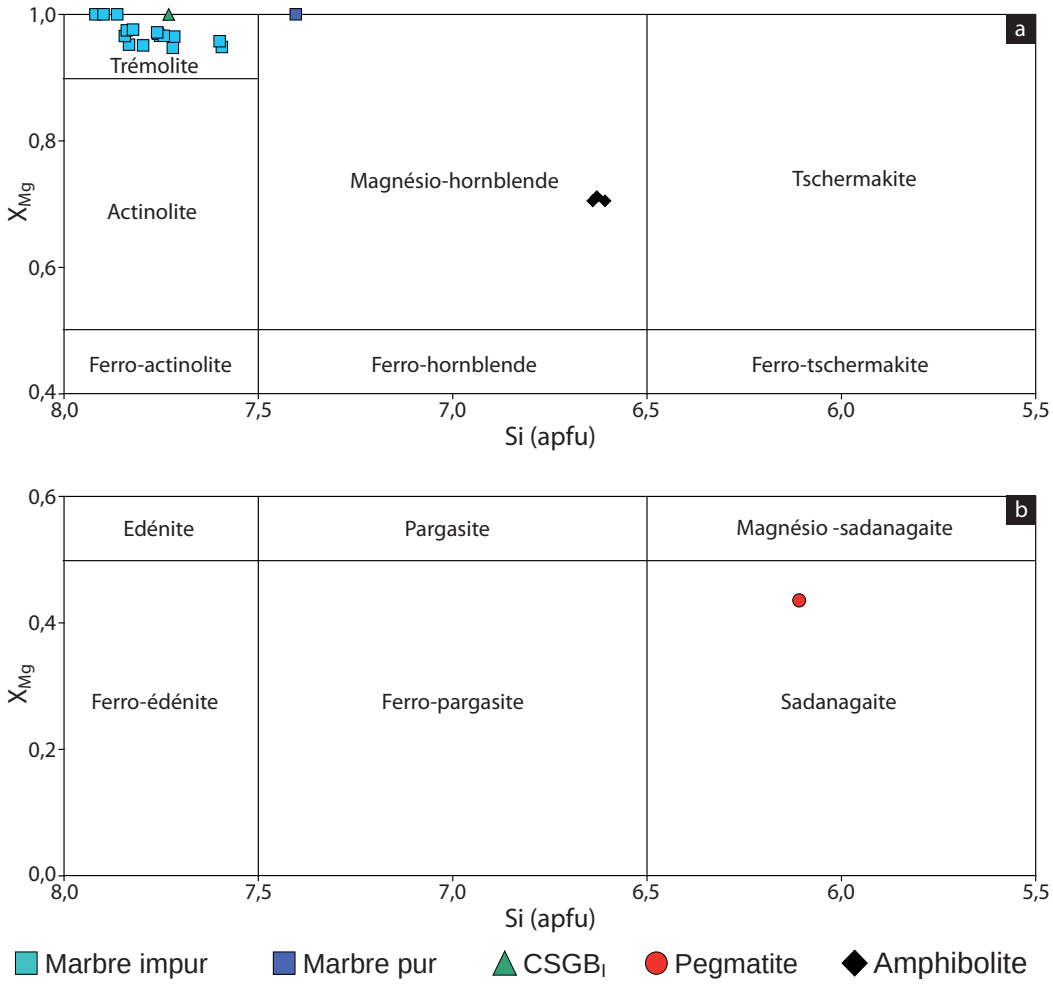


Figure VI-25 : Diagramme X_{Mg} en fonction de Si indiquant la composition chimique des amphiboles de Lemshuku dont : a) $Ca_B > 1,50$ et $(Na + K)_A < 0,50$; b) $Ca_B > 1,50$ et $(Na + K)_A > 0,50$

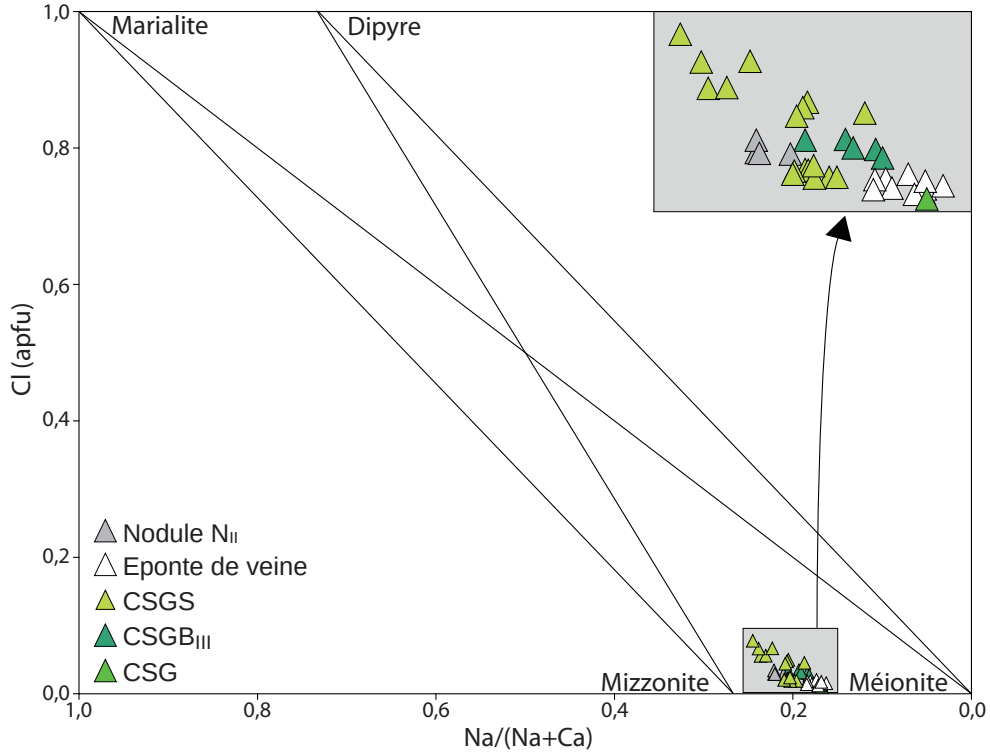


Figure VI-26 : Diagramme Cl en fonction de Na/(Na + Ca) montrant la composition chimique des scapolites de Lemshuku

FeO).

6.1.2.6 Les amphiboles

Les amphiboles sont principalement observées dans les amphibolites ainsi que dans les marbres impurs. Cependant, elles sont occasionnellement présentes dans les pegmatites, les $CSGB_I$ et les marbres purs. Dans les marbres impurs et les $CSGB_I$, les amphiboles ont une composition de trémolite (Tableau VI-17). Dans les marbres purs et les amphibolites, il s'agit de magnésio-hornblende, alors que les pegmatites contiennent de la sadanagaite (Tableau VI-17).

La trémolite (Figure VI-25a) est généralement alumineuse (jusqu'à 2,7 %poids Al_2O_3) et ferrifère (jusqu'à 2,4 %poids FeO). Elle a également de faibles teneurs en Na_2O (0,2-1,2 %poids) et en K_2O (0,1-0,5 %poids).

La magnésio-hornblende des marbres purs (Figure VI-25a) est très alumineuse (4,4 %poids Al_2O_3), et elle contient du sodium (1,4 %poids Na_2O) et du potassium (0,5 %poids K_2O).

La magnésio-hornblende des amphibolites (10,2-10,4 %poids FeO; Figure VI-25a) et la sadanagaite des pegmatites (18,7 %poids FeO; Figure VI-25b) ont des teneurs non négligeables en titane (1,1-1,2 %poids TiO_2). La sadanagaite est plus enrichie en K_2O (1,9 %poids) que la magnésio-hornblende (0,4 %poids), alors que leurs teneurs en Na_2O sont similaires (1,4-1,6 %poids). La magnésio-hornblende contient du vanadium (~ 0,10 %poids V_2O_3) alors que la sadanagaite contient du manganèse (0,5 %poids MnO).

6.1.2.7 La scapolite

La scapolite est uniquement présente dans les roches calco-silicatées et dans les auréoles de nodule de type N_{II}. Elle est le minéral principal des CSGS. Sa composition varie de $Me_{74,2}$ à $Me_{83,1}$ (Tableau VI-18; Figure VI-26), ce qui en fait une méionite légèrement sodique. Les scapolites des CSGS, des $CSGB_{III}$ dérivant de la bréchification des CSGS, et des nodules de type N_{II} sont légèrement plus enrichies en sodium (2,4-3,2 %poids Na_2O) et en chlore (<0,1-0,3 %poids Cl) que les scapolites des CSG et des épontes de veine (2,2-2,5 %poids Na_2O; 0,04-0,08 %poids Cl). Ces scapolites enrichies en NaCl correspondent à celles associées directement à la tsavorite-goldmanite, et sont donc caractéristiques de la minéralisation.

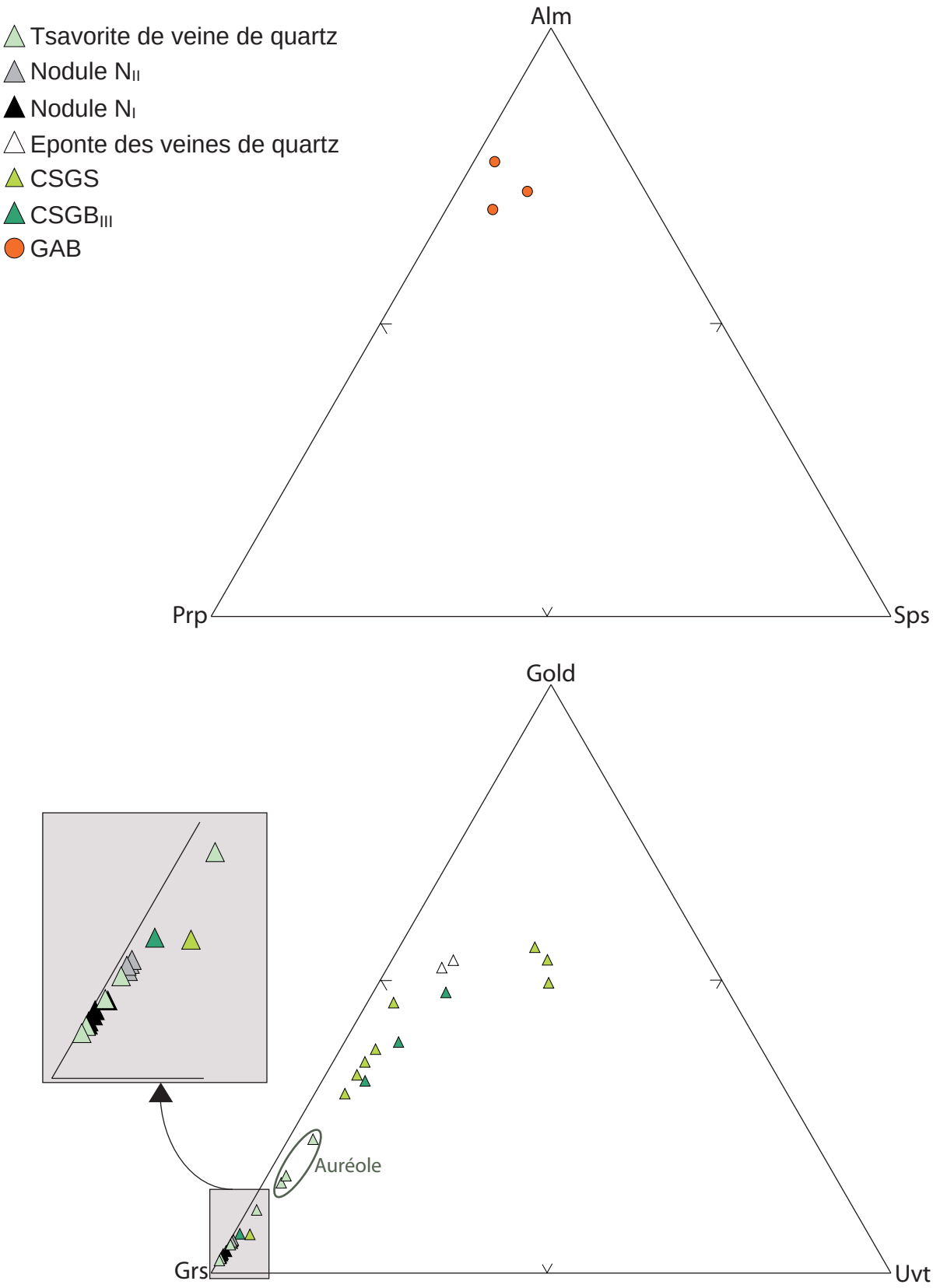


Figure VI-27 : Diagrammes ternaires almandin (Alm) - pyrope (Prp) - spessartine (Sps) et goldmanite (Gold) - grossulaire (Grs) - uvarovite (Uvt) montrant la composition chimique des grenats de Lemshuku

6.1.2.8 Les grenats

Deux types de grenat sont distingués à Lemshuku : (i) les almandins des GAB; (ii) les tsavorites(-goldmanites) des CSGS et des minéralisations.

L'almandin a la composition suivante : $Alm_{54,9-74,1}Pyr_{16,6-19,1}Grs_{2,6-17,3}Sps_{2,8-9,7}And_{0,0-3,4}$ (Tableau VI-19; Figure VI-27). Il est dépourvu de titane, de vanadium et de chrome.

Les tsavorites issues des minéralisations à nodules et à veines de quartz ont une composante moléculaire de grossulaire comprise entre 85,4 et 92,9 % (Tableau VI-19; Figure VI-27). Elles contiennent entre 0,7 et 3,5 %poids V_2O_3 ainsi que de 0,1 à 0,5 %poids Cr_2O_3. Leur teneur en MnO atteint 1,3 %poids. Les tsavorites des nodules de type N_I sont moins vanadifères (0,9-1,0 %poids V_2O_3) et chromifères (~0,1 %poids Cr_2O_3) que les tsavorites des nodules de type N_{II} (1,6-1,8 %poids V_2O_3; 0,2-0,3 %poids Cr_2O_3) et des veines de quartz (0,7-3,5 %poids V_2O_3; 0,1-0,5 %poids Cr_2O_3). En revanche, elles sont plus enrichies en MnO (1,1-1,2 %poids) que celles des nodules de type N_{II} (0,0-0,5 %poids).

Dans les auréoles des nodules de type N_I, la tsavorite est plus manganésifère (jusqu'à 6,5 %poids MnO) que celle constituant le centre du nodule, alors que les teneurs en vanadium et en chrome demeurent similaires. Les tsavorites issues des auréoles de rétromorphose au sein des veines de quartz sont très enrichies en V_2O_3 (4,7-6,7 %poids), Cr_2O_3 (0,9-1,1 %poids), MnO (1,2-2,0 %poids) et TiO_2 (0,8-1,0 %poids) par rapport aux cœurs de tsavorite. En conséquence, les proportions moléculaires de goldmanite (14,8-21,4%), d'uvarovite (2,7-3,5%) et de spessartine (2,6-4,3%) augmentent, au détriment de la proportion moléculaire en grossulaire (68,7-78,2%).

Les tsavorites des $CSGB_{III}$, des CSGS et des épontes de veine de quartz sont plus enrichies en vanadium (2,1-15,8 %poids V_2O_3), en chrome (0,4-6,8 %poids Cr_2O_3) et en manganèse (0,8-5,1 %poids MnO) que celles des minéralisations. Il apparaît que la composante moléculaire principale de ces grenats est la goldmanite (31,1-51,1%), puis le grossulaire (20,6-58,7%) et l'uvarovite (3,8-21,6%).

6.1.2.9 Pumpellyite et zoïsite

La pumpellyite et la zoïsite, dont les structures sont proches, ont été relevées à Lemshuku (Tableau VI-20) : (i) une unique pumpellyite dans un échantillon de pegmatite; (ii) les zoïsites dans les roches calco-silicatées graphiteuses.

La pumpellyite de Lemshuku se situe entre les pôles alumineux et ferriques du minéral, avec 25,0 %poids Al_2O_3 et 11,6 %poids Fe_2O_3. Sa formule structurale est $Ca_{2,01}(Al_{2,30}Fe^{3+}_{0,70})$

$(Si_{2,97}Al_{0,03}O_{11})OH$.

La majorité des zoïsites contient du vanadium (0,4-6,8 %poids V_2O_3) et du chrome (0,1-0,9 %poids Cr_2O_3) qui sont les chromophores responsables de leur teinte bleu-violet. Ce type de zoïsite correspond à la variété tanzanite. A l'instar des tsavorites-goldmanites, les teneurs en V et Cr sont plus importantes pour les tanzanites qui sont directement associées à la scapolite. De plus, il apparait que dans les parties externes des auréoles des nodules de type N_I, et plus localement dans certaines auréoles de tsavorite de veine de quartz, les zoïsites ont perdu leur vanadium et leur chrome. Il n'y a pas d'autres éléments traces présents dans la structure de la tanzanite. Sa formule structurale est ainsi $Ca_{1,85-2,08}(Al_{2,53-3,02}V_{0,00-0,43}Cr_{0,00-0,06})(Si_{2,93-3,25}Al_{0,00-0,07}O_{11})OH$.

6.1.2.10 La kyanite

La kyanite est un minéral majeur des gneiss graphiteux non métasomatisés (GGF et GGK) et sa présence diminue au sein des GGM jusqu'à totalement disparaître dans les CSG. Plus rarement, elle est observée dans les pegmatites au contact avec les GGK.

La kyanite est enrichie en vanadium (jusqu'à 0,6 %poids V_2O_3) et en chrome (jusqu'à 0,3 %poids Cr_2O_3). Sa formule structurale est alors $Al_{2,01-2,03}V_{0,00-0,01}Cr_{0,00-0,01}Si_{0,97-0,99}O_5$ (Tableau VI-21).

6.1.2.11 Le rutile

Le rutile est le minéral accessoire le plus courant depuis la base de la colonne lithostratigraphique jusqu'aux CSG où il est remplacé par la titanite. Le rutile est généralement vanadifère (0,5-3,0 %poids V_2O_3), excepté dans quelques pegmatites (Tableau VI-22). Au sein des pegmatites et des GAB, le rutile contient du FeO (jusqu'à 0,5 %poids), alors que dans les divers gneiss graphiteux il a du Cr_2O_3 (0,2-0,5 %poids).

6.1.2.12 La titanite

La titanite est le minéral accessoire principal des roches calco-silicatées, ainsi que des auréoles de rétromorphose entourant la tsavorite. Elle est toujours alumineuse (1,9-5,7 %poids Al_2O_3; Tableau VI-23). En revanche, elle présente des variations de teneurs en vanadium et en chrome : (i) les titanites des CSG, des CSGB (exceptés ceux à ciment calcitique $CSGB_{III}$) et des épontes des veines de quartz contiennent ni vanadium, ni chrome; (ii) les titanites des $CSGB_{III}$

(CSGS bréchifiés), des CSGS et des auréoles de rétromorphose autour de la tsavorite sont vanadifères (0,5-3,2 %poids V_2O_3) et chromifères (jusqu'à 0,3 %poids Cr_2O_3). Les cristaux les plus enrichis en vanadium se trouvent dans les CSGS. Dans les $CSGB_{III}$, les CSGS et parfois aux épontes des veines de quartz, la titanite contient du fluor (jusqu'à 2,77% poids F).

6.1.2.13 Les sulfures

Les sulfures apparaissent uniquement dans les roches calco-silicatées et sont majoritairement des pyrites, et en moindre importance des pyrrhotites et des chalcopyrites (Tableaux VI-24 et VI-25). De rares pyrites, quasiment intégralement remplacées en jarosite ou en oxy-hydroxyde de fer, sont observées dans les gneiss graphiteux de la base de la colonne lithostratigraphique. Dans les $CSGB_I$, de la sphalérite massive est parfois présente. Dans les auréoles de rétromorphose de la tsavorite, d'autres sulfures ont été observés, en grains de très petite taille (< 0,1 mm) et occasionnels : (i) alabandite (MnS) et arsénopyrite (FeAsS) associées aux tsavorites des veines de quartz; (ii) divers sulfures de cuivre pour les nodules de type N_I. Quelques rares sulfures de cuivre se trouvent également dans les épontes de veine de quartz.

La pyrite et la chalcopyrite ont des compositions constantes. Par ailleurs, elles ne contiennent aucuns éléments en trace. Cependant, une inclusion de pyrite dans une tsavorite de veine de quartz a présenté une forte concentration en cuivre (5,3 %poids).

La pyrrhotite a pour seule caractéristique de contenir du nickel (0,1-0,5 %poids). Cette teneur est plus faible dans les CSG que dans les CSGS et les épontes des veines de quartz.

La sphalérite n'a pas une composition de sphalérite pure ZnS et elle contient d'importantes quantités de fer (6,0-6,4 %poids) et de manganèse (3,1-3,3 %poids). Sa formule structurale moyenne est $(Zn_{0,83}Fe_{0,11}Mn_{0,06})S$.

L'alabandite et l'arsénopyrite étant de très petite taille, leurs analyses à la microsonde électronique n'a pas permis d'avoir des compositions chimiques complètes. Une seule analyse d'arsénopyrite représentative est présentée dans le tableau VI-25.

Les sulfures de cuivre ont des teneurs variables en cuivre (16,8-78,8 %poids; Tableau VI-25), en fer (0,2-38,7 %poids) et en soufre (22,0-45,5 %poids), indicatives de la présence de : (i) cubanite $CuFe_2S_3$; (ii) anilite Cu_7S_4; (iii) bornite Cu_5FeS_4; (iv) chalcocite Cu_2S.

6.1.2.14 Les sulphates

Deux types de sulphate sont observés à Lemshuku : (i) le gypse/anhydrite dans les nodules de type N_I et les veines et veinules de gypse affectant les GGM et les CSG; (ii) la jarosite

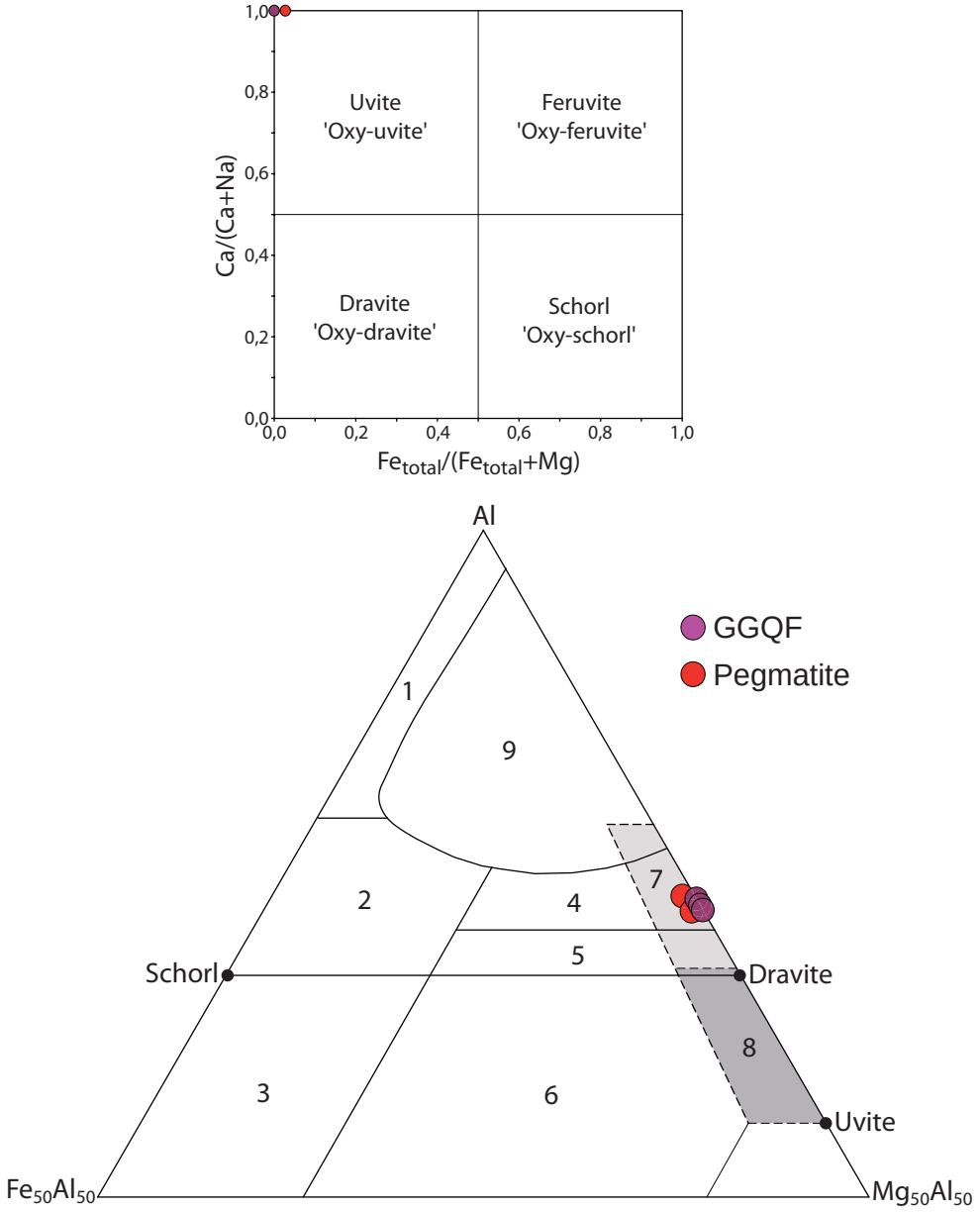


Figure VI-28 : Diagramme Ca/(Ca + Na) en fonction de Fe_{total}/(Fe_{total} + Mg) (d'après Baksheev et al., 2011) et diagramme ternaire Al - Fe - Mg (d'après Henry et Guidotti, 1985) montrant la composition chimique des tourmalines de Lemshuku

1 : pegmatites granitiques et aplites lithinifères; 2 : roches granitiques appauvries en lithium; 3 : roches à quartz et tourmaline enrichies en fer; 4 : métapélites et métapsammites associées à une phase saturée en Al; 5 : métapélites et métapsammites non associées à une phase saturée en Al; 6 : métapélites, roches à calc-silicates et roches à quartz et tourmaline enrichies en fer; 7 : roches méta-ultramafiques appauvries en Ca et roches métasédimentaires enrichies en V et Cr; 8 : métacarbonates et métapyroxénites; 9 : zones de contact de complexes pegmatitiques à Li.

$KFe^{3+}_3(SO_4)_2(OH)_6$ depuis les GGF jusqu'aux GGQF.

Le gypse est toujours observé dans des échantillons fortement affectés par l'altération météorique, alors que l'anhydrite est retrouvée intercalée entre des lamelles de graphite préservé. Il est donc très probable que le gypse résulte de l'altération météorique, et donc de l'hydratation, de l'anhydrite initiale.

La jarosite contient généralement de l'aluminium en remplacement du fer, et du sodium en remplacement du potassium. Les teneurs en aluminium se rapprochent parfois de celle de la natroalunite $NaAl_3(SO_4)(OH)_6$.

6.1.2.15 Les tourmalines

Les tourmalines se rencontrent dans deux types de roche à Lemshuku : (i) les pegmatites; (ii) les GGQF. Ce sont des tourmalines magnésiennes (10,2-10,9 %poids MgO) et de type uvite (Tableau VI-26; Figure VI-28). Dans le cas des pegmatites, la tourmaline est de couleur brune. Elle contient du FeO (0,5 %poids), du CaO (1,0 %poids) et du K_2O (0,1 %poids). Dans le cas des GGQF, la tourmaline, de couleur verte, a des teneurs comparables en K_2O (0,1 %poids) mais est légèrement plus enrichie en CaO (1,4-1,7 %poids). De plus, elle ne contient pas de fer, mais du vanadium (0,1-0,2 %poids V_2O_3) qui est probablement l'élément chromophore responsable de la teinte du minéral.

D'après la composition chimique des tourmalines et la minéralogie des roches qui les contiennent, les tourmalines de Lemshuku appartiennent aux domaines des tourmalines contenues dans des métapélites et des métapsammites associées à une phase saturée en Al, et/ou contenues dans des roches métasédimentaires enrichies en V et Cr (Figure VI-28). Ces types de roches à Al, V et Cr correspondent bien aux gneiss graphiteux et aux roches calco-silicatées graphiteuses de Lemshuku, qui contiennent ces éléments indispensables à la formation de la tsavorite.

6.1.2.16 Les apatites

Les apatites sont des minéraux accessoires rencontrés dans la majorité des faciès lithologiques de Lemshuku. Elles contiennent de 1,7 à 1,9 %poids H_2O, ce qui en fait des hydroxyapatites (Tableau VI-27). Elles sont dépourvues de fluor, mais peuvent avoir du chlore, jusqu'à 0,04 %poids Cl. Les quelques impuretés rencontrées dans les apatites de Lemshuku correspondent au fer (3,79 %poids FeO) dans les GAB, et à du soufre (1,9-2,7 %poids SO_3), du sodium (0,8-1,0 %poids Na_2O) et du magnésium (0,3-0,9 %poids MgO) dans les spécimens concentri-

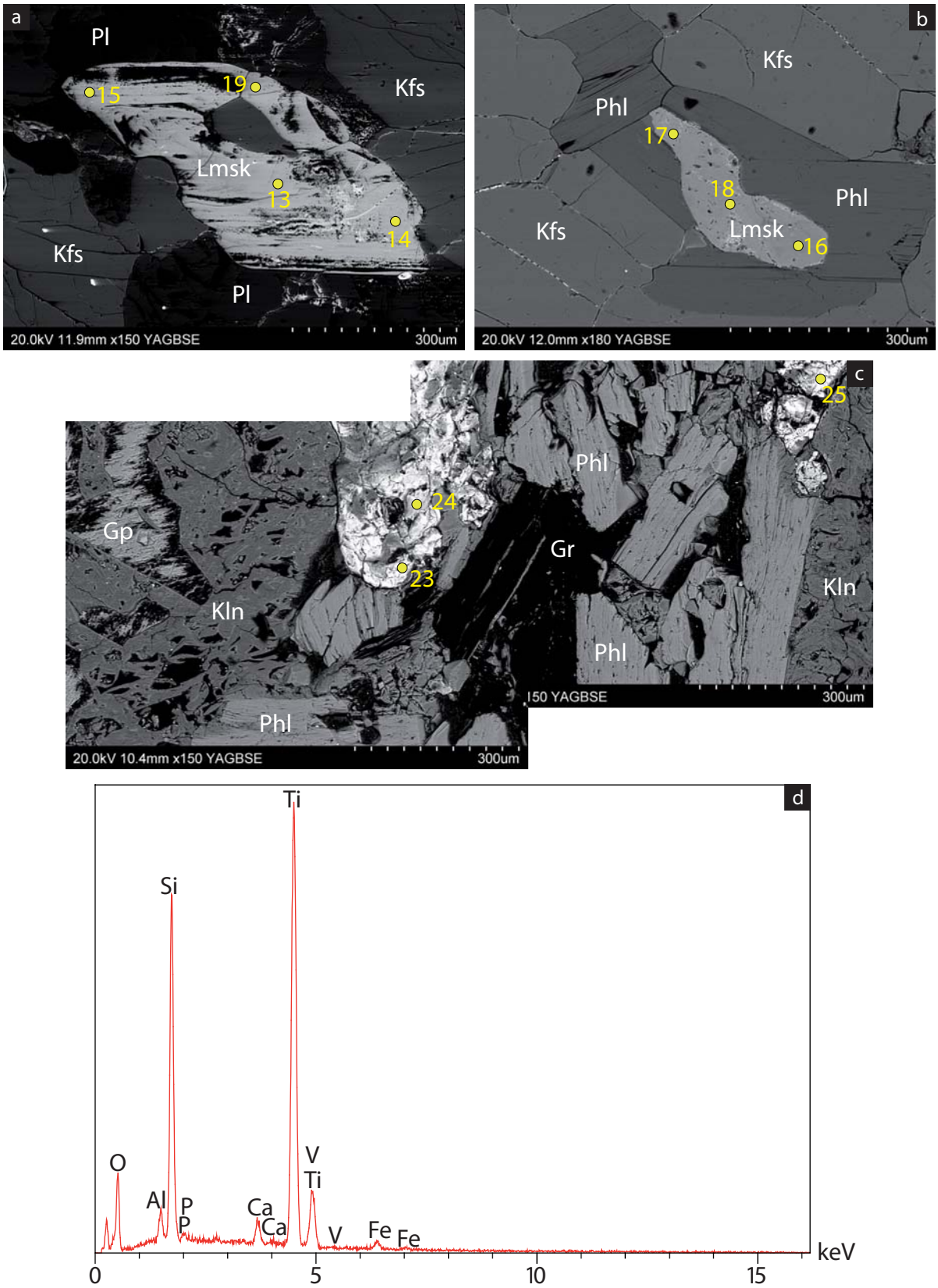


Figure VI-29 : La 'lemshukuite'

a) Cristal de 'lemshukuite' (Lmsk) dans un GGQF ayant une forme similaire à celle d'une titanite, et étant associé à du feldspath potassique (Kfs) et du plagioclase (Pl). Les fracturations observées, parallèles à la bordure du grain, signalent la présence probable d'un clivage. b) Cristal de 'lemshukuite' entouré de phlogopite (Phl) dans un GGQF. c) Cristaux de 'lemshukuite' associés à de la phlogopite au sein de la partie externe de l'auréole du nodule de type N_I. L'auréole est composée de gypse (Gp) et de kaolinite (Kln). Quelques lamelles de graphite (Gr) sont présentes. d) Spectre EDS de la 'lemshukuite'.

Les points correspondent aux localisations des mesures à la microsonde électronique présentées dans le tableau VI-28.

ques des GGMF (Figure VI-6h).

6.1.2.17 La 'lemshukuite'

Dans de rares échantillons de GGQF et dans la partie externe de l'auréole des nodules de type N_I a été analysé un minéral de composition chimique non reconnue. Dans l'attente d'une caractérisation complète de ce minéral, il a été décidé de le nommer 'lemshukuite' d'après son origine géographique (Lemshuku), pour des soucis de dénomination.

Au sein des GGQF, la 'lemshukuite' est associée au feldspath potassique et au plagioclase (Figure VI-29a) ou à la phlogopite (Figure VI-29b) qui le déstabilisent. Dans les nodules de type N_I, la 'lemshukuite', très altérée, est associée à la phlogopite, au graphite et à la kaolinite (Figure VI-29c). D'une manière générale, le minéral est affecté par l'altération métasomatique et/ou météorique qui affecte la roche qui la contient.

Les cristaux de 'lemshukuite' apparaissent altérés et de petite taille (< 0,5 mm). Le grain le plus préservé a une forme losangique ressemblant à celle de la titanite automorphe, et présentant des fractures sensiblement parallèles aux limites du grain, peut-être indicatives de clivage (Figure VI-29a). En lumière naturelle, la 'lemshukuite' est brûnâtre et elle ne présente pas de pléochroïsme. En lumière polarisée, sa teinte apparaît jaune à grise dans le premier ordre, avec une extinction droite, mais l'épaisseur des grains observés n'a pas permis à beaucoup de lumière de passer, ce qui peut jouer sur les teintes observées. Son pouvoir réflecteur est comparable à celui de la titanite.

Les analyses à la microsonde électronique (Tableau VI-28) ont permis d'établir la composition moyenne (en %poids) de la 'lemshukuite' (n = 11) :

- TiO_2 58,78 ± 5,61
- SiO_2 25,28 ± 5,91
- Al_2O_3 3,01 ± 1,47
- FeO 2,60 ± 1,61
- P_2O_5 1,52 ± 0,85
- CaO 1,28 ± 0,74
- V_2O_3 0,87 ± 0,39
- UO_2 0,22 ± 0,30
- MgO 0,19 ± 0,09
- Na_2O 0,14 ± 0,05

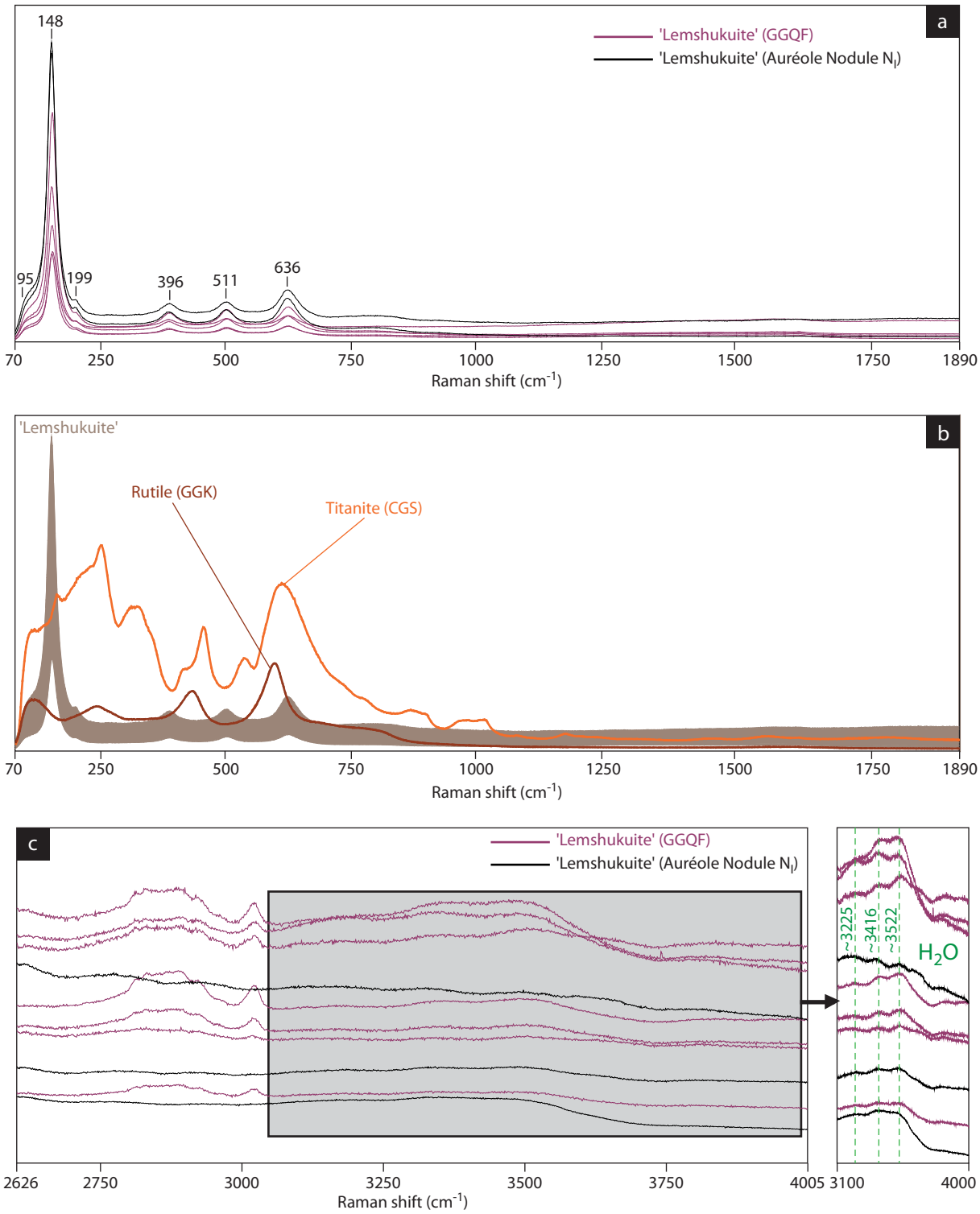


Figure VI-30 : Spectres Raman de la 'lemshukuite'

a) Spectres Raman de la 'lemshukuite' entre 70 et 1890 cm^{-1}, présentant six pics caractéristiques du minéral. b) Spectres Raman de la 'lemshukuite' comparés à ceux d'une titanite et d'un rutile de Lemshuku. c) Spectres Raman de la 'lemshukuite' entre 2626 et 4005 cm^{-1} montrant la présence de H_2O signalée par trois pics entre 3100 et 4000 cm^{-1}. Les pics observés entre 2750 et 3000 cm^{-1} sont dus à la fluorescence des échantillons.

- K_2O 0,12 ± 0,06
- SO_2 0,12 ± 0,08

TOTAL : 94,13 ± 2,18

Ponctuellement, des traces de Cr, Zr et Nb ont été décelées. L'absence de plusieurs éléments est démontrée : As, B, Ba, Bi, F, Hf, Li, Mn, Mo, Sb, Sc, Sn, Sr, Ta, Th, Y, W. Les analyses étant incomplètes et à la vue du spectre EDS (Figure VI-29d) et des éléments analysés dans la 'lemshukuite', il est très probable que ce minéral contient des hydroxyles de type OH ou H_2O.

Afin de déterminer si des hydroxyles sont bien présents, les spectres Raman de la 'lemshukuite' ont été réalisés sur un grain issu des GGQF et sur un grain issu des nodules N_I. Plusieurs spectres ont été acquis sur les mêmes grains, généralement aux endroits où ont été réalisées les analyses à la microsonde électronique.

Ces spectres présentent tous six pics identiques dispersés entre 70 et 1890 cm^{-1} (Figure VI-30a), qui peuvent être regroupés en deux ensembles : (i) le pic principal à 148 cm^{-1} associé à deux épaulements à 95 cm^{-1} et à 199 cm^{-1}; (ii) trois pics mineurs à 396, 511 et 636 cm^{-1}. Ces spectres sont bien différents de ceux de la titanite et du rutile, les deux autres minéraux titanifères présents à Lemshuku (Figure VI-30b). Les cinq pics observés sont donc les pics Raman caractéristiques de la 'lemshukuite'.

Entre 2600 et 4000 cm^{-1}, les spectres ont des intensités différentes, et des phénomènes de fluorescence, marqués par les différents pics présents entre 2750 et 3000 cm^{-1}, altèrent ces spectres (Figure VI-30c). Cependant, trois pics à 3225, 3416 et 3522 cm^{-1} sont observés, et indiquent la présence d'hydrogène sous la forme H_2O.

La forme du seul cristal sub-automorphe observé et sa composition chimique suggèrent que la 'lemshukuite' est issue de la déstabilisation de la titanite qui aurait perdu la quasi totalité de son calcium et de son fluor. Le minéral se serait alors faiblement enrichi en divers éléments tels le phosphore ou l'uranium, et aurait été hydraté. Sa teneur en Al est proche de celle des titanites analysées à Lemshuku, alors que sa teneur en V est légèrement plus faible que la majorité des titanites vanadifères de Lemshuku.

Des études complémentaires sont nécessaires, notamment la diffraction aux rayons X, afin de caractériser la structure de la 'lemshukuite'.

Faciès	Echantillon	Calcite	Dolomite
GGMB	JF012	$CaCO_3$	-
CSG	JF125	$Ca_{0,97}Mg_{0,03}CO_3$	-
CSGB$_I$	JF125(11)	$Ca_{0,98}Mg_{0,02}CO_3$	-
CSGB$_{III}$	JF135b	$Ca_{0,97}Mg_{0,02}Mn_{0,01}CO_3$	-
CSGS	JF135a	$Ca_{0,97}Mg_{0,02}Mn_{0,01}CO_3$	-
	JF136b	$Ca_{0,97}Mg_{0,02}Mn_{0,01}CO_3$	-
	JF136c	$Ca_{0,96\text{-}0,98}Mg_{0,01\text{-}0,02}Mn_{0,01\text{-}0,02}CO_3$	-
Epontes et veines de quartz	JF125(6)	$Ca_{0,85\text{-}0,98}Mg_{0,02\text{-}0,15}CO_3$	-
	JF125(7)	$Ca_{0,97\text{-}0,98}Mg_{0,02\text{-}0,03}CO_3$	-
	JF125(8)	$Ca_{0,98}Mg_{0,02}CO_3$	-
	JF127(3)b	$CaCO_3$	-
	JF131a	$Ca_{0,98}Mg_{0,02}CO_3$	-
	JF131b	$Ca_{0,97}Mg_{0,02}Mn_{<0,01}CO_3$	-
Inclusion dans tsavorite	LEM-2	$CaCO_3$	-
MP	JF025	$Ca_{0,92\text{-}0,97}Mg_{0,03\text{-}0,08}CO_3$	$Ca_{0,50\text{-}0,51}Mg_{0,49\text{-}0,51}CO_3$
MI	JF081	$Ca_{0,98\text{-}1,00}Mg_{0,00\text{-}0,02}CO_3$	$Ca_{0,50}Mg_{0,50}CO_3$
	JF088	$Ca_{0,93\text{-}0,98}Mg_{0,02\text{-}0,07}CO_3$	$Ca_{0,49\text{-}0,50}Mg_{0,48\text{-}0,49}Fe^{2+}_{0,02}CO_3$
	JF094a	$Ca_{0,92\text{-}0,99}Mg_{0,01\text{-}0,03}Fe^{2+}_{0,00\text{-}0,04}Mn_{0,00\text{-}0,01}CO_3$	$Ca_{0,50}Mg_{0,49}Fe^{2+}_{0,01}CO_3$

Tableau VI-11 : Formule structurale des carbonates présents dans les roches de Lemshuku

Faciès		GGF		GGK		Pegmatite		GAB		GGMF		GGQF		CSG		CSGB$_I$	
		n = 3		*n = 2*		*n = 7*		*n = 7*		*n = 5*		*n = 6*		*n = 4*		*n = 19*	
SiO_2	*%poids*	63,47 ±	*0,29*	63,81 ±	*0,12*	63,62 ±	*0,51*	62,74 ±	*0,78*	63,76 ±	*0,50*	63,84 ±	*0,51*	63,91 ±	*0,40*	63,27 ±	*1,17*
TiO_2		0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
Al_2O_3		18,89	*0,46*	18,72	*0,08*	18,78	*0,33*	18,88	*0,41*	19,21	*0,62*	18,88	*0,31*	18,54	*0,13*	18,78	*0,35*
Fe_2O_3		0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
MnO		0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
MgO		0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
CaO		0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
BaO		0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	1,70	*0,17*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,74	*1,52*
Na_2O		1,34	*0,17*	1,20	*0,05*	1,13	*0,20*	0,99	*0,28*	1,25	*0,14*	1,12	*0,15*	0,71	*0,04*	0,66	*0,10*
K_2O		15,10	*0,28*	15,30	*0,22*	15,52	*0,21*	15,19	*0,57*	15,27	*0,14*	15,51	*0,20*	16,06	*0,11*	15,77	*0,80*
Total		98,79	*0,41*	99,03	*0,22*	99,05	*0,60*	99,50	*0,97*	99,49	*1,11*	99,36	*0,41*	99,23	*0,53*	99,22	*0,61*
Si	*apfu*	2,965 ±	*0,013*	2,974 ±	*0,002*	2,969 ±	*0,010*	2,950 ±	*0,006*	2,958 ±	*0,014*	2,969 ±	*0,012*	2,981 ±	*0,005*	2,965 ±	*0,024*
Ti		0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*
Al		1,040	*0,021*	1,028	*0,006*	1,033	*0,014*	1,046	*0,015*	1,050	*0,021*	1,035	*0,018*	1,019	*0,005*	1,037	*0,026*
Fe^{3+}		0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*
Mn		0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*
Mg		0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*
Ca		0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*
Ba		0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,031	*0,003*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,014	*0,028*
Na		0,121	*0,015*	0,108	*0,004*	0,102	*0,018*	0,090	*0,025*	0,112	*0,012*	0,101	*0,013*	0,064	*0,003*	0,060	*0,010*
K		0,900	*0,019*	0,910	*0,012*	0,924	*0,016*	0,911	*0,039*	0,904	*0,018*	0,920	*0,014*	0,956	*0,009*	0,943	*0,039*
Total		5,026	*0,008*	5,021	*0,005*	5,028	*0,011*	5,028	*0,022*	5,025	*0,006*	5,025	*0,008*	5,019	*0,008*	5,018	*0,014*
Albite	*%molécule*	11,9 ±	*1,5*	10,6 ±	*0,5*	10,0 ±	*1,7*	8,7 ±	*2,3*	11,1 ±	*1,2*	9,9 ±	*1,2*	6,3 ±	*0,3*	5,9 ±	*0,9*
Anorthite		0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*
Orthose		88,1	*1,5*	89,4	*0,5*	90,0	*1,7*	88,3	*2,4*	88,9	*1,2*	90,1	*1,2*	93,7	*0,3*	92,8	*2,9*
Celsiane		0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	3,0	*0,3*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	1,4	*2,8*
Total		100,0	*0,0*	100,0	*0,0*	100,0	*0,0*	100,0	*0,0*	100,0	*0,0*	100,0	*0,0*	100,0	*0,0*	100,0	*0,0*

Tableau VI-12 : Composition chimique moyenne des feldspaths potassiques présents dans les roches de Lemshuku

Faciès		Amphibolite		GGK		Pegmatite		GAB		GGQF		CSG		$CSGB_I$		Eponte Veine Qtz	
		n = 6		*n = 2*		*n = 5*		*n = 6*		*n = 7*		*n = 6*		*n = 3*		*n = 3*	
SiO_2	*%poids*	50,93 ±	*0,99*	60,81 ±	*0,42*	61,92 ±	*0,97*	60,85 ±	*1,05*	57,85 ±	*0,98*	44,75 ±	*0,71*	43,64 ±	*0,58*	43,53 ±	*0,49*
TiO_2		0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
Al_2O_3		30,63	*0,16*	24,50	*0,17*	24,09	*0,43*	24,39	*0,52*	26,73	*1,09*	35,34	*0,64*	35,69	*0,55*	35,34	*0,27*
Fe_2O_3		0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,06	*0,15*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
MnO		0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
MgO		0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
CaO		13,07	*0,30*	6,00	*0,05*	4,87	*1,40*	5,67	*0,90*	8,32	*0,80*	18,93	*0,49*	19,51	*0,11*	19,37	*0,23*
BaO		0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
Na_2O		4,23	*0,21*	8,05	*0,06*	8,52	*0,44*	8,47	*0,74*	6,77	*0,47*	0,87	*0,30*	0,53	*0,08*	0,56	*0,07*
K_2O		0,15	*0,10*	0,19	*0,03*	0,45	*0,39*	0,30	*0,09*	0,24	*0,11*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
Total		99,01	*0,78*	99,55	*0,63*	99,91	*0,84*	99,68	*0,50*	99,90	*0,95*	99,90	*0,56*	99,37	*1,03*	98,81	*0,16*
Si	*apfu*	2,339 ±	*0,023*	2,713 ±	*0,001*	2,748 ±	*0,033*	2,715 ±	*0,033*	2,592 ±	*0,047*	2,068 ±	*0,029*	2,032 ±	*0,006*	2,038 ±	*0,018*
Ti		0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*
Al		1,658	*0,020*	1,288	*0,001*	1,260	*0,021*	1,283	*0,033*	1,411	*0,050*	1,925	*0,032*	1,959	*0,008*	1,950	*0,017*
Fe^{3+}		0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,002	*0,005*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*
Mn		0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*
Mg		0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*
Ca		0,643	*0,018*	0,287	*0,004*	0,232	*0,067*	0,271	*0,044*	0,399	*0,037*	0,937	*0,026*	0,973	*0,013*	0,972	*0,014*
Ba		0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*
Na		0,377	*0,019*	0,697	*0,001*	0,733	*0,036*	0,733	*0,060*	0,588	*0,044*	0,078	*0,026*	0,048	*0,008*	0,051	*0,006*
K		0,009	*0,006*	0,011	*0,001*	0,025	*0,022*	0,017	*0,005*	0,014	*0,006*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*
Total		5,025	*0,019*	4,996	*0,000*	5,000	*0,011*	5,019	*0,016*	5,004	*0,018*	5,008	*0,004*	5,012	*0,010*	5,012	*0,010*
Albite	*%molécule*	36,6 ±	*1,4*	70,1 ±	*0,2*	74,1 ±	*4,5*	71,7 ±	*4,8*	58,7 ±	*3,6*	7,7 ±	*2,6*	4,7 ±	*0,7*	5,0 ±	*0,6*
Anorthite		62,5	*1,1*	28,9	*0,4*	23,3	*6,5*	26,6	*4,7*	39,9	*3,8*	92,3	*2,6*	95,3	*0,7*	95,0	*0,6*
Orthose		0,9	*0,6*	1,1	*0,1*	2,6	*2,3*	1,7	*0,5*	1,4	*0,7*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*
Total		100,0	*0,0*	100,0	*0,0*	100,0	*0,0*	100,0	*0,0*	100,0	*0,0*	100,0	*0,0*	100,0	*0,0*	100,0	*0,0*

Tableau VI-13 : Composition chimique moyenne des plagioclases présents dans les roches de Lemshuku

		BIOTITE							MUSCOVITE										
Faciès		GGK	Pegmatite	GAB					GGF	GGK	Pegmatite			GGMF				GGQF	
Echantillon		JF045	JF083	JF118	JF120	JF134	JF134	JF134	JF084	JF045	JF045	JF052	JF052	JF140a	JF140b	JF140b	JF140b	JF126a2	JF136a
Point		*71*	*19*	*36*	*26*	*41*	*45*	*53*	*11*	*80*	*76*	*62*	*66*	*57*	*67*	*68*	*71*	*15*	*7*
SiO_2	*%poids*	38,09	35,33	34,47	35,14	36,19	36,09	35,63	47,12	45,98	46,22	46,39	45,84	45,98	46,59	46,62	45,61	46,05	45,95
TiO_2		3,07	3,61	4,59	4,28	2,99	2,92	2,93	0,58	1,08	1,92	1,18	1,75	1,87	1,52	1,70	0,13	0,72	1,32
Al_2O_3		18,94	15,00	17,83	18,53	16,40	16,59	16,53	34,12	34,10	32,79	33,06	32,76	32,11	32,63	32,56	36,33	35,34	31,88
Cr_2O_3		0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,22	0,07	0,00	0,07	0,07	0,17
V_2O_3		0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,81	0,30	0,33	0,00	0,22	1,32
FeO		7,09	20,07	18,10	17,61	17,83	18,21	18,25	0,00	0,33	0,67	1,02	0,82	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,32	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		17,22	11,04	9,56	9,38	12,15	11,99	12,31	1,86	1,55	1,82	1,70	1,53	2,39	2,29	2,21	0,59	0,95	2,28
CaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO		0,00	0,00	0,00	1,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,39	0,35	0,31	0,34	0,32	0,41	0,41	0,52	0,33	0,31
K_2O		10,04	9,06	9,66	9,97	10,15	10,22	9,46	11,18	11,11	11,14	11,26	11,17	11,31	11,16	10,77	11,34	11,04	10,64
NiO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl		0,06	0,00	0,39	0,12	0,04	0,05	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O*		4,16	3,87	3,79	3,92	3,95	3,96	3,92	4,51	4,47	4,47	4,47	4,43	4,47	4,48	4,48	4,48	4,49	4,43
-O=F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
-O=Cl		-0,01	0,00	-0,09	-0,03	-0,01	-0,01	-0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		99,41	98,25	98,30	100,29	99,71	100,17	99,09	99,65	99,01	99,45	99,38	98,64	99,48	99,44	99,08	99,06	99,22	98,31
Si	*apfu*	5,475	5,479	5,306	5,329	5,477	5,449	5,423	6,259	6,171	6,197	6,228	6,200	6,173	6,230	6,242	6,106	6,148	6,220
^{IV}Al		2,525	2,521	2,694	2,671	2,523	2,551	2,577	1,741	1,829	1,803	1,772	1,800	1,827	1,770	1,758	1,894	1,852	1,780
^{VI}Al		0,683	0,220	0,541	0,640	0,402	0,402	0,389	3,601	3,564	3,378	3,460	3,422	3,254	3,373	3,380	3,838	3,709	3,306
Ti		0,332	0,421	0,531	0,488	0,341	0,331	0,335	0,058	0,109	0,193	0,119	0,178	0,189	0,153	0,171	0,013	0,072	0,135
Cr		0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,023	0,007	0,000	0,008	0,007	0,018
V		0,032	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,088	0,032	0,035	0,000	0,024	0,144
Fe^{2+}		0,852	2,603	2,331	2,234	2,257	2,299	2,323	0,000	0,037	0,075	0,114	0,093	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,039	0,037	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		3,690	2,553	2,194	2,120	2,742	2,699	2,793	0,368	0,311	0,363	0,340	0,309	0,478	0,456	0,442	0,117	0,189	0,460
Ni		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Oct		*5,645*	*5,834*	*5,597*	*5,482*	*5,741*	*5,750*	*5,840*	4,027	4,021	4,017	4,033	4,002	4,032	4,021	4,027	3,976	4,001	4,062
Ca		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba		0,000	0,000	0,000	0,082	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,075	0,102	0,092	0,081	0,089	0,083	0,106	0,106	0,134	0,086	0,082
K		1,841	1,792	1,896	1,928	1,959	1,968	1,837	1,895	1,903	1,906	1,929	1,927	1,937	1,905	1,840	1,936	1,880	1,838
Int		*1,841*	*1,792*	*1,896*	*2,010*	*1,959*	*1,968*	*1,837*	1,969	2,005	1,998	2,009	2,016	2,021	2,010	1,946	2,070	1,965	1,919
F		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl		0,015	0,000	0,102	0,030	0,010	0,013	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH		3,985	4,000	3,898	3,970	3,990	3,987	3,978	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Total		19,485	19,626	19,493	19,492	19,700	19,718	19,677	17,996	18,026	18,015	18,042	18,019	18,052	18,031	17,974	18,046	17,967	17,981

Tableau VI-14 : Composition chimique des biotites et des muscovites présentes dans les roches de Lemshuku

Faciès		GGQF		CSG		$CSGB_I$		$CSGB_{II}$	CSGS		Nodule N_I		MP		MI	
		n = 5		*n = 4*		*n = 8*		*n = 1*	*n = 4*		*n = 2*		*n = 3*		*n = 5*	
SiO_2	*%poids*	40,43 ±	*0,29*	41,38 ±	*0,32*	41,18 ±	*0,51*	41,25	41,23 ±	*0,32*	41,68 ±	*0,03*	41,97 ±	*1,31*	43,20 ±	*0,66*
TiO_2		1,52	*0,42*	1,29	*0,34*	0,80	*0,23*	0,62	1,23	*0,05*	0,54	*0,03*	0,35	*0,02*	0,31	*0,09*
Al_2O_3		17,76	*1,04*	16,66	*0,46*	14,68	*0,22*	15,22	15,70	*0,18*	15,02	*0,14*	13,66	*0,09*	13,00	*0,42*
Cr_2O_3		0,15	*0,19*	0,15	*0,09*	0,06	*0,14*	0,00	0,44	*0,03*	0,04	*0,05*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
V_2O_3		0,63	*0,41*	0,26	*0,16*	0,06	*0,13*	0,00	0,27	*0,02*	0,49	*0,05*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
FeO		0,29	*0,27*	0,78	*0,36*	0,21	*0,23*	0,00	0,45	*0,15*	0,27	*0,38*	0,00	*0,00*	1,91	*0,67*
MnO		0,15	*0,21*	0,15	*0,30*	0,04	*0,13*	0,00	0,49	*0,18*	0,55	*0,07*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
MgO		24,29	*1,71*	25,23	*0,68*	27,34	*0,46*	26,56	25,89	*0,33*	26,09	*0,37*	28,28	*0,38*	27,86	*0,20*
CaO		0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,10	*0,15*
BaO		0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	2,16	*0,39*	0,00	*0,00*
Na_2O		0,08	*0,07*	0,05	*0,06*	0,00	*0,00*	0,11	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,41	*0,02*	0,07	*0,10*
K_2O		10,42	*0,26*	10,43	*0,20*	10,37	*0,23*	10,12	10,50	*0,05*	10,94	*0,15*	9,00	*0,33*	9,63	*0,91*
NiO		0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
F		1,99	*1,22*	2,81	*0,48*	3,91	*0,84*	3,63	2,70	*0,53*	3,08	*0,46*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
Cl		0,01	*0,03*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,06	*0,06*
H_2O*		3,38	*0,61*	3,02	*0,23*	2,43	*0,40*	2,54	3,05	*0,26*	2,84	*0,19*	4,30	*0,06*	4,33	*0,04*
-O=F		-0,84	*0,52*	-1,18	*0,20*	-1,65	*0,36*	-1,53	-1,14	*0,22*	-1,30	*0,19*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
-O=Cl		0,00	*0,01*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	-0,01	*0,01*
Total		100,27	*1,23*	101,04	*0,74*	99,45	*0,91*	98,51	100,80	*0,48*	100,23	*0,63*	100,12	*0,74*	100,46	*0,62*
Si	*apfu*	5,602 ±	*0,074*	5,698 ±	*0,011*	5,761 ±	*0,043*	5,800	5,705 ±	*0,027*	5,807 ±	*0,027*	5,853 ±	*0,104*	5,967 ±	*0,057*
^{iv}Al		2,398	*0,074*	2,302	*0,011*	2,239	*0,043*	2,200	2,295	*0,027*	2,193	*0,027*	2,147	*0,104*	2,033	*0,057*
^{vi}Al		0,502	*0,134*	0,403	*0,065*	0,182	*0,050*	0,321	0,265	*0,039*	0,272	*0,017*	0,098	*0,072*	0,083	*0,031*
Ti		0,159	*0,042*	0,133	*0,035*	0,085	*0,024*	0,065	0,128	*0,006*	0,057	*0,004*	0,036	*0,003*	0,032	*0,009*
Cr		0,016	*0,021*	0,017	*0,010*	0,006	*0,015*	0,000	0,048	*0,004*	0,004	*0,006*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*
V		0,070	*0,046*	0,029	*0,018*	0,007	*0,014*	0,000	0,030	*0,002*	0,054	*0,006*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*
Fe^{2+}		0,034	*0,032*	0,090	*0,042*	0,024	*0,027*	0,000	0,052	*0,017*	0,031	*0,044*	0,000	*0,000*	0,221	*0,077*
Mn		0,018	*0,025*	0,017	*0,035*	0,005	*0,015*	0,000	0,057	*0,021*	0,064	*0,009*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*
Mg		5,017	*0,348*	5,180	*0,140*	5,702	*0,081*	5,567	5,340	*0,084*	5,419	*0,048*	5,881	*0,094*	5,735	*0,036*
Ni		0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*
Oct		5,815	*0,125*	5,869	*0,069*	6,012	*0,034*	*5,953*	5,921	*0,037*	5,902	*0,050*	6,015	*0,026*	6,070	*0,045*
Ca		0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,015	*0,022*
Ba		0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,118	*0,023*	0,000	*0,000*
Na		0,021	*0,020*	0,014	*0,016*	0,000	*0,000*	0,029	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,110	*0,005*	0,019	*0,026*
K		1,841	*0,047*	1,833	*0,031*	1,851	*0,036*	1,815	1,854	*0,007*	1,945	*0,037*	1,601	*0,079*	1,697	*0,168*
Int		1,862	*0,040*	1,847	*0,040*	1,851	*0,036*	*1,844*	1,854	*0,007*	1,945	*0,037*	1,829	*0,104*	1,731	*0,123*
F		0,876	*0,540*	1,225	*0,211*	1,729	*0,372*	1,615	1,183	*0,236*	1,355	*0,195*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*
Cl		0,003	*0,006*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,014	*0,014*
OH		3,121	*0,535*	2,775	*0,211*	2,271	*0,372*	2,385	2,817	*0,236*	2,645	*0,195*	4,000	*0,000*	3,986	*0,014*
Total		19,677	*0,158*	19,717	*0,045*	19,862	*0,022*	19,797	19,775	*0,036*	19,847	*0,013*	19,844	*0,124*	19,802	*0,083*

Tableau VI-15 : Composition chimique moyenne des phlogopites présentes dans les roches de Lemshuku

Faciès		CSG		$CSGB_I$		$CSGB_{II}$	$CSGB_{III}$	CSGS		Eponte Veine Qtz		Nodule N_{II}		Inclusion dans une tsavorite de veine	MI	
		n = 5		*n = 21*		*n = 6*	*n = 1*	*n = 9*		*n = 9*		*n = 5*		*n = 1*	*n = 5*	
SiO_2	*%poids*	54,77 ±	*0,43*	54,27 ±	*0,54*	54,75 ±	*0,86*	54,34	54,48 ±	*0,80*	53,47 ±	*1,28*	53,74 ±	*0,33*	55,43	55,07 ±	*0,48*
TiO_2		0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	0,00	*0,00*
Al_2O_3		1,45	*0,51*	1,01	*0,27*	1,01	*0,22*	1,14	1,60	*0,48*	1,09	*0,37*	1,20	*0,30*	0,62	0,30	*0,52*
Cr_2O_3		0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	0,14	*0,18*	0,01	*0,03*	0,02	*0,05*	0,00	0,00	*0,00*
V_2O_3		0,11	*0,15*	0,01	*0,04*	0,08	*0,09*	0,18	0,66	*0,52*	0,13	*0,30*	0,36	*0,24*	0,00	0,00	*0,00*
Fe_2O_3*		0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	0,00	*0,00*
FeO*		0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	0,00	*0,00*	0,04	*0,12*	0,00	*0,00*	0,00	1,01	*1,06*
MnO		0,00	*0,00*	0,02	*0,07*	0,18	*0,20*	0,50	0,45	*0,21*	0,15	*0,18*	0,38	*0,09*	0,00	0,12	*0,17*
MgO		18,73	*0,21*	19,00	*0,20*	18,87	*0,24*	18,55	18,15	*0,58*	18,98	*0,63*	18,16	*0,59*	19,09	19,07	*0,92*
CaO		25,72	*0,39*	25,96	*0,30*	25,77	*0,39*	25,81	25,09	*0,43*	25,82	*0,40*	25,55	*0,36*	26,03	25,76	*0,59*
Na_2O		0,24	*0,07*	0,17	*0,05*	0,16	*0,03*	0,14	0,34	*0,13*	0,14	*0,06*	0,23	*0,08*	0,00	0,12	*0,21*
K_2O		0,00	*0,00*	0,01	*0,02*	0,00	*0,00*	0,00	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	0,00	*0,00*
Total		101,02	*0,65*	100,44	*0,50*	100,83	*0,58*	100,66	100,90	*0,50*	99,84	*1,02*	99,64	*0,57*	101,18	101,43	*0,53*
Si	*apfu*	1,957 ±	*0,011*	1,954 ±	*0,010*	1,962 ±	*0,015*	1,955	1,953 ±	*0,017*	1,941 ±	*0,023*	1,954 ±	*0,013*	1,976	1,970 ±	*0,007*
^{iv}Al		0,043	*0,011*	0,040	*0,010*	0,034	*0,012*	0,045	0,047	*0,017*	0,044	*0,017*	0,044	*0,011*	0,024	0,010	*0,017*
^{vi}Al		0,018	*0,014*	0,003	*0,007*	0,009	*0,009*	0,003	0,020	*0,007*	0,003	*0,006*	0,008	*0,011*	0,002	0,002	*0,005*
Ti		0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	0,000	*0,000*
Cr		0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	0,004	*0,005*	0,000	*0,001*	0,001	*0,001*	0,000	0,000	*0,000*
V		0,003	*0,004*	0,000	*0,001*	0,002	*0,003*	0,005	0,019	*0,015*	0,004	*0,009*	0,011	*0,007*	0,000	0,000	*0,000*
Fe^{3+}		0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	0,000	*0,000*
Fe^{2+}		0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	0,000	*0,000*	0,001	*0,004*	0,000	*0,000*	0,000	0,030	*0,032*
Mn		0,000	*0,000*	0,000	*0,002*	0,005	*0,006*	0,015	0,014	*0,006*	0,005	*0,005*	0,012	*0,003*	0,000	0,004	*0,005*
Mg		0,997	*0,011*	1,020	*0,011*	1,008	*0,012*	0,995	0,969	*0,027*	1,028	*0,041*	0,984	*0,028*	1,014	1,017	*0,045*
Ca		0,985	*0,012*	1,001	*0,014*	0,990	*0,023*	0,995	0,963	*0,013*	1,004	*0,018*	0,995	*0,015*	0,994	0,987	*0,017*
Na		0,017	*0,005*	0,012	*0,004*	0,011	*0,002*	0,010	0,024	*0,009*	0,010	*0,005*	0,016	*0,006*	0,000	0,008	*0,014*
K		0,000	*0,000*	0,000	*0,001*	0,000	*0,000*	0,000	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	0,000	*0,000*
Total		4,020	*0,005*	4,031	*0,010*	4,021	*0,014*	4,023	4,014	*0,005*	4,039	*0,021*	4,023	*0,012*	4,011	4,028	*0,006*
XMg		1,000 ±	*0,000*	1,000 ±	*0,000*	1,000 ±	*0,000*	1,000	1,000 ±	*0,000*	0,999 ±	*0,004*	1,000 ±	*0,000*	1,000	0,971 ±	*0,031*
Wollastonite (Ca)	*%molécule*	49,7 ±	*0,2*	49,5 ±	*0,4*	49,5 ±	*0,6*	50,0	49,8 ±	*0,7*	49,4 ±	*1,1*	50,3 ±	*0,7*	49,5	48,5 ±	*0,3*
Enstatite (Mg)		50,3	*0,2*	50,5	*0,4*	50,5	*0,6*	50,0	50,2	*0,7*	50,5	*1,1*	49,7	*0,7*	50,5	50,0	*1,5*
Ferrosilite (Fe^{2+})		0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	0,0	*0,0*	0,1	*0,2*	0,0	*0,0*	0,0	1,5	*1,6*

Tableau VI-16 : Composition chimique moyenne des diopsides présents dans les roches de Lemshuku

Faciès		**Amphibolite**			**Pegmatite**	**CSGB$_l$**	**MP**	**MI**								
Echantillon		JF119	JF119	JF119	JF083	JF123b	JF025	JF081	JF088	JF088	JF088	JF088	JF094a	JF094a	JF094a	JF094a
Point		*45*	*51*	*55*	*18*	*40*	*13*	*19*	*22*	*32*	*35*	*38*	*52*	*55*	*56*	*63*
SiO_2	*%poids*	45,28	45,53	46,18	39,57	56,49	54,88	58,44	57,26	55,54	56,95	56,76	57,18	57,24	57,95	55,57
TiO_2		1,10	1,10	1,08	1,16	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		11,99	12,19	13,13	13,58	1,43	4,41	0,00	0,59	2,50	1,13	1,50	1,10	1,01	0,56	2,65
V_2O_3		0,10	0,08	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*		10,23	10,18	10,37	18,71	0,00	0,00	0,00	2,25	2,30	1,55	1,59	1,38	1,31	1,17	1,89
MnO		0,00	0,00	0,00	0,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		13,74	14,10	13,91	8,28	25,01	24,72	25,42	24,51	23,67	24,72	24,44	24,82	24,94	25,17	23,85
CaO		11,67	11,56	11,59	11,27	14,04	13,28	12,92	13,48	13,41	13,17	13,27	13,24	13,32	13,03	12,98
Na_2O		1,58	1,47	1,42	1,44	0,15	1,35	1,11	0,42	0,88	0,62	0,78	0,62	0,61	0,50	1,04
K_2O		0,40	0,39	0,39	1,94	0,16	0,48	0,07	0,13	0,46	0,30	0,43	0,44	0,40	0,31	0,49
NiO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O*		2,04	2,06	2,09	1,93	2,19	2,22	2,21	2,20	2,19	2,20	2,20	2,21	2,21	2,22	2,19
-O=F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
-O=Cl		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		98,14	98,66	100,24	98,36	99,47	101,50	100,16	100,85	100,95	100,64	100,98	100,99	101,03	100,91	100,67
Si	*apfu*	6,639	6,629	6,608	6,149	7,731	7,404	7,919	7,796	7,594	7,753	7,716	7,758	7,760	7,838	7,599
^{iv}Al		1,361	1,371	1,392	1,851	0,230	0,596	0,000	0,095	0,403	0,182	0,241	0,175	0,161	0,089	0,401
^{vi}Al		0,711	0,722	0,823	0,637	0,000	0,105	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026
Ti		0,121	0,121	0,116	0,136	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V		0,012	0,009	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}		1,255	1,240	1,241	2,432	0,000	0,000	0,000	0,257	0,263	0,176	0,181	0,157	0,149	0,132	0,216
Mn		0,000	0,000	0,000	0,064	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		3,003	3,061	2,968	1,917	5,101	4,972	5,135	4,975	4,824	5,017	4,953	5,019	5,040	5,076	4,862
Ca		1,834	1,803	1,776	1,876	2,059	1,920	1,876	1,967	1,965	1,921	1,932	1,925	1,935	1,889	1,902
Na		0,449	0,414	0,394	0,434	0,039	0,354	0,291	0,110	0,232	0,162	0,206	0,163	0,160	0,132	0,276
K		0,074	0,073	0,070	0,384	0,027	0,082	0,012	0,022	0,080	0,051	0,075	0,077	0,069	0,054	0,085
Ni		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH		2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total		17,459	17,443	17,396	17,880	17,188	17,448	17,233	17,222	17,361	17,263	17,304	17,274	17,274	17,210	17,368
X_{Mg}		0,705	0,712	0,705	0,441	1,000	1,000	1,000	0,951	0,948	0,966	0,965	0,970	0,971	0,975	0,958
Ca_B		1,834	1,803	1,776	1,876	2,000	1,920	1,876	1,967	1,965	1,921	1,932	1,925	1,935	1,889	1,902
$(Na)_B$		0,166	0,197	0,224	0,124	0,000	0,080	0,124	0,033	0,035	0,079	0,068	0,075	0,065	0,111	0,098
$(Ca+Na)_B$		2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Ca_A		0,000	0,000	0,000	0,000	0,059	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
$(Na+K)_A$		0,357	0,290	0,240	0,695	0,066	0,356	0,179	0,100	0,277	0,135	0,213	0,165	0,164	0,074	0,264

Tableau VI-17 : Composition chimique des amphiboles présentes dans les roches de Lemshuku

Faciès		**CSG**	**CSGB$_{III}$**	**CSGS**	**Eponte Veine Qtz**	**Nodule N$_{II}$**
		n = 1	*n = 5*	*n = 17*	*n = 10*	*n = 4*
SiO_2	*%poids*	43,37	44,72 ± 1,35	45,11 ± 0,74	43,55 ± 0,88	43,99 ± 0,28
TiO_2		0,00	0,00 0,00	0,00 0,00	0,00 0,00	0,00 0,00
Al_2O_3		28,80	28,53 0,30	28,01 0,40	28,63 0,34	28,04 0,07
FeO		0,00	0,05 0,12	0,00 0,00	0,00 0,00	0,00 0,00
MnO		0,00	0,00 0,00	0,00 0,00	0,00 0,00	0,00 0,00
MgO		0,00	0,00 0,00	0,01 0,03	0,00 0,00	0,00 0,00
CaO		19,99	19,26 0,53	18,95 0,51	19,87 0,31	18,86 0,31
Na_2O		2,23	2,51 0,09	2,82 0,21	2,31 0,10	2,91 0,09
K_2O		0,12	0,18 0,01	0,23 0,06	0,16 0,02	0,21 0,01
F		0,00	0,00 0,00	0,00 0,00	0,00 0,00	0,00 0,00
Cl		0,04	0,12 0,01	0,15 0,08	0,06 0,01	0,11 0,01
SO_3		0,00	0,00 0,00	0,00 0,00	0,00 0,00	0,00 0,00
CO_2		4,67	4,63 0,06	4,58 0,09	4,64 0,07	4,56 0,02
-O=F		0,00	0,00 0,00	0,00 0,00	0,00 0,00	0,00 0,00
-O=Cl		-0,01	-0,03 0,00	-0,03 0,02	-0,01 0,00	-0,03 0,00
Total		99,21	99,98 0,87	99,83 0,65	99,21 1,11	98,66 0,60
Si^{4+}	*apfu*	6,732	6,849 ± 0,115	6,929 ± 0,082	6,761 ± 0,050	6,852 ± 0,012
Al^{3+}		5,268	5,151 0,115	5,071 0,082	5,239 0,050	5,148 0,012
Ti^{4+}		0,000	0,007 0,015	0,000 0,000	0,000 0,000	0,000 0,000
Fe^{2+}		0,000	0,007 0,015	0,000 0,000	0,000 0,000	0,000 0,000
Mn^{2+}		0,000	0,000 0,000	0,000 0,000	0,000 0,000	0,000 0,000
Mg^{2+}		0,000	0,000 0,000	0,002 0,006	0,000 0,000	0,000 0,000
Ca^{2+}		3,324	3,162 0,126	3,119 0,089	3,306 0,079	3,147 0,052
Na^{+}		0,671	0,746 0,018	0,841 0,060	0,697 0,033	0,879 0,024
K^{+}		0,024	0,036 0,002	0,046 0,011	0,032 0,005	0,042 0,003
F		0,000	0,000 0,000	0,000 0,000	0,000 0,000	0,000 0,000
Cl		0,010	0,031 0,003	0,040 0,020	0,016 0,003	0,030 0,003
S		0,000	0,000 0,000	0,000 0,000	0,000 0,000	0,000 0,000
C		0,990	0,969 0,003	0,960 0,020	0,984 0,003	0,970 0,003
Total		17,019	16,957 0,084	17,007 0,043	17,034 0,087	17,068 0,059
%Méionite		82,7	80,2 ± 0,8	77,9 ± 1,8	81,9 ± 0,8	77,4 ± 0,5
Na/(Na+Ca)		0,168	0,191 ± 0,010	0,212 ± 0,016	0,174 ± 0,008	0,218 ± 0,005
Al/(Al+Si)		0,439	0,429 0,010	0,423 0,007	0,437 0,004	0,429 0,001

Tableau VI-18 : Composition chimique moyenne des scapolites présentes dans les roches de Lemshuku

Faciès		GAB		CSGB$_{III}$ Auréole+Scp		CSGB$_{III}$ Cœur	CSGS Auréole+Scp		CSGS Cœur	Eponte de veines de quartz		Nodule N$_I$ *Auréole*		Nodule N$_I$ *Cœur*		Nodule N$_{II}$ *Cœur*		Tsavorite de veine de quartz *Auréole*		Tsavorite de veine de quartz *Cœur*	
Point		*n = 3*		*n = 3*		*n = 1*	*n = 8*		*n = 1*	*n = 2*		*n = 2*		*n = 3*		*n = 4*		*n = 3*		*n = 5*	
SiO_2	*%poids*	37,51 ±	*0,55*	37,49 ±	*0,21*	38,83	37,31 ±	*0,57*	39,46	36,53 ±	*0,13*	39,75 ±	*0,96*	39,04 ±	*0,62*	39,08 ±	*0,74*	37,62 ±	*0,21*	39,00 ±	*0,41*
TiO_2		0,00	*0,00*	0,55	*0,40*	0,35	0,59	*0,43*	0,35	0,40	*0,02*	0,37	*0,01*	0,39	*0,01*	0,33	*0,04*	0,91	*0,12*	0,48	*0,30*
Al_2O_3		21,55	*0,29*	12,24	*1,58*	20,86	11,01	*3,12*	20,78	9,28	*0,47*	21,76	*0,52*	21,53	*0,43*	21,24	*0,38*	17,52	*0,82*	21,40	*1,18*
Cr_2O_3		0,00	*0,00*	2,45	*0,54*	0,35	3,22	*2,52*	0,86	2,58	*0,23*	0,16	*0,03*	0,13	*0,01*	0,23	*0,02*	0,97	*0,14*	0,23	*0,16*
Fe_2O_3*		0,59	*0,60*	0,14	*0,24*	0,00	0,00	*0,00*	0,00	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
V_2O_3		0,00	*0,00*	11,48	*1,68*	2,11	12,23	*2,40*	2,13	15,60	*0,28*	0,93	*0,11*	0,94	*0,06*	1,76	*0,09*	5,46	*1,08*	1,55	*1,13*
FeO*		29,35	*4,09*	0,00	*0,00*	0,00	0,00	*0,00*	0,00	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*	0,00	*0,00*
MnO		2,60	*1,49*	2,85	*1,48*	1,01	2,90	*1,51*	1,22	0,81	*0,01*	3,91	*3,64*	1,19	*0,05*	0,25	*0,29*	1,54	*0,43*	0,83	*0,41*
MgO		4,56	*0,44*	0,61	*0,13*	0,57	0,58	*0,17*	0,54	0,56	*0,03*	0,81	*0,32*	0,60	*0,05*	0,40	*0,05*	0,48	*0,10*	0,48	*0,13*
CaO		3,55	*3,31*	32,49	*1,41*	35,60	32,37	*1,78*	35,01	34,49	*0,30*	32,71	*3,92*	35,66	*0,18*	36,10	*0,20*	35,48	*0,44*	36,56	*0,49*
Total		99,70	*1,23*	100,28	*0,74*	99,68	100,21	*0,75*	100,33	100,25	*0,10*	100,39	*1,31*	99,49	*0,86*	99,40	*0,75*	99,96	*0,15*	100,53	*0,43*
Si	*apfu*	2,979 ±	*0,015*	2,951 ±	*0,004*	2,952	2,955 ±	*0,020*	2,976	2,915 ±	*0,015*	2,993 ±	*0,010*	2,963 ±	*0,013*	2,966 ±	*0,024*	2,906 ±	*0,007*	2,938 ±	*0,025*
^{iv}Al		0,021	*0,015*	0,049	*0,004*	0,048	0,045	*0,020*	0,024	0,085	*0,015*	0,007	*0,010*	0,037	*0,013*	0,034	*0,023*	0,094	*0,007*	0,062	*0,025*
		3,000	*0,000*	3,000	*0,000*	*3,000*	3,000	*0,000*	*3,000*	3,000	*0,000*	3,000	*0,000*	3,000	*0,000*	3,000	*0,000*	3,000	*0,000*	3,000	*0,000*
^{vi}Al		1,995	*0,034*	1,086	*0,142*	1,820	0,980	*0,280*	1,824	0,788	*0,028*	1,923	*0,016*	1,888	*0,030*	1,866	*0,034*	1,501	*0,074*	1,838	*0,085*
Ti		0,000	*0,000*	0,033	*0,024*	0,020	0,035	*0,025*	0,020	0,024	*0,002*	0,021	*0,000*	0,022	*0,000*	0,019	*0,002*	0,053	*0,007*	0,027	*0,017*
Cr		0,000	*0,000*	0,153	*0,034*	0,021	0,203	*0,161*	0,051	0,163	*0,015*	0,010	*0,002*	0,008	*0,001*	0,014	*0,001*	0,059	*0,009*	0,013	*0,009*
Fe^{3+}		0,035	*0,035*	0,008	*0,014*	0,000	0,000	*0,000*	0,000	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*
V^{3+}		0,000	*0,000*	0,725	*0,109*	0,129	0,778	*0,160*	0,129	0,998	*0,019*	0,056	*0,008*	0,057	*0,004*	0,107	*0,005*	0,339	*0,068*	0,094	*0,068*
		2,030	*0,009*	2,004	*0,022*	*1,990*	1,997	*0,010*	*2,023*	1,973	*0,007*	2,010	*0,006*	1,976	*0,026*	2,006	*0,033*	1,952	*0,009*	1,973	*0,019*
Fe^{2+}		1,952	*0,297*	0,000	*0,000*	0,000	0,000	*0,000*	0,000	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*	0,000	*0,000*
Mn		0,176	*0,103*	0,190	*0,099*	0,065	0,196	*0,103*	0,078	0,055	*0,001*	0,252	*0,237*	0,077	*0,003*	0,016	*0,019*	0,101	*0,028*	0,053	*0,026*
Mg		0,540	*0,043*	0,071	*0,016*	0,064	0,069	*0,021*	0,060	0,066	*0,003*	0,091	*0,038*	0,068	*0,004*	0,046	*0,005*	0,055	*0,011*	0,054	*0,015*
Ca		0,298	*0,273*	2,740	*0,109*	2,899	2,746	*0,119*	2,829	2,949	*0,022*	2,636	*0,261*	2,899	*0,048*	2,936	*0,046*	2,937	*0,026*	2,951	*0,031*
		2,966	*0,013*	3,001	*0,022*	*3,029*	3,010	*0,013*	*2,967*	3,070	*0,019*	2,979	*0,014*	3,044	*0,046*	2,998	*0,060*	3,093	*0,019*	3,058	*0,043*
Total		7,996	*0,007*	8,006	*0,001*	8,019	8,007	*0,009*	7,990	8,044	*0,012*	7,988	*0,008*	8,020	*0,020*	8,004	*0,027*	8,044	*0,010*	8,031	*0,026*
Pyrope	*%molécule*	18,2 ±	*1,4*	2,4 ±	*0,5*	2,1	2,3 ±	*0,7*	2,0	2,2 ±	*0,1*	3,1 ±	*1,3*	2,2 ±	*0,2*	1,5 ±	*0,2*	1,8 ±	*0,4*	1,8 ±	*0,5*
Almandin		65,8	*9,9*	0,0	*0,0*	0,0	0,0	*0,0*	0,0	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*
Spessartine		5,9	*3,5*	6,3	*3,3*	2,2	6,5	*3,4*	2,6	1,8	*0,0*	8,4	*7,9*	2,5	*0,1*	0,5	*0,6*	3,3	*0,9*	1,7	*0,8*
Andradite		1,7	*1,7*	0,4	*0,7*	0,0	0,0	*0,0*	0,0	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*	0,0	*0,0*
Uvarovite		0,0	*0,0*	7,6	*1,6*	1,1	10,2	*8,0*	2,5	8,3	*0,7*	0,5	*0,1*	0,4	*0,0*	0,7	*0,1*	3,0	*0,4*	0,7	*0,5*
Goldmanite		0,0	*0,0*	36,1	*5,2*	6,5	39,0	*7,9*	6,4	50,6	*0,8*	2,8	*0,4*	2,9	*0,3*	5,3	*0,2*	17,4	*3,5*	4,7	*3,4*
Grossulaire		8,4	*7,8*	47,1	*10,8*	88,2	42,1	*17,3*	86,5	37,2	*1,6*	85,2	*9,7*	91,9	*0,2*	91,9	*0,6*	74,6	*5,2*	91,1	*3,2*
		100,0	*0,0*	100,0	*0,0*	*100,0*	100,0	*0,0*	*100,0*	100,0	*0,0*	100,0	*0,0*	100,0	*0,0*	100,0	*0,0*	100,0	*0,0*	100,0	*0,0*

Tableau VI-19 : Composition chimique moyenne des grenats présents dans les roches de Lemshuku

Faciès		Pegmatite	CSGB$_{III}$		CSGS		Eponte de veines de quartz		Auréole nodule N$_I$		Auréole nodule N$_{II}$		Auréole de tsavorite (veine de quartz)	
		n = 1	*n = 3*		*n = 3*		*n = 4*		*n = 3*		*n = 5*		*n = 11*	
SiO_2	*%poids*	37,32	38,86 ±	0,50	38,58 ±	0,67	37,99 ±	0,15	41,60 ±	2,19	38,32 ±	0,18	38,47 ±	0,15
TiO_2		0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Al_2O_3		24,96	31,82	0,38	29,90	2,30	31,75	0,92	32,77	1,78	31,61	0,16	32,62	0,48
Cr_2O_3		0,00	0,21	0,05	0,54	0,37	0,30	0,14	0,18	0,18	0,28	0,06	0,17	0,11
Fe_2O_3*		11,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3		0,00	2,23	0,40	3,79	2,59	1,97	0,81	1,05	1,02	2,31	0,20	1,03	0,58
MgO		0,00	0,00	0,00	0,10	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03
CaO		23,60	24,53	0,29	24,11	0,64	24,63	0,29	23,96	0,63	24,48	0,15	25,01	0,24
Na_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O*		1,89	1,96	0,01	1,93	0,03	1,93	0,01	2,02	0,02	1,94	0,00	1,95	0,01
-O=F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
-O=Cl		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		99,47	99,60	0,36	98,94	0,73	98,66	0,25	101,58	0,34	98,94	0,22	99,27	0,55
Si^{4+}	*apfu*	2,966	2,976 ±	0,027	2,992 ±	0,013	2,943 ±	0,015	3,089 ±	0,140	2,960 ±	0,008	2,953 ±	0,013
Al^{4+}		0,034	0,024	0,027	0,010	0,010	0,057	0,015	0,000	0,000	0,040	0,008	0,047	0,013
Ti^{4+}		0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Al^{3+}		2,304	2,849	0,017	2,721	0,171	2,843	0,058	2,870	0,169	2,836	0,018	2,904	0,037
Cr^{3+}		0,000	0,013	0,003	0,033	0,023	0,018	0,009	0,010	0,011	0,017	0,004	0,010	0,006
Fe^{3+}		0,695	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}		0,000	0,137	0,024	0,237	0,166	0,123	0,051	0,062	0,061	0,143	0,012	0,063	0,036
Mg		0,000	0,000	0,000	0,011	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003
Ca		2,010	2,014	0,023	2,003	0,024	2,045	0,015	1,907	0,055	2,026	0,016	2,056	0,013
Na		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
F		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH		1,000	1,000	0,000	1,000	0,000	1,000	0,000	1,000	0,000	1,000	0,000	1,000	0,000
Total		9,013	9,012	0,015	9,008	0,011	9,036	0,012	8,940	0,064	9,022	0,008	9,035	0,007

Tableau VI-20 : Composition chimique moyenne des épidotes présentes dans les roches de Lemshuku

Faciès		**GGF**	**GGK**	**Pegmatite**	**GGMF**
		n = 10	*n = 3*	*n = 1*	*n = 1*
SiO_2	*%poids*	36,85 ± *0,55*	36,37 ± *0,62*	36,94	36,77
Al_2O_3		63,53 *0,48*	63,69 *0,28*	63,49	63,49
Cr_2O_3		0,07 *0,10*	0,11 *0,02*	0,00	0,13
V_2O_3		0,16 *0,16*	0,34 *0,31*	0,00	0,16
MnO		0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00	0,00
MgO		0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00	0,00
CaO		0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00	0,00
Total		100,61 *0,68*	100,51 *0,10*	100,43	100,55
Si	*apfu*	0,989 ± *0,010*	0,978 ± *0,015*	0,992	0,988
Al		2,010 *0,011*	2,019 *0,013*	2,010	2,010
Cr^{3+}		0,001 *0,002*	0,002 *0,000*	0,000	0,003
V^{3+}		0,003 *0,004*	0,007 *0,007*	0,000	0,003
Mn		0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000	0,000
Mg		0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000	0,000
Ca		0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000	0,000
Total		3,004 *0,003*	3,007 *0,005*	3,003	3,004

Tableau VI-21 : Composition chimique moyenne des kyanites présentes dans les roches de Lemshuku

Faciès		**GGF**	**GGK**	**Pegmatite**	**GAB**	**GGMF**
		n = 4	*n = 2*	*n = 4*	*n = 2*	*n = 2*
SiO_2	*%poids*	0,00 ± *0,00*	0,00 ± *0,00*	0,00 ± *0,00*	0,00 ± *0,00*	0,00 ± *0,00*
TiO_2		97,21 *1,05*	96,88 *0,78*	98,55 *1,07*	99,51 *1,20*	97,90 *0,82*
Al_2O_3		0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,06 *0,07*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*
Cr_2O_3		0,31 *0,06*	0,28 *0,07*	0,02 *0,04*	0,00 *0,00*	0,38 *0,16*
Fe_2O_3*		0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*
V_2O_3		1,80 *0,84*	2,40 *0,53*	0,43 *0,54*	0,55 *0,14*	2,31 *1,02*
FeO*		0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,17 *0,20*	0,48 *0,02*	0,00 *0,00*
MnO		0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*
MgO		0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*
CaO		0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*
BaO		0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*
Total		99,32 *0,46*	99,55 *0,18*	99,23 *0,85*	100,54 *1,04*	100,60 *0,36*
Si^{4+}	*apfu*	0,000 ± *0,000*	0,000 ± *0,000*	0,000 ± *0,000*	0,000 ± *0,000*	0,000 ± *0,000*
Ti^{4+}		0,983 *0,007*	0,978 *0,005*	0,995 *0,004*	0,993 *0,001*	0,979 *0,009*
Al^{3+}		0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,001 *0,001*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*
Cr^{3+}		0,003 *0,001*	0,003 *0,001*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,004 *0,002*
Fe^{3+}		0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*
V^{3+}		0,019 *0,009*	0,026 *0,006*	0,005 *0,006*	0,006 *0,002*	0,025 *0,011*
Fe^{2+}		0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,002 *0,002*	0,005 *0,000*	0,000 *0,000*
Mn		0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*
Mg		0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*
Ca		0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*
Ba		0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*
Total		1,006 *0,002*	1,007 *0,002*	1,002 *0,001*	1,004 *0,001*	1,007 *0,003*

Tableau VI-22 : Composition chimique moyenne des rutiles présents dans les roches de Lemshuku

Faciès		CSG	CSGB$_I$	CSGB$_{III}$	CSGS	Eponte des veines de quartz	Nodule N$_{II}$	Auréole de tsavorite (veine de quartz)	Tsavorite de veine (inclusion)
		n = 7	*n = 3*	*n = 4*	*n = 12*	*n = 4*	*n = 1*	*n = 1*	*n = 1*
SiO_2	*%poids*	30,16 ± *0,19*	29,91 ± *0,46*	30,21 ± *0,19*	30,34 ± *0,34*	30,38 ± *0,45*	29,48	29,68	30,57
TiO_2		36,33 *1,15*	35,20 *1,76*	33,83 *0,61*	33,39 *0,69*	34,31 *1,76*	33,51	31,43	33,26
Al_2O_3		2,91 *0,71*	4,14 *0,97*	3,81 *0,08*	3,92 *0,56*	4,33 *1,27*	2,46	5,44	4,60
Cr_2O_3		0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,11 *0,08*	0,14 *0,12*	0,00 *0,00*	0,24	0,00	0,11
V_2O_3		0,11 *0,20*	0,00 *0,00*	1,30 *0,60*	1,60 *0,80*	0,00 *0,00*	2,74	1,02	1,00
Fe_2O_3*		0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00	0,00	0,00
MgO		0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00	0,00	0,00
CaO		28,34 *0,27*	28,82 *0,25*	28,11 *0,28*	28,37 *0,33*	28,91 *0,14*	28,39	28,61	28,71
BaO		0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00	0,00	0,00
Na_2O		0,00 *0,00*	0,06 *0,11*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00	0,00	0,00
K_2O		0,00 *0,00*	0,03 *0,05*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00	0,00	0,00
F		0,00 *0,00*	1,26 *1,09*	2,19 *0,37*	1,98 *0,96*	1,15 *1,34*	0,00	2,19	0,00
H_2O*		1,13 *0,01*	0,52 *0,52*	0,13 *0,12*	0,24 *0,43*	0,62 *0,61*	1,10	0,07	1,15
-O=F		0,00 *0,00*	-0,53 *0,46*	-0,92 *0,16*	-0,83 *0,40*	-0,48 *0,56*	0,00	-0,92	0,00
Total		98,98 *0,52*	99,41 *0,46*	98,77 *0,32*	99,15 *0,46*	99,21 *0,48*	97,92	97,52	99,40
Si^{4+}	*apfu*	4,000 ± *0,000*	4,000 ± *0,000*	4,000 ± *0,000*	4,000 ± *0,000*	4,000 ± *0,000*	4,000	4,000	4,000
Ti^{4+}		3,623 *0,111*	3,541 *0,188*	3,369 *0,069*	3,310 *0,076*	3,398 *0,200*	3,419	3,186	3,273
Al^{3+}		0,455 *0,111*	0,652 *0,151*	0,595 *0,013*	0,609 *0,084*	0,671 *0,192*	0,394	0,865	0,709
Cr^{3+}		0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,011 *0,009*	0,015 *0,013*	0,000 *0,000*	0,026	0,000	0,012
V^{3+}		0,012 *0,021*	0,000 *0,000*	0,138 *0,063*	0,170 *0,086*	0,000 *0,000*	0,298	0,110	0,105
Fe^{3+}		0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000	0,000	0,000
Mg		0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000	0,000	0,000
Ca		4,027 *0,041*	4,130 *0,081*	3,988 *0,058*	4,008 *0,065*	4,079 *0,058*	4,128	4,131	4,026
Ba		0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000	0,000	0,000
Na		0,000 *0,000*	0,016 *0,028*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000	0,000	0,000
K		0,000 *0,000*	0,005 *0,008*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000	0,000	0,000
F		0,000 *0,000*	0,532 *0,463*	0,916 *0,159*	0,824 *0,400*	0,480 *0,563*	0,000	0,934	0,000
OH		1,000 *0,000*	0,468 *0,463*	0,115 *0,109*	0,207 *0,378*	0,541 *0,534*	1,000	0,066	1,000
Total		13,118 *0,055*	13,344 *0,162*	13,132 *0,122*	13,144 *0,128*	13,168 *0,147*	13,265	13,292	13,124

Tableau VI-23 : Composition chimique moyenne des titanites présentes dans les roches de Lemshuku

		PYRITE							PYRRHOTITE		
Faciès		GGF	GAB	CSG	CSGB$_I$	CSGS	Eponte des veines de quartz	Tsavorite de veine (inclusion)	CSG	CSGS	Eponte des veines de quartz
		n = 1	*n = 1*	*n = 17*	*n = 31*	*n = 7*	*n = 11*	*n = 3*	*n = 5*	*n = 10*	*n = 3*
V	*%poids*	0,00	0,00	0,00± *0,00*	0,00± *0,00*	0,00± *0,00*	0,00± *0,00*	0,00± *0,00*	0,00± *0,00*	0,00± *0,00*	0,04± *0,07*
Cr		0,00	0,00	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*
Fe		43,56	45,41	46,88 *0,35*	46,46 *0,52*	46,61 *0,29*	46,58 *0,70*	45,75 *0,60*	59,17 *0,67*	58,69 *0,53*	58,64 *0,16*
As		0,00	0,00	0,01 *0,06*	0,00 *0,00*	0,03 *0,07*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*
Ni		0,25	0,00	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,19 *0,15*	0,39 *0,09*	0,29 *0,03*
Co		0,00	0,00	0,04 *0,11*	0,00 *0,00*	0,04 *0,08*	0,00 *0,00*	0,07 *0,13*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*
Mo		0,00	0,00	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*
Zn		0,00	0,00	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*
Cu		2,16	0,00	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*
Mn		0,00	0,00	0,01 *0,05*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*	0,00 *0,00*
S		51,29	52,79	53,59 *0,29*	53,88 *0,57*	53,72 *0,15*	53,58 *0,28*	53,43 *0,29*	39,34 *0,38*	39,49 *0,58*	39,57 *0,15*
Total		97,26	98,20	100,53 *0,49*	100,34 *0,96*	100,40 *0,43*	100,16 *0,80*	99,26 *0,51*	98,70 *0,29*	98,57 *0,39*	98,54 *0,20*
V	*apfu*	0,000	0,000	0,000± *0,000*	0,000± *0,000*	0,000± *0,000*	0,000± *0,000*	0,000± *0,000*	0,000± *0,000*	0,000± *0,000*	0,001± *0,001*
Cr		0,000	0,000	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*
Fe		0,968	0,992	1,003 *0,005*	0,993 *0,007*	0,997 *0,004*	0,999 *0,010*	0,988 *0,012*	0,925 *0,011*	0,918 *0,011*	0,917 *0,002*
As		0,000	0,000	0,000 *0,001*	0,000 *0,000*	0,000 *0,001*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*
Ni		0,005	0,000	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,003 *0,002*	0,006 *0,001*	0,004 *0,000*
Co		0,000	0,000	0,001 *0,002*	0,000 *0,000*	0,001 *0,002*	0,000 *0,000*	0,002 *0,003*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*
Mo		0,000	0,000	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*
Zn		0,000	0,000	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*
Cu		0,042	0,000	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*
Mn		0,000	0,000	0,000 *0,001*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*	0,000 *0,000*
S		1,985	2,008	1,996 *0,005*	2,007 *0,007*	2,002 *0,003*	2,001 *0,010*	2,010 *0,012*	1,072 *0,009*	1,076 *0,011*	1,078 *0,002*
Total		3,000	3,000	3,000 *0,000*	3,000 *0,000*	3,000 *0,000*	3,000 *0,000*	3,000 *0,000*	2,000 *0,000*	2,000 *0,000*	2,000 *0,000*

Tableau VI-24 : Composition chimique moyenne des pyrites et des pyrrhotites présentes dans les roches de Lemshuku

		CHALCOPYRITE		SPHALERITE	CUBANITE	ANILITE	BORNITE	CHALCOCITE	Cu-PYRITE	ARSENOPYRITE
Faciès		**CSG**	**CSGS**	**CSGB$_I$**	**Eponte de veine de quartz**	**Nodule à tsavorite N$_I$**			**Tsavorite de veine (inclusion)**	**Auréole de tsavorite (veine de quartz)**
Point		*n = 1*	*n = 1*	*n = 11*	*n = 1*	*n = 1*	*n = 1*	*n = 1*	*n = 1*	*n = 1*
V	*%poids*	0.00	0.00	0.00 ± *0.00*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr		0.00	0.00	0.00 *0.00*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe		29.68	29.59	6.18 *0.11*	38.68	0.82	5.23	0.18	41.30	33.87
As		0.00	0.00	0.00 *0.00*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	42.40
Ni		0.00	0.00	0.00 *0.00*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co		0.00	0.00	0.00 *0.00*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mo		0.00	0.00	0.00 *0.00*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn		0.00	0.00	57.35 *0.45*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu		34.52	34.27	0.00 *0.00*	16.83	75.40	67.93	78.77	5.32	0.00
Mn		0.00	0.00	3.22 *0.06*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S		35.23	35.25	34.32 *0.19*	45.47	24.10	28.50	22.01	51.62	21.03
Total		99.43	99.11	101.06 *0.51*	100.98	100.32	101.66	100.96	98.23	97.30
V	*apfu*	0.000	0.000	0.000 ±*0.000*	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr		0.000	0.000	0.000 *0.000*	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe		0.978	0.977	0.105 *0.002*	1.750	0.083	0.456	0.005	0.912	0.995
As		0.000	0.000	0.000 *0.000*	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.928
Ni		0.000	0.000	0.000 *0.000*	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Co		0.000	0.000	0.000 *0.000*	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mo		0.000	0.000	0.000 *0.000*	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn		0.000	0.000	0.829 *0.005*	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cu		1.000	0.995	0.000 *0.000*	0.669	6.684	5.211	1.928	0.103	0.000
Mn		0.000	0.000	0.055 *0.001*	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
S		2.022	2.028	1.012 *0.004*	3.582	4.234	4.333	1.068	1.985	1.076
Total		4.000	4.000	2.000 *0.000*	6.000	11.000	10.000	3.000	3.000	3.000

Tableau VI-25 : Composition chimique moyenne des différents sulfures présents dans les roches de Lemshuku

Faciès		**Pegmatite**		**GGQF**		
Echantillon		JF059	JF059	JF126	JF126	JF126
Point		*30*	*31*	*27*	*28*	*29*
SiO_2	*%poids*	36,62	36,90	37,25	36,49	36,75
TiO_2		0,53	0,51	0,58	0,61	0,72
Al_2O_3		34,93	34,43	35,14	34,43	34,44
Cr_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3		0,00	0,00	0,15	0,16	0,21
B_2O_3		10,82	10,84	11,00	10,84	10,90
FeO*		0,55	0,53	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		10,15	10,61	10,63	10,66	10,85
CaO		1,04	1,01	1,37	1,73	1,62
BaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O		0,09	0,07	0,10	0,09	0,09
F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O*		3,73	3,74	3,79	3,74	3,76
-O=F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		98,47	98,64	100,01	98,73	99,34
B^{3+}	*apfu*	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Si^{4+}		5,881	5,916	5,885	5,853	5,859
Al^{4+}		0,119	0,084	0,115	0,147	0,141
		6,000	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*
Al Z		6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al^{3+}		0,493	0,421	0,430	0,361	0,329
Ti^{4+}		0,064	0,062	0,069	0,073	0,086
Cr^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}		0,000	0,000	0,019	0,021	0,027
Fe^{2+}		0,074	0,071	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		2,430	2,536	2,504	2,548	2,580
Ba		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
		3,061	*3,090*	*3,022*	*3,003*	*3,022*
Ca		0,179	0,173	0,232	0,297	0,276
Na		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K		0,018	0,014	0,019	0,019	0,018
		0,197	*0,197*	*0,251*	*0,316*	*0,294*
F		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH		4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
		4,000	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*
Total		19,080	19,104	19,042	19,022	19,040

Tableau VI-26 : Composition chimique des tourmalines présentes dans les roches de Lemshuku

Faciès	**GAB**	**GGMF**		**CSGS**				**Eponte de veine de quartz**
Echantillon	JF134	JF140b	JF140b	JF135a	JF135a	JF137	JF137	JF131b
Point	*55*	*62*	*69*	*60*	*63*	*39*	*45*	*86*
SO_3	0,00	1,93	2,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P_2O_5	43,49	43,83	45,46	43,67	43,84	42,89	44,03	43,72
V_2O_5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO_2	0,92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,16
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	3,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,93	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	50,29	51,70	47,85	54,93	54,94	55,38	55,71	54,99
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	0,00	0,76	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,16	0,00	0,00	0,07	0,07	0,17	0,18	0,06
H_2O*	1,72	1,78	1,85	1,79	1,80	1,76	1,79	1,76
-O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
-O=Cl	0,04	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,04	0,01
Total	100,35	100,93	99,08	100,45	100,64	100,31	101,67	100,67
S^{6+}	0,000	0,244	0,323	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
P^{5+}	5,907	5,832	6,194	6,000	6,000	5,976	6,000	5,980
As^{5+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{5+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Si^{4+}	0,093	0,000	0,000	0,000	0,000	0,024	0,000	0,020
Ti^{4+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,556	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg^{2+}	0,000	0,234	0,060	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca^{2+}	9,444	9,331	8,326	10,000	10,000	10,000	10,000	10,000
Sr^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na^{+}	0,000	0,247	0,306	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K^{+}	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F^{-}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl^{-}	0,047	0,000	0,000	0,021	0,021	0,048	0,049	0,017
OH^{-}	1,953	2,000	2,000	1,979	1,979	1,952	1,951	1,983
Total	18,000	17,887	17,221	18,000	18,000	18,000	18,000	18,000

Tableau VI-27 : Composition chimique des apatites présentes dans les roches de Lemshuku

Faciès	**GGQF**							**Auréole de nodule N_I**			
Echantillon	JF011	JF011	JF011	JF011	JF011	JF011	JF011	JF131a	JF131a	JF131a	JF131a
Point	*13*	*14*	*15*	*16*	*17*	*18*	*19*	*23*	*24*	*25*	*26*
SiO_2	23,98	23,15	23,67	33,64	27,82	35,23	24,06	16,69	16,50	24,55	28,83
TiO_2	59,43	61,79	60,92	47,43	60,91	53,37	61,25	64,53	66,36	58,30	52,32
Al_2O_3	2,23	2,36	2,40	1,95	2,60	3,07	2,26	4,88	2,56	2,10	6,73
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,13	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	0,67	0,55	0,54	0,51	0,68	0,62	0,69	1,47	1,46	0,96	1,41
FeO	1,45	1,33	1,42	5,27	1,49	1,97	1,15	3,80	3,95	5,14	1,61
MgO	0,24	0,28	0,24	0,23	0,30	0,20	0,29	0,08	0,08	0,07	0,14
CaO	1,83	1,87	1,91	1,49	2,02	1,67	1,80	0,44	0,32	0,37	0,33
Na_2O	0,18	0,16	0,17	0,14	0,13	0,00	0,13	0,12	0,14	0,17	0,19
K_2O	0,07	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,06	0,15	0,14	0,25	0,17
SO_2	0,12	0,15	0,00	0,00	0,11	0,00	0,11	0,22	0,18	0,17	0,23
UO_2	0,23	0,14	0,14	0,00	0,25	0,12	0,00	0,26	0,24	0,00	1,07
P_2O_5	0,91	0,86	0,86	1,14	1,27	0,90	0,66	3,04	2,70	2,29	2,11
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZrO_2	0,00	0,00	0,00	0,46	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SnO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
HfO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ThO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sc_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
As_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Bi_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sb_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MoO_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
WO_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb_2O_5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,13	0,14	0,21
Ta_2O_5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	91,33	92,72	92,36	92,49	97,83	97,41	92,46	95,78	94,76	94,51	95,34

Tableau VI-28 : Composition chimique des 'lemshukuites' présentes dans les roches de Lemshuku

6.2 Pétrologie des roches de Namalulu

6.2.1 Les gneiss graphiteux et les marbres dolomitiques

L'étude pétrologique et minéralogique des gneiss graphiteux et des marbres de Lemshuku a fait l'objet d'un article soumis au Canadian Mineralogist.

Les gneiss graphiteux de Namalulu étudiés sont des analogues aux GGMB de Lemshuku. Ils sont composés de quartz, de graphite et de plusieurs phases vanadifères : kyanite, muscovite et rutile. Les gneiss ont été affectés par une métasomatose calcique qui a conduit à la précipitation de la calcite et à la mobilisation de tous les éléments indispensables à la formation de la tsavorite.

L'unité de marbre dolomitique est divisée en plusieurs faciès : (i) marbre blanc; (ii) marbre jaune; (iii) marbre orange; (iv) marbre gris-blanc. Le marbre gris-blanc contient une lentille à anhydrite, gypse et dolomite (lentille I) et une lentille à calcite, scapolite, diopside, sulfures et graphite (lentille II). L'unité de marbre est caractérisée par des minéraux fluorés (fluoro-trémolite, fluoro-phlogopite, tainiolite, titanite), à baryum (feldspath, fluoro-phlogopite), à lithium et à bore (tainiolite, fluoro-trémolite). Il s'agit de la première description de la tainiolite en domaine métamorphique.

Les paragenèses des marbres permettent d'établir que les roches ont été affectées par un métamorphisme rétrograde de faciès amphibolite à P = 5,6-6,7 kbar et T = 630 ± 31°C.

Evidence of evaporites in the genesis of tsavorite deposits in Namalulu, Tanzania

Julien Feneyrol, Daniel Ohnenstetter, Gaston Giuliani, Anthony E. Fallick, Calire Rollion-Bard, Jean-Louis Robert, Elias P. Malisa

Submitted: 12 September 2011

Abstract

The Namalulu tsavorite (vanadian grossular up to 0.80 wt% V_2O_3) deposit in northeastern Tanzania occurs in metasomatised graphitic gneiss overlain by a dolomitic marble unit. These rocks belong to the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt. The graphitic gneiss is composed of quartz, V-kyanite (up to 0.44 wt% V_2O_3), V-muscovite (up to 0.97 wt% V_2O_3), V-rutile (up to 1.93 wt% V_2O_3) and graphite. This rock is affected by calcic metasomatism precipitating calcite and mobilizing the elements for tsavorite crystallization in quartz-calcite veins. The dolomitic marble unit is subdivided into four facies, from bottom to top: whitish marble, yellowish marble, orange marble, and white-grey marble hosting an anhydrite-gypsum-dolomite lens (lens I) and a calcite-scapolite-diopside-sulphides-graphite lens (lens II). This last unit is characterized by the presence of F-minerals (fluoro-tremolite, fluoro-phlogopite, tainiolite, titanite), up to 9.37 wt% F, and Ba-minerals (feldspar, fluoro-phlogopite), up to 7.55 wt% BaO. Lithium (up to 2.05 wt% Li_2O) and boron (up to 110 ppm) are also present in tainiolite and in fluoro-tremolite. This is the first description of metamorphic tainiolite. The protoliths of the Namalulu rocks correspond to organic matter-rich black shales, pure and magnesian carbonates, and evaporites. They were deposited in a marine coastal sabkha located at the eastern margin of the Congo-Kalahari cratons in the Mozambique Ocean during early Neoproterozoic. Tsavorite formed in the Ca-metasomatised gneiss during amphibolite facies retrograde metamorphism at P = 5.6-6.7 kbar and T = 630 ± 31°C.

Keywords: Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt, Tanzania, Namalulu, tsavorite, graphitic gneiss, carbonates, evaporites, tainiolite.

6.2.1.1 Introduction

Tsavorite, the green gemmy vanadian variety of grossular $Ca_3(Al, V)_2(SiO_4)_3$ has been reported only from the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt (Walton & Marshall

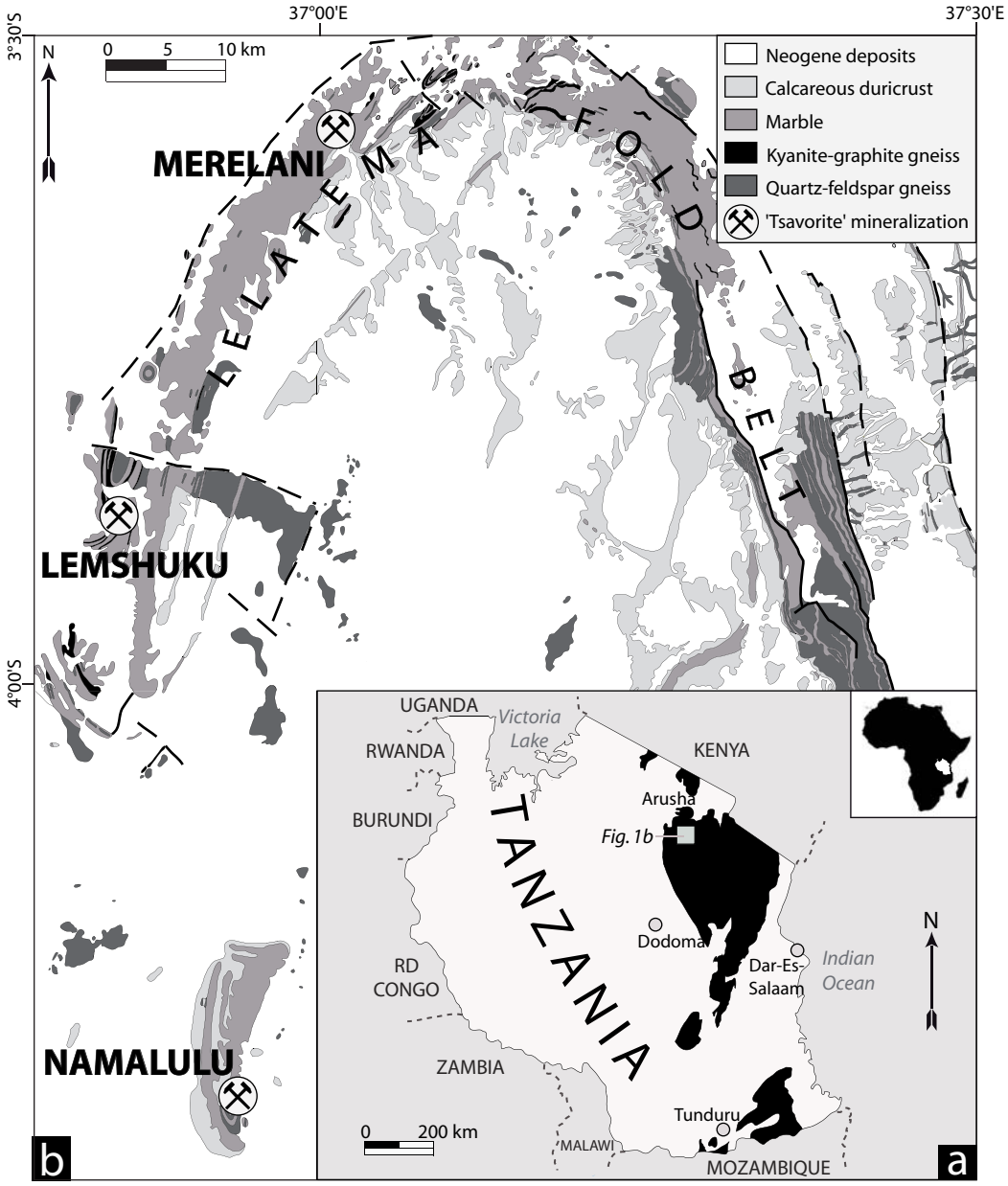


Figure VI-31: Locations of the tsavorite deposits from the Lelatema Fold Belt

a) Location of the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt (in black) in Tanzania (after Pinna et al., 2004). b) Geological map of the Lelatema Fold Belt area with the locations of the tsavorite deposits of Merelani, Lemshuku and Namalulu (mofified after Grainger 1964; Macfarlane 1965; unpublished Nabarera QDS n°87).

2007) of southeastern Kenya (Pohl & Niedermayr 1978; Suwa et al. 1996), northeastern and southeastern Tanzania (Bridges 1974; Malisa 1987; Malisa & Muhongo 1990; Feneyrol et al. 2010a), southern Madagascar (Mercier et al. 1997), the Swat Valley in Pakistan (Jackson 1992; Hussain 2005), and the Sør Rondane Mountains in East Antarctica (Osanai et al. 1990). The Namalulu tsavorite deposit was discovered in 2008 south of the Lelatema Fold Belt in northeastern Tanzania (Pardieu et al. 2010), which is well known for the tsavorite and tanzanite mineralizations of Merelani Hills and Lemshuku (Figures VI-31a et VI-31b). All these deposits are hosted

in graphitic gneiss strongly associated with marbles (Bridges 1974; Feneyrol et al. 2010a). The presence of scapolite in southeastern Kenya (Suwa et al. 1996), and gypsum and anhydrite in northeastern Tanzania (Malisa 1987: Feneyrol et al. 2010a) associated with tsavorite deposits suggest an evaporitic contribution to the genesis of these deposits. The aim of this work is to present the first petrographical and geochemical description of the Namalulu tsavorite-bearing graphitic gneiss and associated marbles, characterized by vanadian and/or F-rich minerals, in order to emphasize the presence of evaporites associated with the tsavorite deposits.

6.2.1.2 Geological setting

The Namalulu tsavorite deposit (4°18'49.68'' S - 36°56'43.8'' E), located about 110 km south-southeast of Arusha, northeastern Tanzania, and about 50 km south of the Lelatema Fold Belt (Figure VI-31b), belongs to the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt (Figure VI-31a; Pinna et al. 2004), that stretches from the Arabian-Nubian Shield to East Antarctica through Madagascar, South India, and Sri Lanka (Stern 1994; Kriegsman 1995; Jacobs et al. 1998; Meert 2003; Santosh et al. 2009). This belt results from the collision between East and West Gondwana during the closure of the Mozambican Ocean (Burke & Dewey 1972; Shackleton 1996).

In the Merelani area, almandine-kyanite/sillimanite-biotite gneiss, kyanite/sillimanite-graphite gneiss, biotite-graphite gneiss, calc-silicate rocks, quartz-sanidine-oligoclase-andesine gneiss, dolomitic marble and pegmatites have been described (Malisa 1987; Malisa & Muhongo 1990; Olivier 2006). At Lemshuku, the lithostratigraphic column is composed from bottom to top of quartzite, fine-grained graphitic gneiss, kyanite-graphitic gneiss with boudinaged pegmatite concordant to the foliation, biotite-almandine gneiss, fine-grained graphitic gneiss associated with siliceous and calc-silicate bands, kyanite-graphite gneiss and dolomitic marble (Feneyrol et al. 2010a;b). At Namalulu, the lithostratigraphic column is very similar to that of Lemshuku excepted for the marble unit which presents different facies variations. This unit is composed from bottom to top of: whitish fluoro-tremolite-bearing marble, whitish diopside-bearing marble, yellowish to orange marble, greyish marble, pinkish marble hosting concordant decametric lenses of gypsum-anhydrite (lens I), and white-grey marble containing a 3 m thick lens composed of calcite, diopside, scapolite, pyrite and graphite (lens II).

In Merelani, Lemshuku and Namalulu, the tsavorite deposits formed in hydrothermally altered graphitic gneiss at the contact with dolomitic marble (Malisa 1987; Feneyrol et al. 2010a;b). Tsavorite crystallizes: (i) within quartz-bearing veins, at the hinges of anticlinal folds,

that crosscut metasomatised graphitic gneiss according to the regional foliation; (ii) as nodules forming a horizon parallel to the foliation within the graphitic gneiss.

6.2.1.3 Analytical techniques

6.2.1.3.1 Back-scattered electron imaging, electron-probe micro-analyses and ion microprobe analyses

After classical petrographical studies, thin and polished sections of the Namalulu samples were examined under BSE imaging with a Hitachi S-4800 scanning electron microscope (SEM) at the Université Henri Poincaré, Vandœuvre-lès-Nancy. The EPMA were obtained on a Cameca SX100, with the following operating conditions for silicates and carbonates: accelerating voltage 15 kV, beam current 10 nA, raster length 0.03 µm, collection times of 10, 20 and 30 s, respectively for major, trace and halogen elements; and for sulfides: accelerating voltage of 20 kV, 10 nA, counting time of 10 s for S, Co, Fe and V, and 20 s for As, Ni, Mn and Cr. Operating conditions for the analyses of vanadium oxides were: accelerating voltage 15 kV, beam current 10 nA, raster length 0.03 µm, collection times of 10 s for Fe, 20 s for Mn and V, 30 s for Al and Mg, and 40 s for Ti and Cr. For tsavorite analyses, operating conditions were: accelerating voltage 15 kV, beam current 10 nA, raster length 0.30 µm, collection times of 10 s for Si, Al and Ca, 60 s for Fe and Mn, and 120 s for Ti, Mg, V and Cr. Data reduction were performed with the PAP program (Pouchou & Pichoir 1991).

The lithium and boron contents of (Li, B)-bearing phases have been measured in tainiolite and fluoro-tremolite on thin sections with a Cameca IMS3f ion probe at CRPG/CNRS, Vandœuvre-lès-Nancy, using the GB4 glass standard (384 ppm Li; 970 ppm B; Chaussidon et al. 1997) with the same analytical settings as described in Chaussidon & Albarède (1992).

6.2.1.3.2 Carbon and oxygen isotopes

The C and O isotopic analyses for graphite and carbonates were performed at CRPG/CNRS, Vandœuvre-lès-Nancy. 0.2 mg of separated graphite crystals from graphitic gneiss and lens of graphite-bearing marble (lens II) were combusted at 1070°C for less than 10 s in the elementary analyzer EuroVector EA3000 with 30 ml of O_2 and under a pressure of 46 kPa. The extracted CO_2 was analyzed by mass spectrometry on an Elemental IsoPrime, with a reproducibility of ± 0.1 ‰. Carbon dioxide was extracted from powdered calcite-dolomite mixtures from the marbles (McCrea 1950) with: (i) reaction with H_3PO_4 at 25°C over 3 hours for calcitic phase; (ii) reaction at 50°C for at least one week for dolomite. The extracted CO_2 was analyzed

by mass spectrometry on a VG 602D mass spectrometer. The reproducibility is ± 0.1 ‰ for C and O isotopic analyses. The results are reported in delta per mil relative to VSMOW for oxygen and VPDB for carbon.

Tsavorite oxygen isotope analyses were performed at SUERC using a modification of the laser-fluorination technique described in Giuliani et al. (2005). The method involves complete reaction of ~1 mg of powdered tsavorite, heated by a CO_2 laser, with ClF3 as the fluorine reagent. The released oxygen is passed through an in-line Hg-diffusion pump before conversion to CO_2 on platinised graphite. The yield is measured by capacitance manometer and the isotopic composition determined on a VG SIRA 10 dual inlet isotope ratio mass spectrometer. Precision and accuracy are ± 0.1‰ (1σ) and NBS 28 gives $\delta^{18}O$ of 9.6 ‰ relative to VSMOW.

6.2.1.4 Mineral parageneses and chemistry

Outcrops in the Namalulu area are scarce and very weathered. As a consequence, only four types of rocks from the lithostratigraphic column are described in the following: (i) the metasomatised graphitic gneiss which hosts the tsavorite mineralization; (ii) all the different kind of marbles; (iii) the various evaporite-bearing lenses included in the marble unit; (iv) the tsavorite mineralization.

6.2.1.4.1 Ca-metasomatised graphitic gneiss (sample JF101)

The metasomatised graphitic gneiss displays a foliation parallel to the stratification. This S_{0-1} plane strikes N005° with a dip of 60° to the north-northwest (Figure VI-32a) and is concordant to the regional foliation observed in the areas of Merelani (Grainger 1964; Macfarlane 1965; Malisa 1987; Muhongo et al. 1999) and Lemshuku (Grainger 1964; Feneyrol et al. 2010a). The rock is isoclinally folded (Figure VI-32b), and the metasomatic event is underlain by breccia, presences of pluricentimetric calcite-bearing veins and silicification zones parallel to the foliation, or more rarely tsavorite nodules concordant to the S_{0-1} plane (Figure VI-32a). The thickness of the graphitic gneiss unit is unknown. However comparison to Lemshuku suggests such metasomatised graphitic gneiss is about 10 meters thick (Feneyrol et al. 2010a).

The metasomatised graphitic gneiss is composed by calcite (40%), quartz (35%), graphite (15%), blue kyanite (< 5%) sometimes of gem quality, green muscovite (< 5%), and rutile (1%). Sillimanite and zircon are accessory minerals (< 1%). Calcite is present between all the other minerals showing that its crystallization is due to Ca-metasomatism that has dissolved the feldspars. This metasomatism is associated with calcite-infilled fractures, up to 0.3 mm thick,

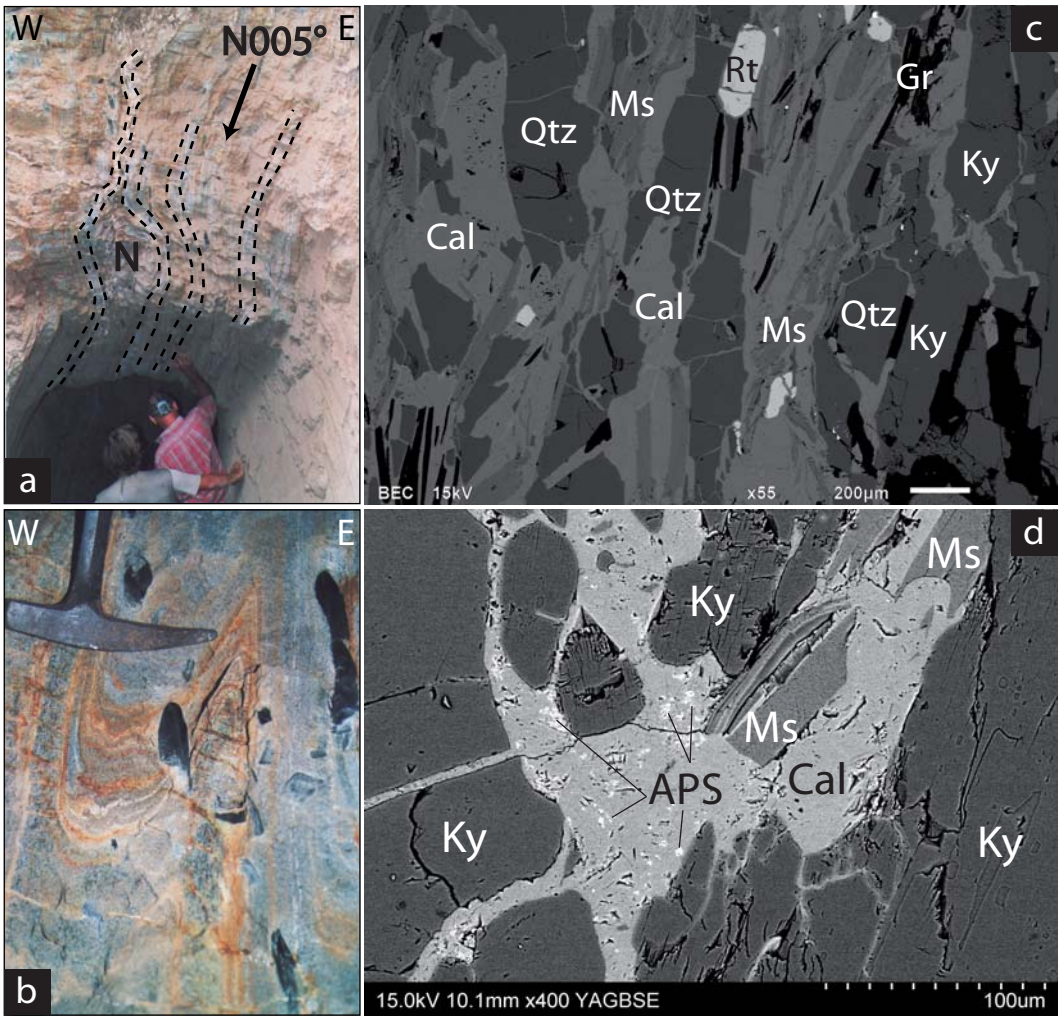


Figure VI-32: The tsavorite-bearing graphitic gneiss from Namalulu

a) Aspect of the metasomatised graphitic gneiss characterized by the presence of calcite veins (dotted lines) and tsavorite-bearing nodules (N). The rocks are strongly weatherd. b) Isoclinal tight folds within the graphitic gneiss showing the kind of deformation affecting the Namalulu rocks. c) Back-scattered electron image of the metasomatised graphitic gneiss paragenesis showing the assemblage of quartz (Qtz), kyanite (Ky), muscovite (Ms), graphite (Gr) and rutile (Rt) affected by brecciation, Ca-metasomatism and calcite (Cal) deposition. d) Back-scattered electron image of aluminium phosphate sulphate (APS) minerals (small white flakes) within calcite (Cal) breccia-veinlets affecting kyanite (Ky) and muscovite (Ms).

affecting all the minerals. Two main directions of fracture are identified (Figure VI-32c): (i) parallel to the foliation; (ii) between 90° and 120° from the foliation plane.

Quartz, up to 2 mm in size, is sometimes cataclased and can contain 0.4 mm long rod-shaped sillimanite as well as zircons. Kyanite, green muscovite and graphite are elongated according to the foliation plane, up to 2 cm for kyanite, and 1 mm for muscovite and graphite (Figure VI-31c). Some kyanite grains present droplets of calcite less than 10 µm large and tens of micron long rod-shaped sillimanite. Muscovite is more rarely observed and it is oriented at ca. 90° from the foliation plane without an elongated shape. Graphite is found either as 1 mm long undeformed platelets, or as smaller slightly ductile folded platelets when associated with

calcite. Its $\delta^{13}C$ values between -19.95 and -19.92 ‰ indicate an organic matter origin for carbon (Tableau VI-29). Rutile, 0.3 mm in size, is found with quartz. Zircon crystals, 30 µm in size, are associated with rutile and/or quartz.

Kyanite, muscovite and rutile are all vanadiferous. Kyanite has a V_2O_3 content between 0.23 and 0.44 wt%, and contains CaO up to 0.08 wt% (Tableau VI-30). Green muscovite contains between 0.46 and 0.97 wt% V_2O_3, and its TiO_2 and MgO contents range from 0.15 to 1.88 wt% and from 1.48 to 2.01 wt% respectively (Tableau VI-31). Na_2O (0.20- 0.40 wt%) and Cr_2O_3 (up to 0.31 wt%) are also present in the mica. The vanadium content of rutile is comprised between 1.53 and 1.93 wt% V_2O_3 (Tableau VI-30). Cr_2O_3, between 0.20 and 0.28 wt%, and little CaO, up to 0.22 wt%, are also present. The average formula for rutile is $Ti_{0.98}V_{0.02}(Cr, Ca)_{<0.01}O_2$.

The calcite-infilled veins, up to 2 cm thick, contains calcite (> 85%) with relict (< 0.2 mm) quartz (< 10%), kyanite, muscovite, rutile and aluminium phosphate-sulfate (APS) minerals (1%), while graphite (5%) is thinner and smaller than in the gneiss (Figures VI-32c et VI-32d). In the thicker veins, calcite is seen as very small grains (< 0.1 mm). Kyanite and muscovite are almost dissolved by metasomatic calcite due to fluid percolation, and kaolinite and chlorite are found instead. The composition of the APS minerals have been analysed but their size, smaller than 5 µm, has not permitted a complete analysis because of influence from the surrounding calcite. However it contains the following elements: O, Al (15.34 wt% Al_2O_3), Ca (22.60 wt% CaO), P (12.73 wt% P_2O_5), S (3.46 wt% SO_2), Sr (2.88 wt% SrO), Fe (6.56 wt% FeO), Ba (5.39 wt% BaO) and K (1.00 wt% K_2O). The Al, P and S chemical composition of the APS mineral indicate that it belongs to the woodhouseite-crandallite series [$(Ca,Sr)Al_3(PO_4/SO_4)(OH)_6$ - $(Ca,Sr,Ba)H(Al,Fe)_3(PO_4)(OH)_6$].

6.2.1.4.2 Marbles

For the marble unit, the facies are from bottom to top: whitish marble, yellowish marble, orange marble, greyish marble, white-grey marble hosting the lenses. The total thickness of this unit could be estimated as in Lemshuku at greater than 12 meters (Feneyrol et al. 2010a).

Carbonates in all the types of marble are mostly dolomite, between $(Ca_{0.50}Mg_{0.50})CO_3$ and $(Ca_{0.52}Mg_{0.48})CO_3$ associated with minor calcite (Tableau VI-32). Dolomite and calcite from the different facies of marble give $\delta^{13}C$ values between 2.2 to 3.2 ‰, and $\delta^{18}O$ values between 22.1 to 27.6 ‰ (Figure VI-33; Tableau VI-29).

Rocks	Graphitic gneis	Carbonates rocks						
		Whitish	Yellowish	Orange	White-grey	Type lens I	Nodule	Type lens II
Sample	JF101	JF112	JF110a	JF110b	JF109	JF106	JF107	JF060
Calcite								
$\delta^{13}C$ (‰VPDB)	-	3.2	2.2	3.2	2.7	2.0	2.2	-2.6
$\delta^{18}O$ (‰VSMOW)	-	27.6	25.9	23.9	25.1	26.0	23.5	23.5
Dolomite								
$\delta^{13}C$ (‰VPDB)	-	3.3	2.2	2.9	2.6	2.1	2.7	-2.5
$\delta^{18}O$ (‰VSMOW)	-	26.1	24.2	22.1	23.6	25.3	24.2	23.7
Graphite								
$\delta^{13}C$ (‰VPDB)	-19.9	-	-	-	-	-	-	-7.2 ± 0.6 (n = 6)
$\Delta^{13}C_{Cal\text{-}Gr}$ (‰)	-	-	-	-	-	-	-	4.5 ± 0.5
Temperature (°C)								
Wada & Suzuki 1983	-	-	-	-	-	-	-	627 ± 31
Dunn & Valley 1992	-	-	-	-	-	-	-	630 ± 31
Kitchen & Valley 1995	-	-	-	-	-	-	-	616 ± 47

Tableau VI-29: Carbon and oxygen isotopic compositions of the different types of marble from the Namalulu deposit and the temperatures calculated using the calcite-graphite thermometers of Wada & Suzuki (1983), Dunn & Valley (1992) and Kitchen & Valley (1995)

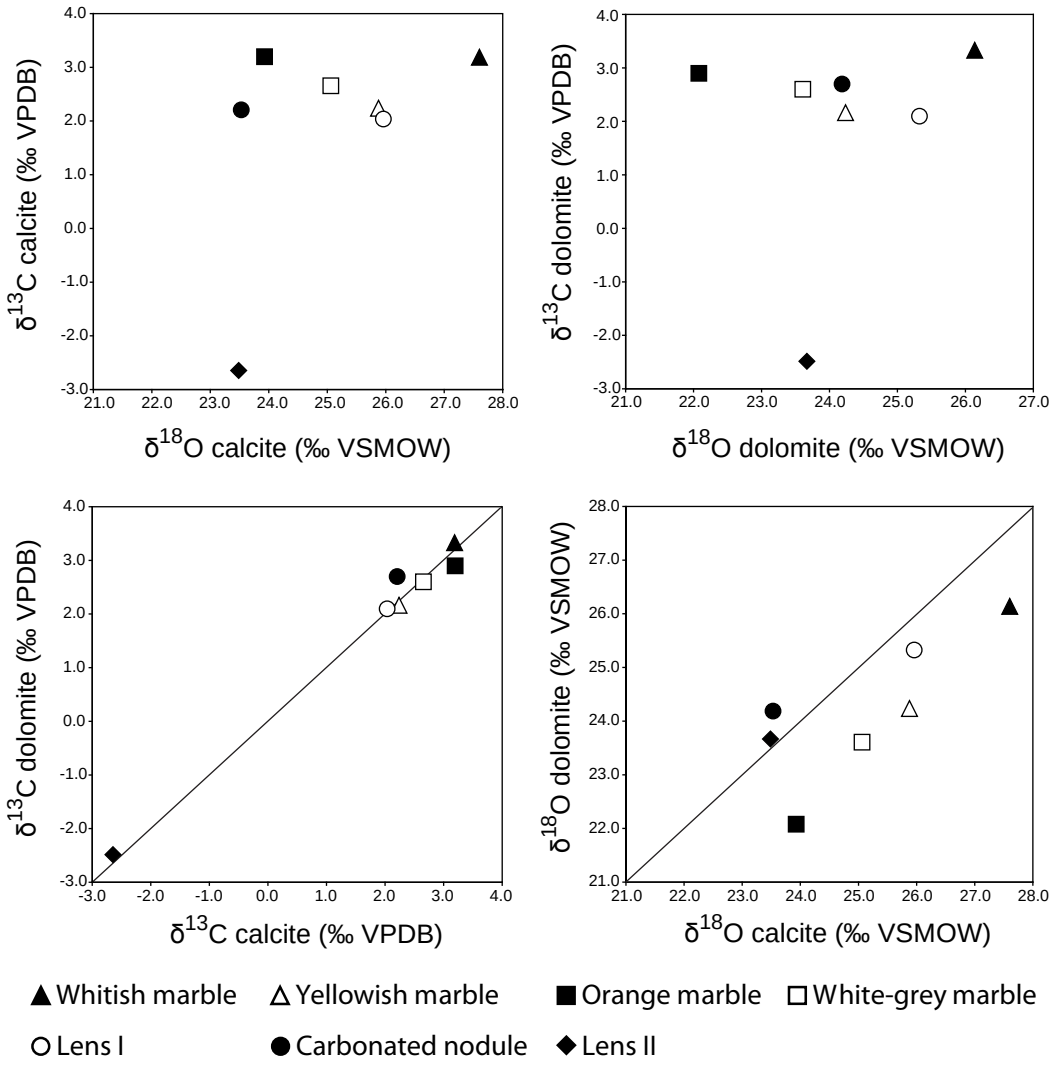


Figure VI-33: Oxygen and carbon isotopic compositions of calcite and dolomite (‰ vs VSMOW and VPDB) from the different types of marble associated with the Namalulu tsavorite deposit

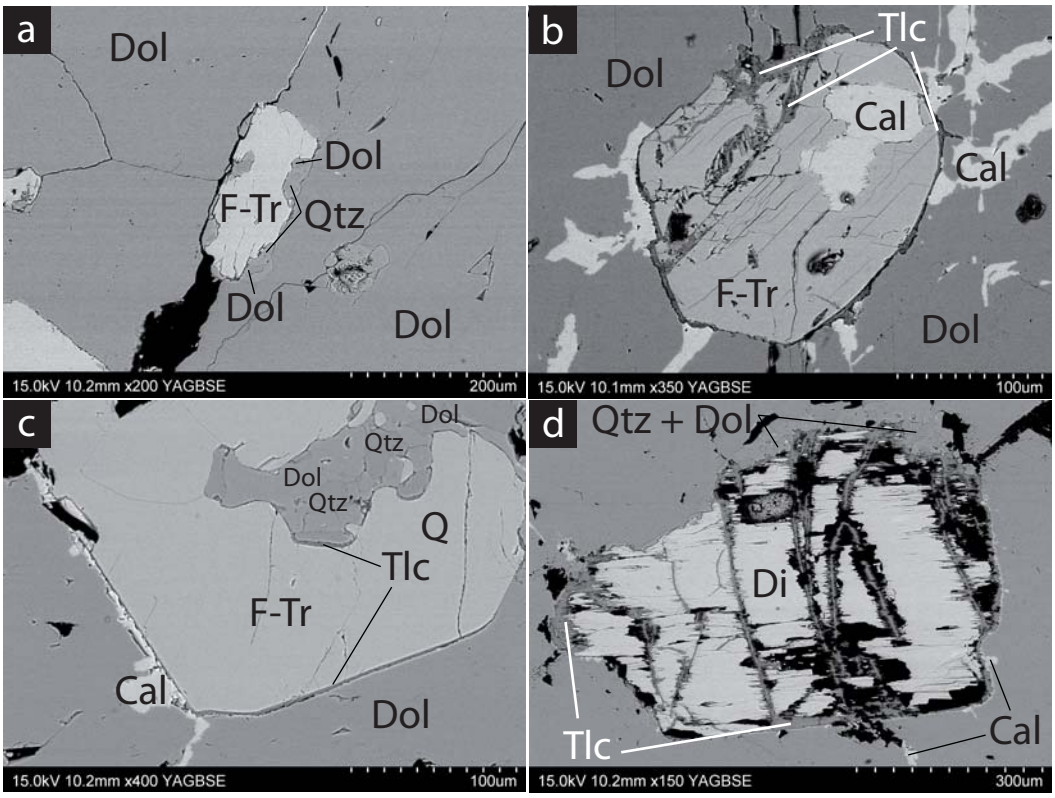


Figure VI-34: Minerals equilibria in the marbles from Namalulu

Back-scattered electron images in marbles of: a) Fluoro-tremolite (F-Tr) being replaced by dolomite (Dol) + quartz (Qtz) in the whitish marble. b) Fluoro-tremolite (F-Tr) being replaced by calcite (Cal) + talc (Tlc) in the carbonated nodule. c) Fluoro-tremolite (F-Tr) being replaced by dolomite (Dol) + quartz (Qtz) or calcite (Cal) + talc (Tlc) in the whitish marble. d) Diopside (Di) being replaced by dolomite (Dol) + quartz (Qtz) or calcite (Cal) + talc (Tlc) in the whitish marble.

6.2.1.4.2.1 Whitish dolomitic marble (sample JF112)

The marble is composed of whitish to greyish medium-grained dolomite I (first generation), up to 4 mm in size, with accessory (< 1%) fluoro-tremolite, diopside, quartz, fluoro-phlogopite and calcite. Several textural relationships occur in the dolomitic marble: (i) Fluoro-tremolite, less than 0.5 mm in size, displays slight amiboidal boundaries with dolomite I, and is sometimes partially replaced by dolomite II of second generation and quartz (Figure VI-34a), and/or rimmed by calcite and talc (Figures VI-34b et VI-34c). (ii) Most of the diopside grains, up to 1 mm in size, have a micrometric talc rim, surrounded by another rim of quartz and/or calcite. In addition, diopside is affected by fractures indicating a sinistral shearing constraint and showing diopside replacement by talc (Figure VI-34d). (iii) Cataclased bands, about 0.5 mm long and 0.3 mm across and sharing wavy contacts with dolomite I, are made of dolomite II, quartz and fluoro-phlogopite. The micas, up to 150 µm long, display amiboidal contacts with dolomite II and quartz.

Fluoro-tremolite contains F, between 3.67 and 3.77 wt% (Figure VI-35; Tableau VI-

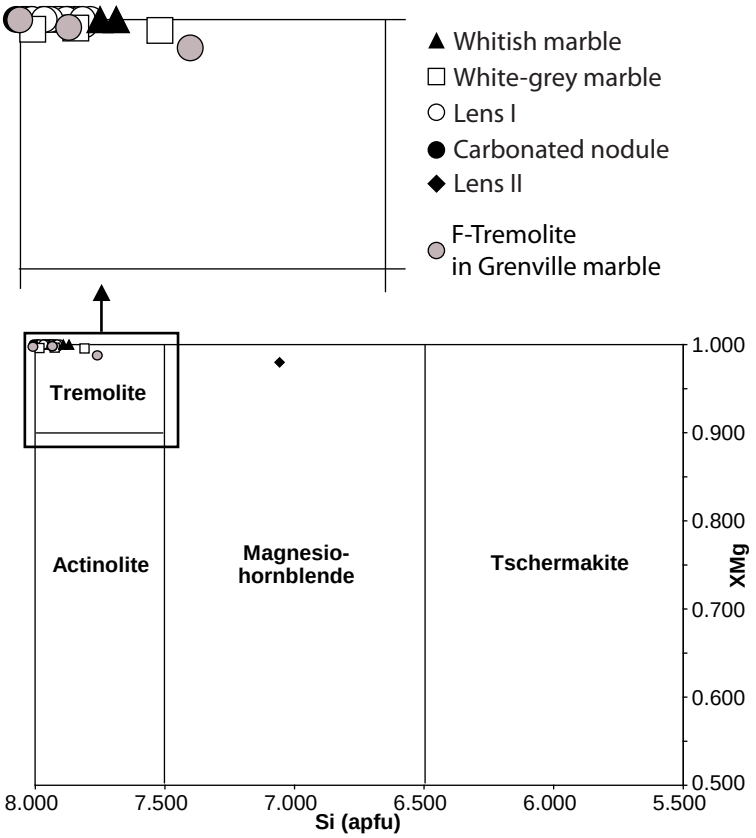


Figure VI-35: Si (apfu) vs X_{Mg} (X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)) diagram showing the composition of the F-tremolites from the Namalulu deposit and compared to the occurrences of Grenville marble (Valley et al. 1982)

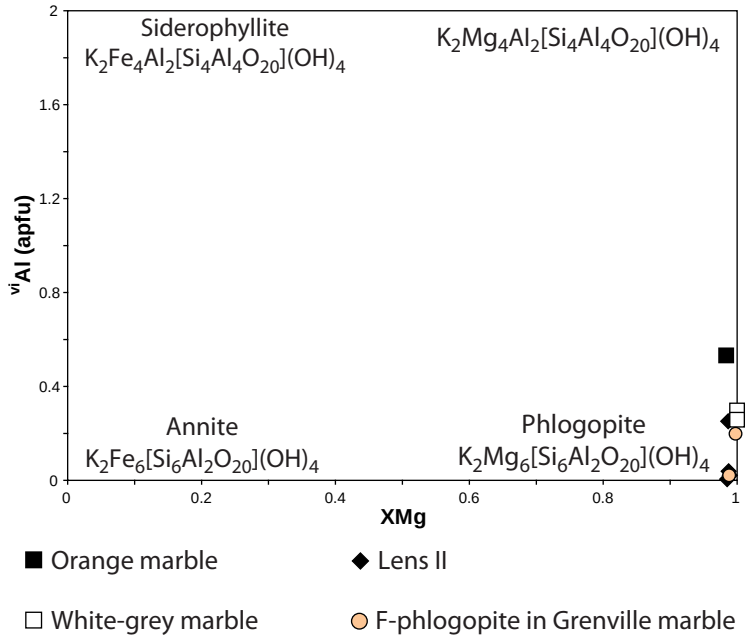


Figure VI-36: X_{Mg} (X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)) vs ^{vi}Al (apfu) diagram showing the chemical composition of the F-phlogopites from the Namalulu deposit

The composition of the F-phlogopites found in the marbles from Grenville are reported (Valley et al. 1982).

33), while the F content of fluoro-phlogopite reaches 8.41 wt% (Figure VI-36; Tableau VI-34). Minor amounts of Al_2O_3, Na_2O and K_2O, respectively up to 1.11, 0.97 and 0.42 wt%, are also present in the fluoro-tremolite. Fluoro-phlogopite contains minor Ti, Na and Cl but high BaO content, up to 2.14 wt%. Diopside composition is located on the pure diopside pole (Figure VI-37; Tableau VI-35).

6.2.1.4.2.2 Yellowish dolomitic marble (sample JF110a)

The yellowish marble is composed by medium-grained dolomite I, up to 3 mm in size, with accessory (< 1%) quartz, muscovite and pyrite. Muscovite has only been observed in this type of marble. Elongated cataclased bands, up to 2.5 mm long, are comprised of quartz, muscovite and dolomite II. These minerals share amiboid contacts. Muscovite, quartz and pyrite are also found as inclusions, up to 0.3 mm in size, within dolomite grains and muscovite has the same orientation as the cataclased bands. The mica displays high TiO_2 and MgO contents, respectively up to 1.68 and 1.75 wt%, with minor amount of Na_2O, up to 0.21 wt% (Tableau VI-31). Fluid inclusions cavities in dolomite, less than 100 µm in size, are filled by accidental phlogopite.

6.2.1.4.2.3 Orange dolomitic marble (sample JF110b)

This marble is composed of an assemblage of medium-grained dolomite, up to 3 mm in size, with scarce 0.4 mm sized calcite (< 1%) and fluoro-phlogopite (3%). The mica contains F, up to 2.06 wt%, and minor Ti_2O and FeO, respectively up to 0.86 and 0.72 wt% (Figure VI-36; Tableau VI-34). Fluid inclusion cavities in dolomite, less than 80 µm in size, are filled by accidental calcite, pyrite and apatite.

6.2.1.4.2.4 White-grey dolomitic marble (sample JF109)

This marble is composed of whitish to greyish grains of dolomite I, up to 3 mm, with rare (1%) quartz, fluoro-tremolite, fluoro-phlogopite and pyrite. These minerals, except pyrite, are found in cataclased bands, up to 1.3 mm long, in association with dolomite II. Fluoro-tremolite and fluoro-phlogopite display amiboidal contacts with quartz and dolomite II that partially replace the two minerals. Minor fluoro-phlogopite, pyrite and iron oxide are found as isolated and well-preserved grains, up to 0.2 mm in size, in dolomite I grains.

F content is higher in the fluoro-phlogopite (4.80-4.83 wt%; Figure VI-36; Tableau VI-

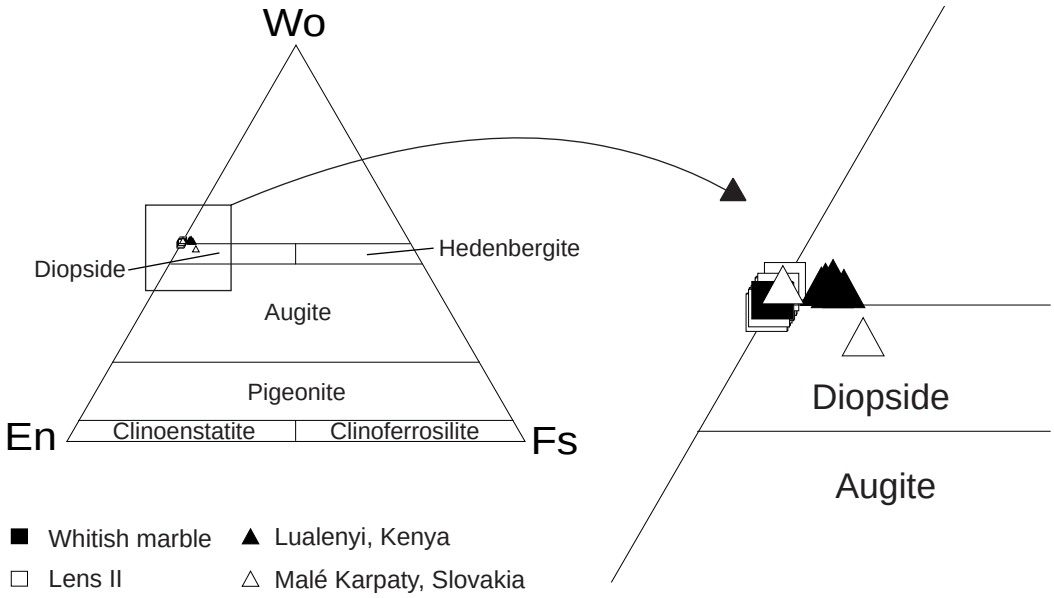


Figure VI-37: Wollastonite-enstatite-ferrosilite diagram showing the chemical composition of pyroxenes from the whitish marble and the lens II of Namalulu

The diopside composition is compared to other occurrences of green grossular deposits: Lualenyi (Suwa et al. 1996) and Malé Karpaty (Uher et al. 2008).

34) than in the fluoro-tremolite (1.23-1.41 wt%; (Figure VI-35; Tableau VI-33). In the mica, the Ti content is between 0.58 and 0.94 wt% TiO_2 while the Ba content is around 0.17 wt% BaO, the Cl content is between 0.13 and 0.17 wt%, and CaO content is up to 0.13 wt%. In the amphibole, Al is up to 2.11 wt% Al_2O_3, Na is between 0.20 and 0.35 wt% Na_2O, and K is up to 0.42 wt% K_2O.

6.2.1.4.3 The evaporite-bearing lenses and nodules

The white-grey dolomitic marble contains two concordant evaporite-bearing lenses, several meters thick: (i) an anhydrite(-gypsum)-bearing dolomitic lens (lens I) which also contains pinkish dolomitic nodules; (ii) a calcite-scapolite-diopside-graphite-sulphides lens (lens II).

6.2.1.4.3.1 Anhydrite(-gypsum)-bearing dolomitic lens (lens I; sample JF106)

This lens is exploited in a quarry by the local people for gypsum, which results from the weathering of anhydrite. Gypsum is found as 0.1-10 cm thick layers, sometimes containing pinkish carbonated nodules, and is intercalated with dolomitic marble. The lens I is composed of pinkish medium-grained dolomite I (99%), up to 4 mm in size, with calcite, quartz, fluoro-tremolite, tainiolite and pyrite. A 2 µm-size native sulphur inclusion has been observed within

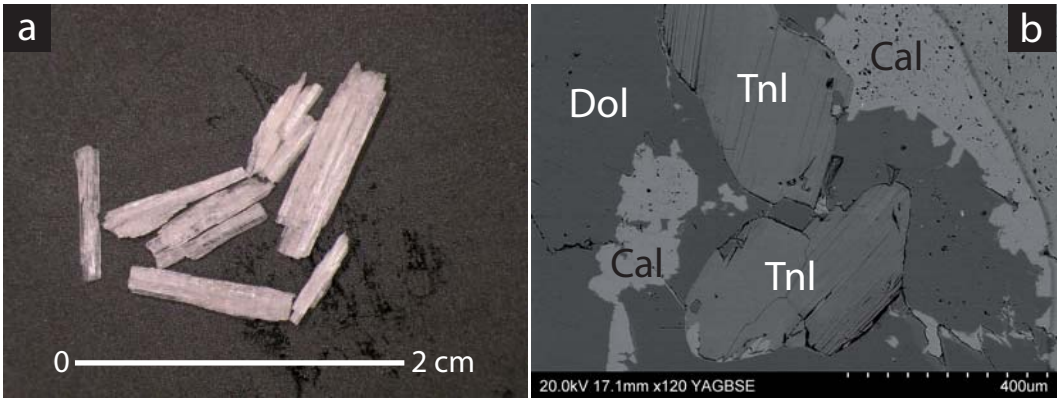


Figure VI-38: Fluoro-tremolite and tainiolite from Namalulu
a) Fibrous fluoro-tremolite grains from the lens I. b) Back-scattered electron image of tainiolite (Tnl) associated with calcite (Cal) in the dolomite-bearing (Dol) lens I.

dolomite. Amiboidal calcite, up to 0.5 mm in size, is found within dolomite grains. Quartz grains, up to 1 mm in size, and pyrite, sometimes rimmed by iron oxide, are disseminated within the carbonated matrix. Fluoro-tremolite is present as colourless, gemmy and plurimillimetric fibrous grain (Figure VI-38a) and displays amiboidal contacts with dolomite I. The amphibole is slightly replaced by dolomite II and calcite, and an 80 µm-large inclusion of anhydrite has been observed (Figure VI-39c). Tainiolite grains, up to 0.4 mm in size, are quite well preserved, excepted at the contact with calcite where the boundaries are amiboidal and display partial replacement by the carbonate (Figure VI-38b). They sometimes have calcite inclusions, up to 30 µm large, surrounded by a rim of talc.

Calcite is more abundant here than in the different marbles or the nodules. It is almost pure, from $(Ca_{0.95}Mg_{0.05})CO_3$ to $CaCO_3$ (Tableau VI-32). The $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values of the calcite are respectively 2.0 ‰ and 26.0 ‰ whereas the $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values of the dolomite are 2.1 ‰ and 25.3 ‰ (Figure VI-33; Tableau VI-29). Tainiolite and fluoro-tremolite have high F content, respectively from 8.89 to 9.37 wt% (Tableau VI-36) and from 3.21 to 3.50 wt% (Tableau VI-33). In tainiolite, Si content is high (52.35-55.74 wt% SiO_2) whereas Al content is low (3.81-6.01 wt% Al_2O_3; Figure VI-40a). Its MgO content is around 24 wt% MgO. The mica also contains LiO_2, close to 2.00 wt% (Figure VI-40b), and boron, with contents ranging from 53 to 110 ppm. Fluoro-tremolite has minor amounts of Al_2O_3 (0.14-0.41 wt%), Na_2O (0.79-0.95 wt%) and K_2O (0.40-0.68 wt%). Li and B contents of fluoro-tremolite have values respectively ranging from 542 to 729 ppm and from 23 to 52 ppm.

6.2.1.4.3.2 Pinkish dolomitic nodules (sample JF107)

These carbonated nodules, ca. 4-5 cm in diameter and found within gypsum layers, are

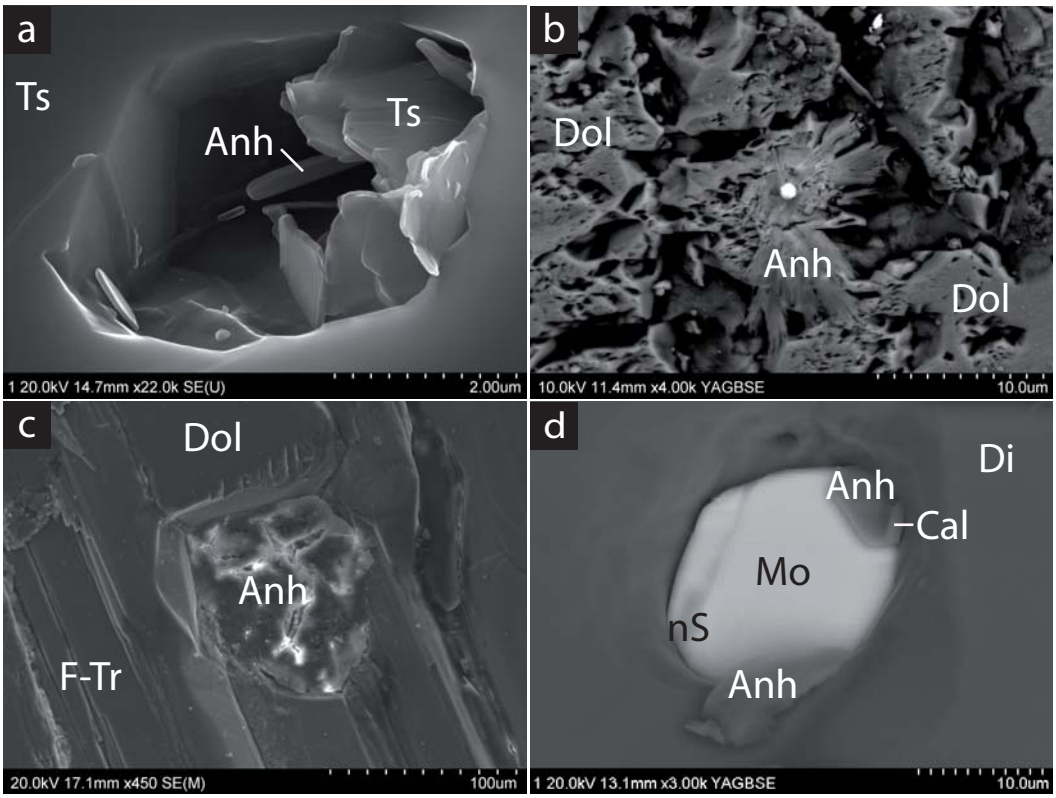


Figure VI-39: Anhydrite from the Namalulu marbles

Back-scattered electron images of: a) Fluid inclusion cavity within tsavorite (Ts) filled by tsavorite and anhydrite (Anh). b) Anhydrite (Anh) within the carbonated nodule. c) Anhydrite (Anh) inclusion associated with F-tremolite (F-Tr) and dolomite (Dol) in the lens I. d) Multiphase fluid inclusion cavity within diopside (Di) from the lens II containing anhydrite (Anh), native sulphur (nS), molybdenite (Mo) and calcite (Cal).

composed of pinkish medium-grained dolomite which reaches 5 mm in size, with minor (< 1%) calcite, tainiolite, fluoro-tremolite and anhydrite. Dolomite grains are fracturated, showing a dextral shearing movement. This fracturing is associated with cataclased dolomite and calcite recrystallization. Some of the fractures are infilled by calcite and/or talc. Several tainiolite grains, 0.4 mm in size, are scattered in the dolomitic matrix. Fluoro-tremolite, 0.2 mm in size, is surrounded by a micrometric talc rim partially associated with recrystallized calcite showing the replacement of the amphibole (Figure VI-34b). Anhydrite, 20 µm in size, is associated with dolomite (Figure VI-39b).

Dolomite $(Ca_{0.50}Mg_{0.50})CO_3$ and calcite $(Ca_{0.9}9Mg_{0.01})CO_3$ (Tableau VI-32) have $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values respectively of 2.7 ‰ and 24.2 ‰ for dolomite, and 2.2 ‰ and 23.5 ‰ for calcite (Figure VI-33; Tableau VI-29). Tainiolite composition shows high F and SiO_2 contents, with 7.02 wt% and 53.24 wt% respectively, and is Al_2O_3-poor (3.74 wt%). This chemical composition is close to the pure tainiolite $KLiMg_2(Si_4O_{10})(F,OH)_2$ end-member. Fluoro-tremolite contains F up to 3.43 wt% (Tableau VI-33), and has small amounts of Na_2O (0.66 wt%), K_2O (0.64 wt%) and Al_2O_3 (0.29 wt%).

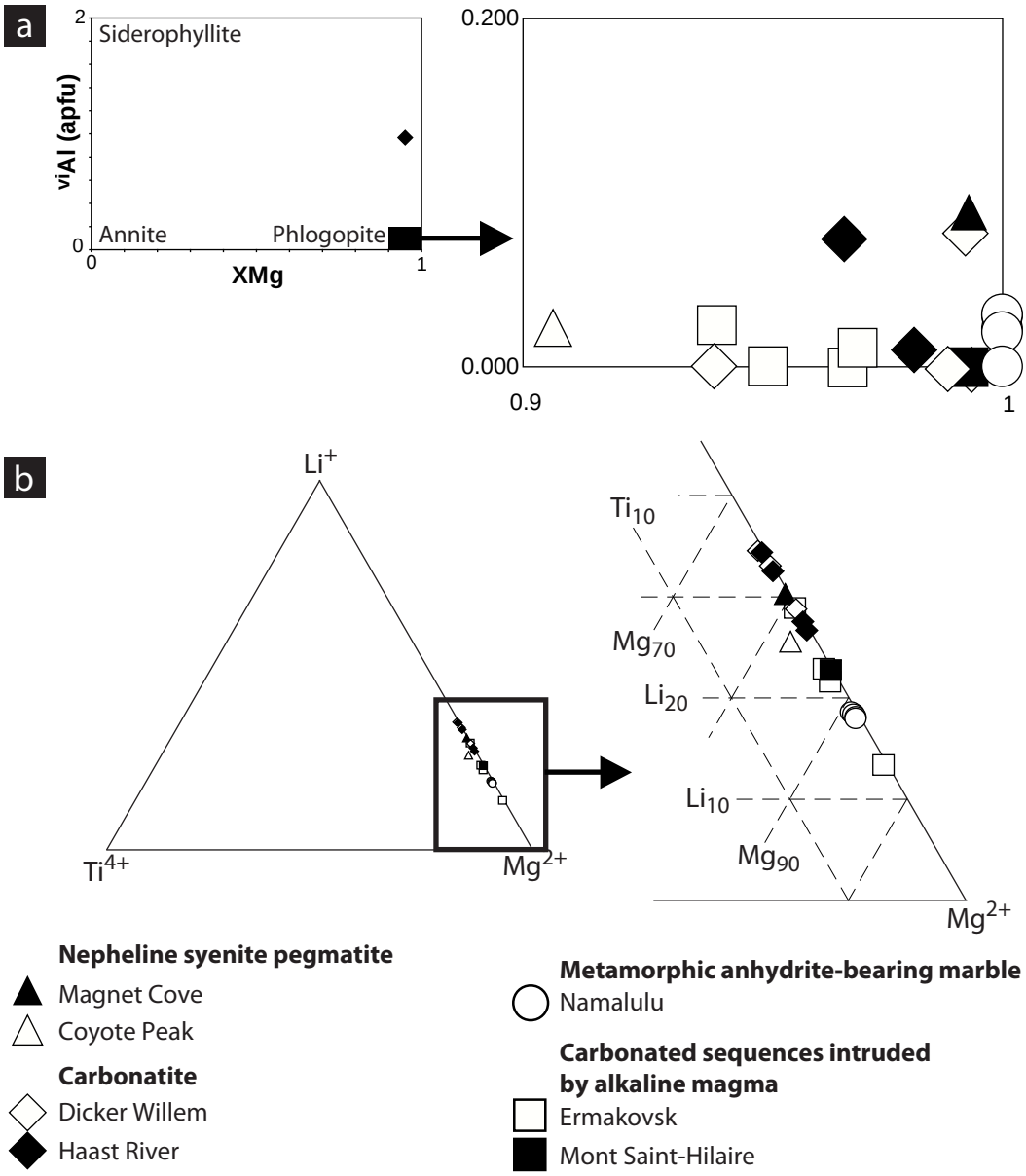


Figure VI-40: Chemical composition of tainiolite from Namalulu

a) X_{Mg} vs ^{vi}Al (apfu) diagram showing the chemical composition of tainiolite from the lens I of Namalulu. The metamorphic tainiolite from Namalulu is compared with the magmatic examples associated with nepheline syenite pegmatites (Miser & Stevens 1938; Erd et al. 1983), carbonatites (Cooper et al. 1995) and alkaline magma (Damdinova & Reyf 2005; Armbruster et al. 2007). X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe). b) Mg^{2+}-Li^{+}-Ti^{4+} diagram showing the distribution of the tainiolite occurrences described worldwide in magmatic environments and compared with the tainiolite from Namalulu.

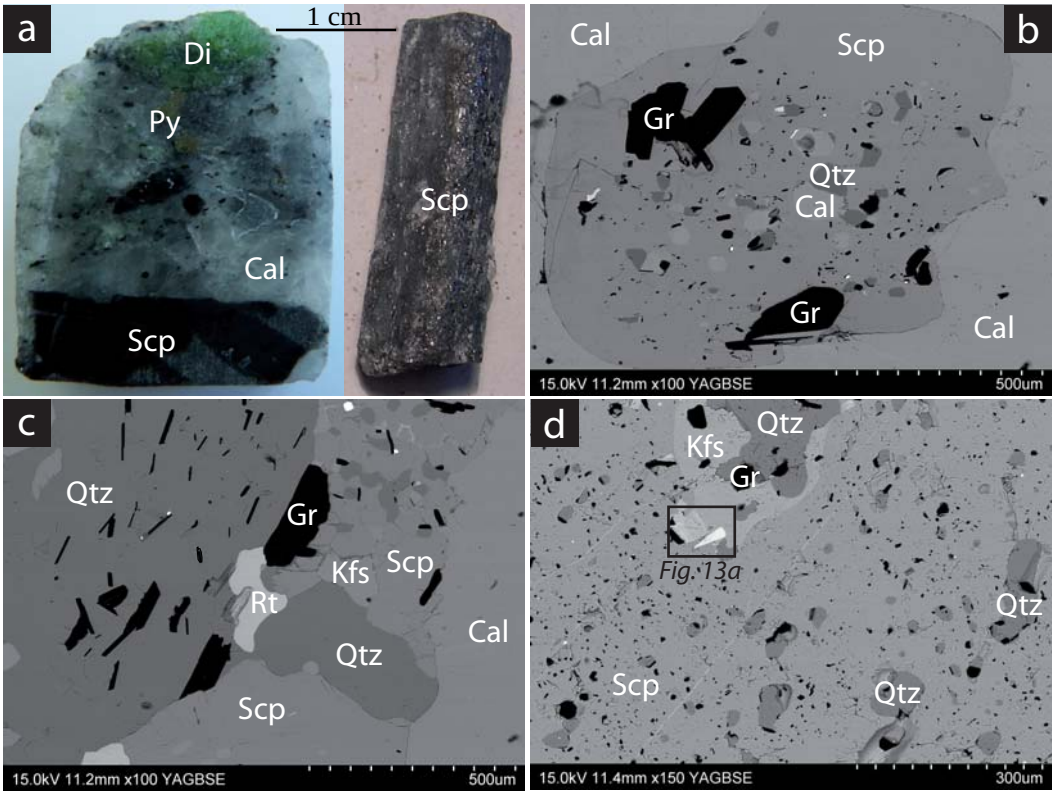


Figure VI-41: The lens II from Namalulu

a) On the left: aspect of the lens II rock containing calcite (Cal), grey-black scapolite (Scp), green diopside (Di), pyrite (Py) and disseminated graphite (small black flakes). On the right: euhedral scapolite crystal extracted from the lens II. b) Back-scattered electron image of a scapolite (Scp) crystal with amiboidal contacts with calcite (Cal). The scapolite contains many inclusions such as calcite, quartz (Qtz) and graphite (Gr). c) Back-scattered electron image in the lens II showing amiboid contacts between calcite (Cal) and scapolite (Scp). A few inclusions are found within scapolite: (quartz (Qtz), K-feldspar (Kfs), rutile (Rt) and graphite (Gr). d) Back-scattered electron image of a scapolite (Scp) section perpendicular to the C-axis of the crystal, showing some of its inclusions including quartz (Qtz), sometimes rimmed by (K, Ba)-feldspar (Kfs), and graphite (Gr).

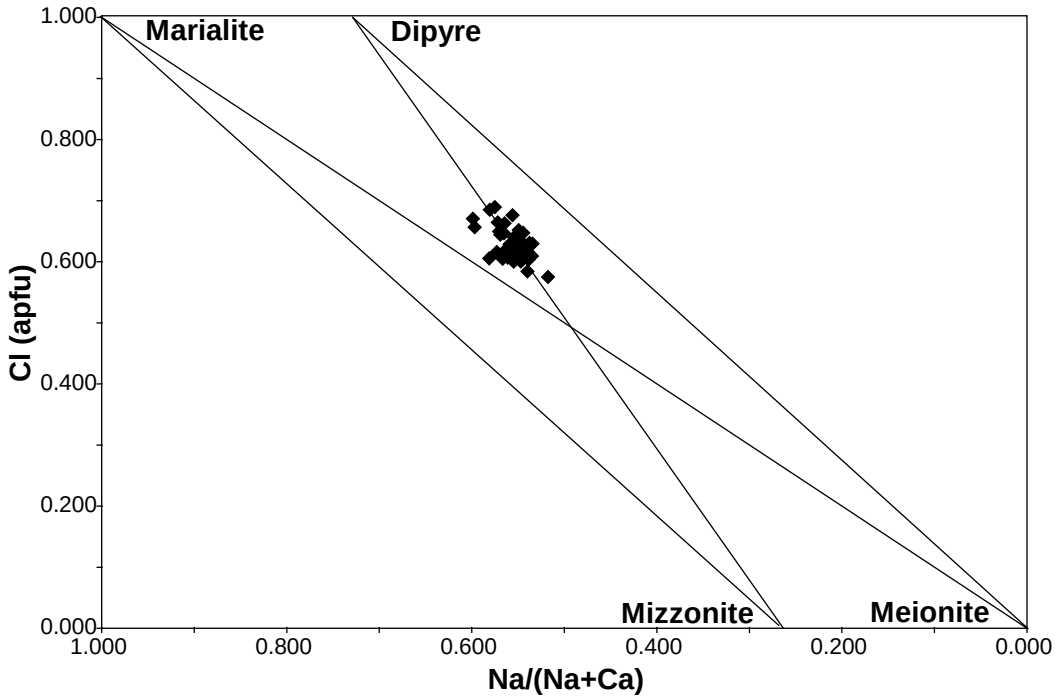


Figure VI-42: Na/(Na + Ca) vs Cl (apfu) diagram showing the chemical composition of scapolite from the lens II of Namalulu

6.2.1.4.3.3 Calcite-scapolite-diopside-graphite-sulphides lens (lens II; samples JF060 and JF103)

This calcitic lens (sample JF060) is located within the white-grey dolomitic marble. It is concordant with the regional foliation and has an apparent thickness of 3 m. It contains (Figure VI-41a) calcite (50%), scapolite (20%; sample JF103), diopside (15%), graphite (5%), sulphides (5%), and minor (5%) quartz, fluoro-phlogopite, (K, Ba)-feldspar, titanite, karelianite and apatite.

White calcite, from $(Ca_{0.97}Mg_{0.03})CO_3$ to $CaCO_3$ (Tableau VI-32), is medium-grained and is less than 3 mm in size. The $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values of the calcite are respectively -2.6 ‰ and 23.5 ‰ whereas the $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values of the dolomite are -2.5 ‰ and 23.7 ‰ (Figure VI-33; Tableau VI-29).

Scapolite appears as grey-black euhedral up to 4 cm long crystal (Figure VI-41a). Under the microscope, scapolite displays slightly amiboidal contacts with calcite. Scapolite contains CaO (8.77-10.97 wt%), Na_2O (6.50-7.29 wt%), K_2O (1.76-2.09 wt%), as well as CO_3 from 1.57 to 2.12 wt% and Cl from 2.30 to 2.79 wt% (Tableau VI-37). The meionite content of scapolite, between 36.0 and 44.2 %, corresponds to a calcium marialite (Figure VI-42). Scapolite contains many inclusions (Figure VI-41b) such as calcite $(Ca_{0.96}Mg_{0.04})CO_3$ to $(Ca_{0.97}Mg_{0.03})CO_3$, quartz, (K, Ba)-feldspar, F-apatite, vanadian rutile, (F, V)-bearing titanite, zircon, iron oxide, chlorite, graphite, pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite, molybdenite and uraninite rimmed by coffinite. Calcite, quartz and (K, Ba)-feldspar inclusions are the more frequent and are: (i) either tens of microns in size and coin-shaped; (ii) or are up to 0.3 mm in size with amiboidal contacts with scapolite (Figures VI-41c et VI-41d). (K, Ba)-feldspar forms a rim around quartz, and is generally elongated along the C-axis of scapolite (Figure VI-41d). Micrometric veinlets of Ba-enriched K-feldspar crosscut scapolite perpendicularly to the C-axis of scapolite. Rutile inclusions (Tableau VI-30) are both vanadiferous (2.78 wt% V_2O_3) and chromiferous (0.29 wt% Cr_2O_3).

Gemmy green diopside, up to 2 cm in size, is mainly found at the contact with calcite rather than quartz. The contacts are amiboid indicating intense corrosion and dissolution by the carbonate. Inclusions in diopside are pyrite, quartz and (V, F)-phlogopite. The fluid inclusion cavities contain dolomite, calcite, graphite, quartz, wollastonite, talc, pyrite, molybdenite, native sulphur and anhydrite (Figure VI-39d). Diopside is vanadiferous, with V_2O_3 content up to 0.74 wt% (Tableau VI-35). It also contains Al_2O_3 (0.69-1.44 wt%) and Na_2O (0.29-0.59 wt%). Its (V, F)-phlogopite inclusions display higher V_2O_3 contents, from 1.25 to 1.37 wt%, as well as

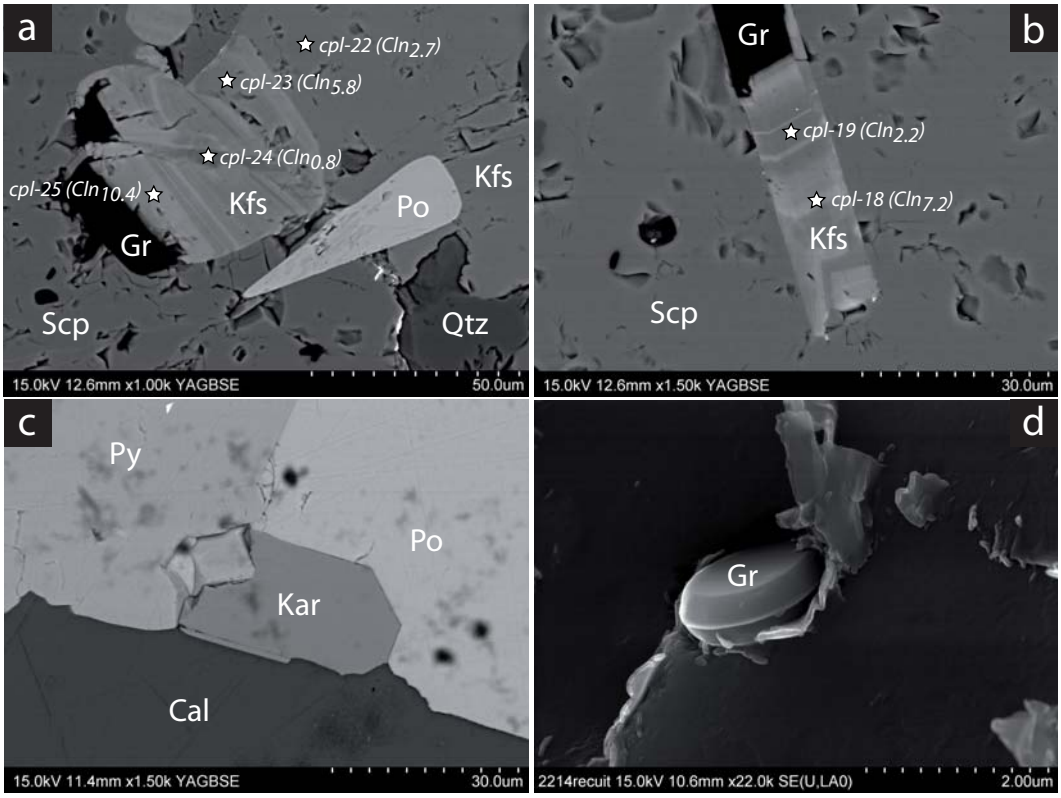


Figure VI-43: K-feldspars, karelianite and graphite of the lens II from Namalulu

Back-scattered electron images of minerals from the lens II: a) and b) Zoned (K, Ba)-feldspars inclusions in scapolite and location of EPMA analyses (Tableau VI-39). The compositions are given in celsian% (Cln_{xx}). White zones are Ba-enriched while grey zones are K-enriched. c) Assemblage karelianite-calcite-pyrite-pyrrhotite showing equilibrium between karelianite and pyrrhotite, while calcite and pyrite are replacing karelianite and pyrrhotite on their margins. d) Coin-shaped graphite that permitted the formation of a fluid inclusion cavity in the calcite.

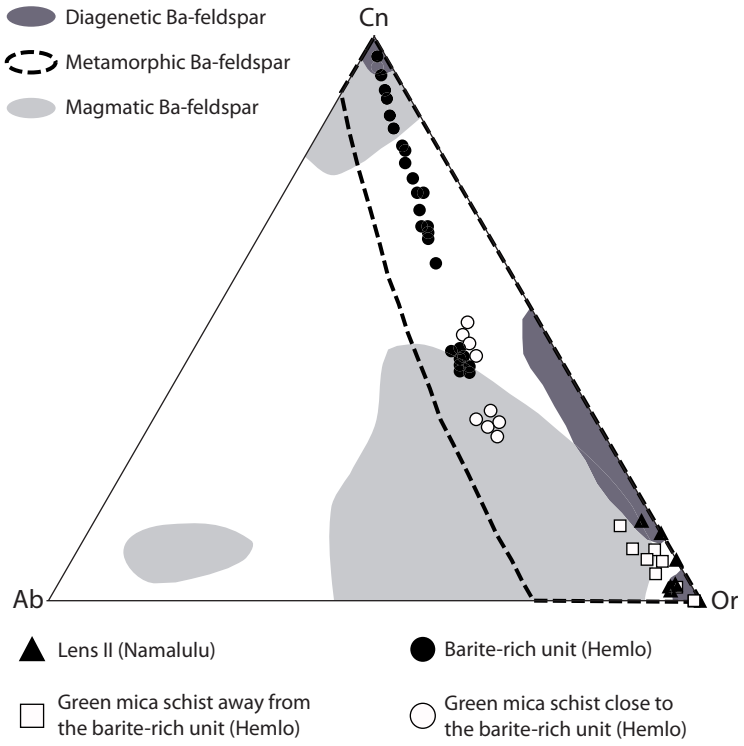


Figure VI-44: Orthoclase-albite-celsian diagram showing the chemical composition of feldspars from the lens II compared to the Ba-feldspars from Hemlo, Ontario (Pan & Fleet 1991)

The magmatic, metamorphic and diagenetic fields are from Azzone et al. 2009.

high F amounts, from 3.18 to 3.46 wt% (Tableau VI-34). The micas also contain Cr_2O_3 (up to 0.43 wt%), BaO (0.24-0.32 wt%) and Cl (0.10-0.14 wt%).

Graphite is randomly scattered in the rock. It appears as elongated grain up to 0.5 mm in size, or more rarely as coin-shaped grains (Figure VI-43d). Graphite is sometimes associated with talc or molybdenite at the contact with calcite. It has $\delta^{13}C$ values between -8.18 and -6.61‰, with a mean of -7.2 ± 0.6 ‰ (n = 6; Tableau VI-29).

Sulphides, mainly pyrite associated with pyrrhotite and chalcopyrite, are found either in calcite or within diopside. Diopside can also more rarely be included within the sulphides. These sulphides can reach 2 cm in size. Minor sphalerite is also present. Pyrrhotite, associated with pyrite, has been observed crosscut by vanadiferous fluoro-edenite, about 0.1 mm in size. Galena and stannite are found as micrometric inclusions in pyrrhotite while micrometric stibnite is associated with pyrite, pyrrhotite, calcite and graphite. Pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite contain Cr (0.12- 0.17 wt%), and are vanadium-free (Tableau VI-38). Pyrrhotite also contain Ni, up to 0.61 wt%.

Quartz, (K, Ba)-feldspar and titanite are scattered between calcite grains and are often corroded by the carbonate. Quartz can be associated with talc, and sometimes displays calcite and diopside inclusions. (K, Ba)-feldspars have rutile and graphite inclusions, while titanite has calcite, diopside, chlorite, graphite and ankerite inclusions. The feldspars, whether in the calcitic matrix or as previously-described inclusions in scapolite, contain K_2O from 14.52 to 16.94 wt% while BaO and Na_2O contents are up to 7.55 wt% and 0.41 wt% respectively (Tableau VI-39). The formula corresponds to $Or_{84.0-99.0}Cn_{0.0-14.0}Ab_{0.0-3.6}$ (Figure VI-44). Most of the grains display a zoning aspect due to internal BaO content variations ranging from ca. 0.5 to 5.5 wt% (Figures VI-43a et VI-43b; Tableau VI-39). Like the feldspars, titanites from the carbonated matrix and as inclusions in scapolite have quite the same composition. Both are vanadiferous with a V_2O_3 content up to 2.67 wt%, and contain F, from 1.03 to 1.62 wt%, with slighly lower values for titanites included within scapolites (Tableau VI-30). The average formula for vanadian titanite normalized to 1 Si in the formula is $Ca(Ti_{0.81}Al_{0.15}V_{0.04})SiO_4(OH_{0.47}F_{0.53})$.

Karelianite, the vanadium(-chromium) oxide, is associated with: (i) calcite, pyrite and pyrrhotite (Figure VI-43c); (ii) diopside and pyrite. Although karelianite is in equilibrium with pyrrhotite and diopside, pyrite and calcite slightly replace the oxide at its boundary. Karelianite displays V_2O_3 and Cr_2O_3 contents between 63.01 and 76.23 wt% and 24.27 and 35.24 wt% respectively (Tableau VI-40). Small Fe_2O_3 concentration is also present, up to 3.33 wt% (Figure VI-45).

One grain of fluoro-edenite crosscutting pyrrhotite has been observed in the type lens II.

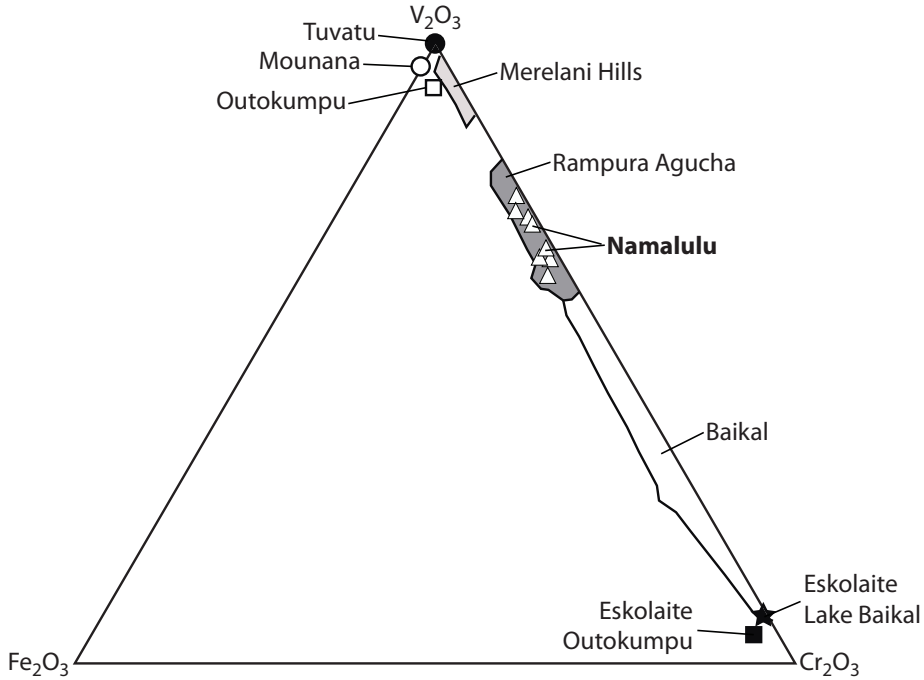


Figure VI-45: Chemical composition of karelianite from the Namalulu deposit in the Cr_2O_3-V_2O_3-Fe_2O_3 diagram, and compared with other worldwide karelianite occurrences (data compilation by Giuliani et al. 2008)

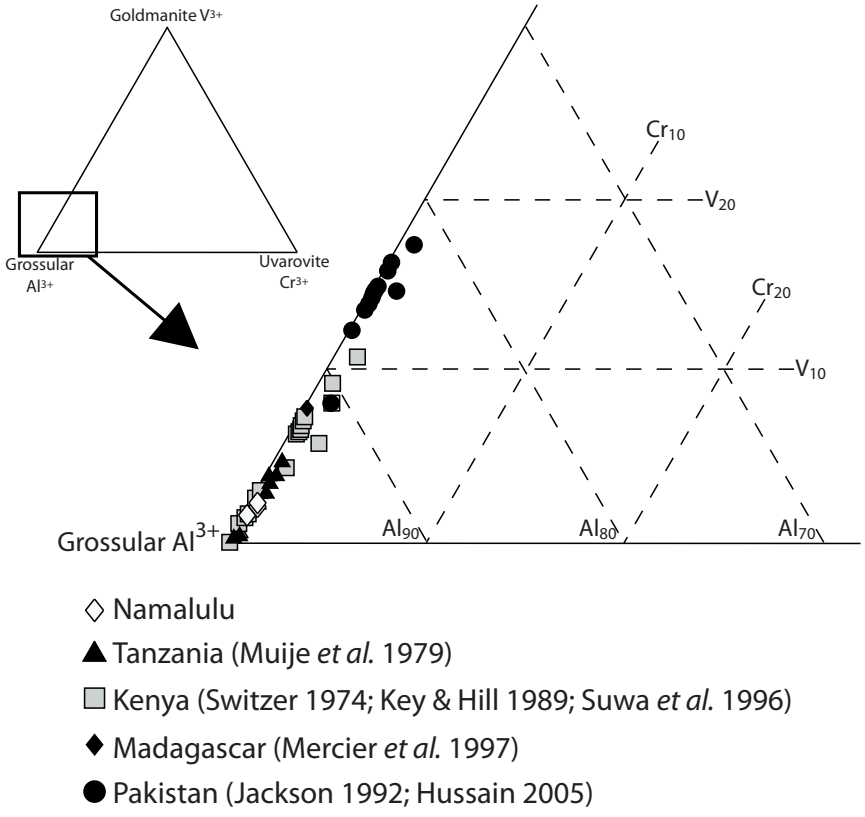


Figure VI-46: Grossular-Goldmanite-Uvarovite diagram showing the chemical composition of tsavorite from Namalulu compared to other worldwide occurrences

Its F content is 1.22 wt%, and it also has V_2O_3 and Cr_2O_3 up to 2.86 and 0.61 wt% respectively. Apatite is very scarce in calcite. It is also found as inclusion in titanite, and is associated with rutile, chlorite and ankerite.

6.2.1.4.4 The tsavorite mineralization

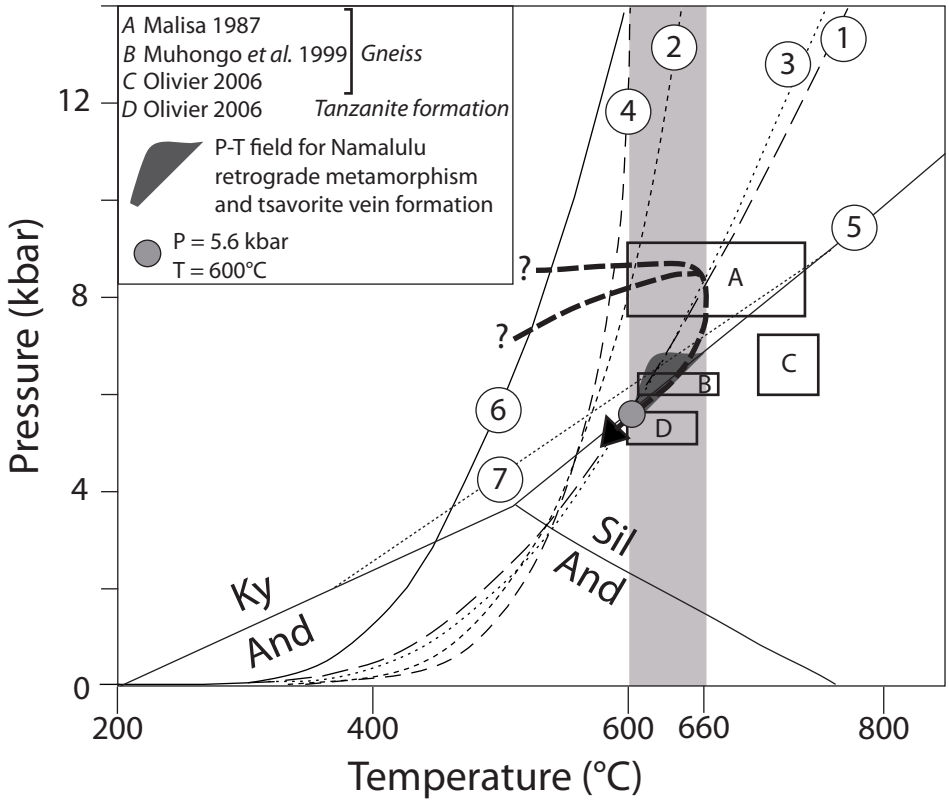
Two types of tsavorite mineralization are known in Namalulu (Feneyrol et al. 2010a): (i) in nodules; (ii) in quartz veins. However the meteoric alteration has altered most of the mineralization, the nodules and the veins being replaced by clay minerals, such as kaolinite, and oxides. Thus the studied tsavorites were not observed in situ.

Tsavorite, up to 1.5 cm in size, displays fluid inclusion cavities with daughter minerals such as tsavorite, quartz, calcite, pyrite, galena, anhydrite (Figure VI-39a), and alabandite. Tsavorite contains 93.4 to 94.5 mol% grossular, with V_2O_3 and Cr_2O_3 contents respectively between 0.45 and 0.90 wt% and 0.05 and 0.10 wt% (Figure VI-46; Tableau VI-41). MnO content ranges from 1.12 to 1.18 wt%. Three crystals of tsavorite gave $\delta^{18}O$ values of 16.8 ± 0.2 ‰ (Giuliani et al. 2011a).

6.2.1.5 P-T conditions of tsavorite formation

The thermobarometric conditions of mineral equilibria involved in tsavorite formation were estimated with (i) the graphite-calcite experimental isotopic thermometers, and (ii) modeled with TWEEQU (Berman 1991) and the database for thermodynamic properties of mineral end-members (Berman & Aranovich 1996).

(i) The graphite associated with calcite in lens II is consistently enriched in ^{13}C relative to common organic material with $\delta^{13}C$ = -7.2 ± 0.6 ‰ (n=6). The $\delta^{13}C$graphite values reflect an organic source of graphite with carbonate-graphite isotopic exchange during metamorphism. The fractionation of carbon isotopes between graphite and calcite is directly linked to the temperature of the metamorphism peak. The temperatures calculated from isotopic thermometers of Wada & Suzuki (1983), Dunn & Valley (1992) and Kitchen & Valley (1995) are reported in Tableau VI-29. They respectively give closely similar values of 627 ± 31°C, 630 ± 31°C, and 616 ± 47°C. Dunn (2005) considered that the calibration of Dunn & Valley (1992) was the more appropriate for thermometry below 650°C. The value of 630 ± 31°C records the temperature range of the upper amphibolite facies metamorphism that affected the tsavorite-bearing graphitic gneiss and the marble unit of Namalulu.



(1) $2Dol + 4Qtz + Tlc = Tr + 4CO_2$

(2) $3Cal + 2Tlc = Tr + Dol + CO_2 + H_2O$

(3) $Dol + 2Qtz = Di + 2CO_2$

(4) $3Cal + Tlc = 2Di + Dol + CO_2 + H_2O$

(5) $Ky = Sil$

(6) $3Cal + Ky + 2Qtz = Grs + 3CO_2$

(7) $Grs + Qtz + Ky = 3An$

Figure VI-47: P-T diagram showing the conditions of minerals equilibria of the Namalulu mineral assemblages

Reactions 1, 3 and 5 intersect at the point P = 5.6 kbar and T = 600°C. The P-T field for Namalulu metamorphism, based on calcite-graphite isotopic thermomether and mineral equilibria, is estimated at P = 5.6-6.7 kbar and T = 630 ± 31°C. A clockwise P-T-t path is proposed considering the Namalulu data and other studies in Merelani. Several conditions of metamorphism have been determined for the Merelani gneisses: (i) P = 7.7-9.1 kbar and T = 600-740°C (Malisa 1987); (ii) P = 6-6.5 kbar and T = 610-670°C (Muhongo et al. 1999); (iii) P = 6-7.4 kbar and T = 700-750°C (Olivier 2006). Furthermore Olivier (2006) estimated the formation of tanzanite, that can form by tsavorite retromorphosism, at P = 5-6 kbar and T = 600-650°C in Merelani. This diagram has been constructed in the $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$ system using the TWEEQU program of Berman (1991 and the database for thermodynamic properties of mineral endmembers (Berman & Aranovich 1996).

(ii) Mineral equilibria were calculated in the CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O system considering that the fluids involved were either CO_2, H_2O or both.

The petrographic study indicates that the whitish marble experienced three transformations affecting tremolite and diopside. Tremolite is partially replaced with dolomite, quartz and talc which suggests the following reaction for P ≈ 5.8-8.2 kbar and T between 600 and 660°C:

$$Tr + 4CO_2 = 2Dol + 4Qtz + Tlc \quad (1)$$

It can also be slightly rimmed by calcite and talc at the contact with dolomite according the reaction:

$$Tr + Dol + CO_2 + H_2O = 3Cal + 2Tlc \quad (2)$$

which is consistent with P ≈ 8.2 kbar at T = 600°C. Diopside is partially replaced by dolomite and quartz according to the following reaction:

$$Di + 2CO_2 = Dol + 2Qtz \quad (3)$$

limiting the assemblage to P ≈ 5.8-8.2 kbar for T ≈ 600-660°C. Diopside is also slightly rimmed by talc and calcite, at the contact with dolomite, following the reaction:

$$2Di + Dol + CO_2 + H_2O = 3Cal + Tlc \quad (4)$$

at P ≈ 12 kbar at T = 600°C.

In the graphitic gneiss, sillimanite sometimes replaces kyanite according to the retrograde reaction at P = 5.6-7.7 bar and T = 600-660°C:

$$Ky = Sil \quad (5)$$

These three reactions, that are all retrograde, crosscut at a single point corresponding to P = 5.6 kbar and T = 600°C. Using the temperature calculated for lens II, the retrograde metamorphism in Namalulu can be extended in the amphibolite facies at P = 5.6-6.7 kbar and T = 630 ± 31°C (Figure VI-47).

Tsavorite may form during prograde and retrograde metamorphism. Although it has not been directly observed, and according to the mineral paragenesis of the graphitic gneiss, the reaction forming tsavorite during the prograde metamorphism could be the following:

$$2Qtz + Ky + 3Cal = Grs + 3CO_2 \quad (6)$$

which is possible at T > 600°C for P < 13 kbar. However there are not sufficient unweathered samples and not enough petrographic data to constrain the P-T conditions of this prograde metamorphism. Tsavorite hosted in nodules probably formed during this episode. Tsavorite-bearing calcite veins are linked to the Ca-metasomatism that affected the graphitic gneiss. The absence of feldspars in the gneiss may signify that they were consumed during the retrograde metamorphism to form grossular following the reaction which happens around 6 kbar for T =

600°C:

$$3An = Grs + Qtz + 2Ky \quad (7)$$

The reaction (5) replacing kyanite by sillimanite indicates that the P-T-t path for the rocks of the Namalulu area follows a clockwise evolution (Figure VI-47).

In Merelani, similar retrograde P-T conditions have been estimated in the gneiss at P = 7.7-9.1 kbar and T = 600-740°C (Malisa 1987), P = 6-6.5 kbar and T = 610-670°C (Muhongo et al. 1999), and P = 6-7.4 kbar and T = 700-750°C (Olivier 2006). The conditions of crystallization of tanzanite, formed following tsavorite retromorphism, are P = 5-6 kbar and T = 650 ± 50°C at Merelani TanzaniteOne mine (Olivier 2006). These amphibolite facies metamorphism conditions are linked in northeastern Tanzania to heterogeneous deformations, called D_2/D_3 by Le Goff et al. (2010), formed between 640 and 560 Ma, and that had notably formed large north-south trending folds such the tsavorite Lelatema Fold Belt. Anti-clockwise P-T-t path is generally proposed for northeastern Tanzania (Appel et al. 1998; Muhongo 1999b; Möller et al. 2000), but Olivier (2006) has shown that the rocks of the Merelani tanzanite deposit follow a clockwise path based on kyanite replacement by sillimanite and on garnet zonation patterns.

6.2.1.6 Discussion

6.2.1.6.1 Vanadian-rich silicates and oxides: protoliths and sources of vanadium

Vanadian minerals are typical of the parageneses from the Namalulu deposit. They are only found in rocks which contain graphite: (i) the metasomatised graphitic gneiss and associated tsavorite veins and nodules; (ii) in the lens II.

Graphite carbon isotopic composition for the Namalulu graphitic gneiss ($\delta^{13}C$ = -19.9‰) indicates that graphite formed by metamorphism of organic matter. The V-kyanite, V-muscovite, V-rutile and graphite underline the graphitic gneiss foliation indicating that these minerals formed during the amphibolite facies metamorphism. The protolith precursor was rich in organic matter and corresponds to a black shale as shown for the origin of the graphitic gneisses of the Merelani tsavorite deposit in Tanzania (Giuliani et al. 2008). The $\delta^{18}O$ values of the Namalulu tsavorites (16.8 ± 0.2‰) are typical of the tsavorites from the Lelatema Fold Belt (15.5 < $\delta^{18}O$ < 21.1‰) and indicate that the black shale protolith was strongly associated with carbonated sediments (Giuliani et al. 2011a). V is linked either to organic matter (Vine & Tourtelot 1970; Giuliani et al. 2000), or clays (Ripley et al. 1990) and/or chlorite (Wanty et al. 1990). Vanadium enrichment and the presence of organic matter indicate a sedimentary euxinic environment for

the deposition of the protolith (Breit & Wanty 1991). The sedimentary V-precursor minerals were then consumed during prograde metamorphism to form graphite, V-silicates and V-oxides in the graphitic gneiss. During metasomatism, calcitisation affected the graphitic gneiss by the percolation of fluids in microcracks. Frequent textures of dissolution affecting V-kyanite, V-muscovite, V-rutile and quartz added to the disappearance of feldspar in the gneiss indicate that the fluids mobilised K, Al and Si but also V, Ti and Mg from the metamorphic minerals. These elements carried by the fluids participated to the formation of tsavorite in the veins.

The $\delta^{13}C$ values of graphite from the lens II within the white-grey dolomitic marble of Namalulu are between -8.2 and -6.6 ‰ and reflect the carbonate-graphite carbon isotope exchange during metamorphism (i.e. between organic matter and marine carbonate). It implies that the protolith of the lens II was an impure carbonated lens containing organic matter and clays within carbonated sediments. V was linked to organic matter and concentrated in clays.

6.2.1.6.2 Substitution mechanisms for vanadium in V-minerals from Namalulu

Vanadium is generally present as V^{3+} in most silicates and oxides, but also sometimes as V^{4+} or V^{5+} (Evans 1969). Whatever its valence the ionic radius of V is close to that of Al in octahedral coordination (Shannon 1976). In the studied V-minerals, vanadium is mostly trivalent (Schmetzer 1982) but the general substitution $Al^{3+} = V^{3+}$ is not suitable for aluminium-poor silicates. Pan & Fleet (1992b) suggested the substitution mechanism $Si^{4+} + Mg^{2+} = Al^{3+} + V^{3+}$ for V-phlogopite from the Hemlo gold deposit considering that there are less than 6 apfu of Si per structural formula. This substitution mechanism is also verified for the Namalulu fluorophlogopites. In titanite, Bernau & Franz (1987) suggested the following substitutions: (i) $Ti^{4+} + O^{2-} = V^{3+} + (OH, F)^{-}$; (ii) $Ti^{4+} = V^{4+}$; (iii) $2Ti^{4+} = V^{5+} + (Al, Fe)^{3+}$. However the valence state of vanadium is unknown and the selection of one of the proposed substitution mechanism cannot be confidently asserted (Pan & Fleet 1992b). For the other vanadian minerals in Namalulu, the best correlations for the incorporation of V correspond to the following substitution mechanisms: (i) $Si^{4+} + Mg^{2+} + Ca^{2+} = Al^{3+} + V^{3+} + 2Na^{+}$ in diopside (Figure VI-48a); (ii) $Si^{4+} + Al^{3+} + K^{+} = 2Mg^{2+} + V^{3+} + Na^{+}$ in muscovite (Figure VI-48b); and (iii) $2Ti^{4+} = V^{3+} + Cr^{3+} + Ca^{2+}$ in rutile (Figure VI-48c).

6.2.1.6.3 Comparisons with other V-minerals occurrences

Vanadian silicates and oxides have been found in contrasted geological environments as well as different V-precursor sources (Treloar 1987; Breit & Wanty 1991; Pan & Fleet 1991a;

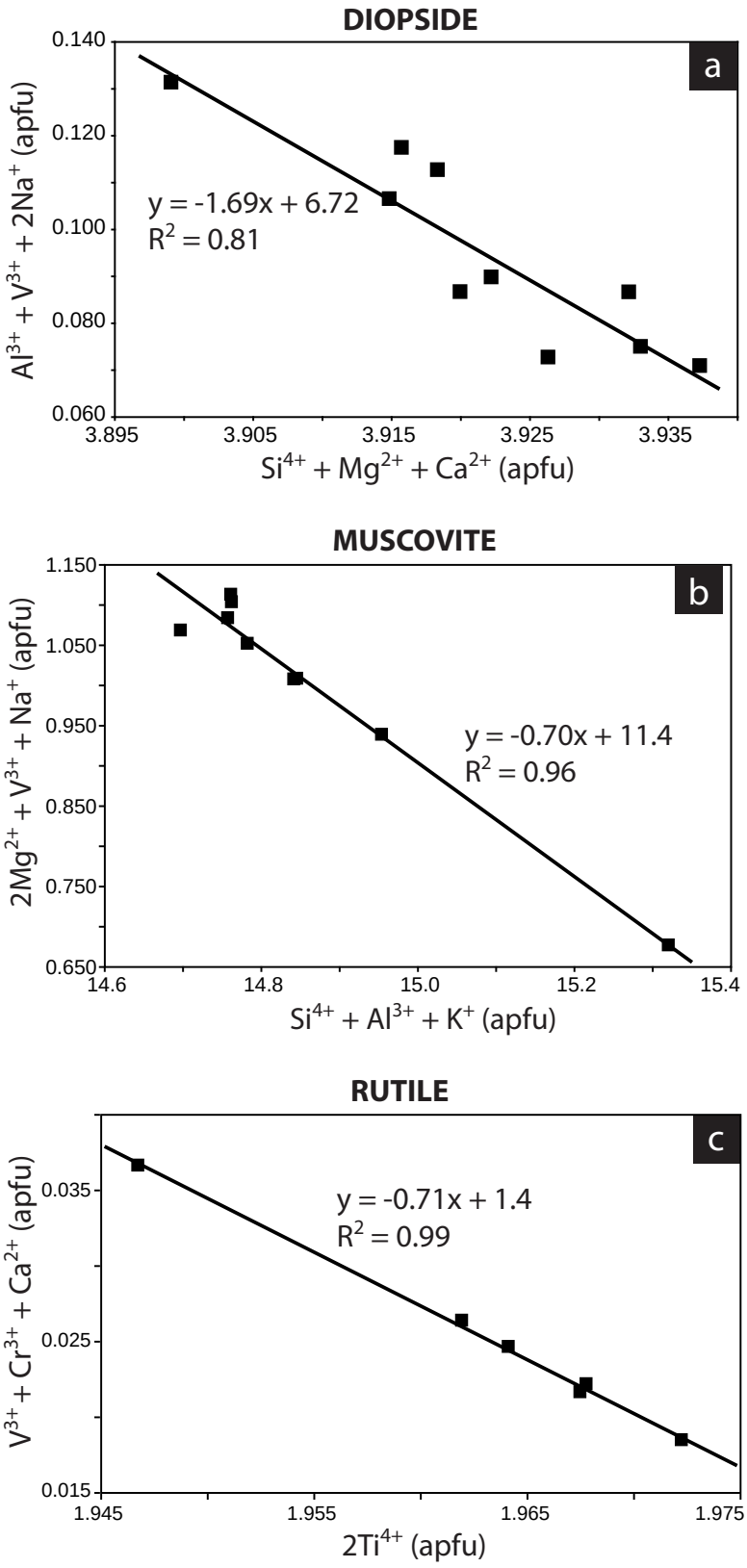


Figure VI-48: The substitution mechanisms in vanadiferous minerals from Namalulu
a) ($Si^{4+} + Mg^{2+} + Ca^{2+}$) vs ($Al^{3+} + V^{3+} + 2Na^{+}$) in diopside; b) ($Si^{4+} + Al^{3+} + K^{+}$) vs ($2Mg^{2+} + V^{3+} + Na^{+}$) in muscovite; c) ($2Ti^{4+}$) vs ($V^{3+} + Cr^{3+} + Ca^{2+}$) in rutile.

Höller & Stumpfl 1995; Canet et al. 2003; Giuliani et al. 2008): (i) in Hemlo, Ontario, V has been extracted by fluids reacting with a mafic-ultramafic protolith (Pan & Fleet 1992b), and incorporated in oxides and silicates such as green micas; (ii) in Merelani, Tanzania, V originates from a metamorphosed black shale in the amphibolite facies metamorphism and the V-bearing metamorphic minerals were remobilized by different pulses of fluids during the retrograde stage of metamorphism (Olivier 2006; Giuliani et al. 2008); (iii) in the contact-metamorphosed SEDEX deposits in the Poblet area in Catalonia where sulphides and V-rich black shales were skarnified by granitoid intrusives (Canet et al. 2003, 2004); (iv) in the Cu-Co-Zn sulphide ores at Outokumpu in Finnish Karelia formed by the infiltration of fluids related to the intrusion of basaltic and komatiitic volcanics within a black shale and limestone sedimentary sequence (Treloar 1987).

The presence of V-minerals has also been described in different types of ore deposits: (i) tsavorite and goldmanite (Moench & Meyrowitz 1964; Suwa et al. 1996; Giuliani et al. 2008; Uher et al. 2008); (ii) gold (Harris 1989; Pan & Fleet 1991a, 1992b; Spry & Scherbath 2006); (iii) massive sulphide (Long et al. 1963; Höller & Stumpfl 1995; Canet et al. 2003).

A review of the V-bearing minerals found in ore deposits worldwide with the V-bearing minerals described in the Namalulu tsavorite deposits permits a comparison of their chemistry and mineralogical features:

(1) *Vanadium-chromium oxides*. In Merelani, karelianite has been described in hydrothermal graphite-bearing quartz veins which crosscut intercalations of graphitic gneiss and marble. It is associated with pyrrhotite and vanadian phlogopite, and is probably one of the source of vanadium for tanzanite formation (Giuliani et al. 2008). In Namalulu, karelianite is found in the lens II within the white-grey dolomitic marble. The chemistry of karelianites from Namalulu and Merelani is quite different with respectively 62-75 mol.% and 96 mol.% of karelianite (Figure VI-45). Actually the Namalulu karelianite has a composition close to the Rampura Agucha karelianites. In this Pb-Zn-(Ag) ore deposit, located in Rajhastan, the V-Cr oxides are associated with pyrrhotite, sphalerite, biotite, and graphite in graphite-sillimanite-mica schist enriched in vanadium and nickel (Holler & Stumpfl 1995).

(2) *Aluminium and titanium oxides*. Vanadium in aluminium oxides is more abundant that usually thought (Pearson & Shaw 1960). V preferentially substitutes Al into andalusite while Cr mainly enters into kyanite structure (Donohue & Essene 2005), and consequently the descriptions of V-kyanite occurrences are not reported in the literature. V-andalusite (0.54-0.81 wt% V_2O_3) has been described as porphyroblasts in the graphite-quartz-muscovite schist of the Proterozoic Honey formation in the Llano uplift, Texas (Carlson & Rossman 1988). Cr-kyanite

(up to 4.35 wt% Cr_2O_3) is found in the ultrabasic rocks of Cabo Ortegal, Spain (Gil Ibagurchi et al. 1991). V-kyanite (0.23-0.44 wt% V_2O_3) from Namalulu has a vanadium content close to the (V, Cr)-sillimanite (0.12-0.56 wt% V_2O_3; 0.03-0.32 wt% Cr_2O_3) from the Paradise Basin, which appears as inclusions within almandine garnets in (V, Cr)-enriched metapelites (Donohue & Essene 2005).

Suwa et al. (1996) indicate the presence of vanadian rutile in the tsavorite deposit of Lualenyi in Kenya, but without any data. In the gold deposit of Hemlo in Ontario, V-rutile (up to 5.6 wt% V_2O_3) is one of the most vanadiferous ever decribed (Harris 1989). V-rutile from the SEDEX deposit of Poblet in Spain contains up to 2.41 wt% V_2O_3 (Canet et al. 2003), which is close to the vanadium content of the Namalulu rutile included in scapolite (2.78 wt% V_2O_3) and higher than the vanadium content of the rutile from the Namalulu metasomatised graphitic gneiss (1.53-1.93 wt% V_2O_3). Both rutiles from Poblet and Namalulu are also chromiferous, respectively up to 0.39 and 0.29 wt% Cr_2O_3.

(3) Silicates. (a) Tsavorite is always hosted by graphitic gneiss associated with dolomitic marble throughout the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt (Walton & Marshall 2007). Most tsavorites have less than 10% of goldmanite (Figure VI-46), except for the Pakistani tsavorites which can contain more then 7 wt% V_2O_3 (Hussain 2005; Feneyrol et al. 2010c; Giuliani et al. 2011a). Most of the tsavorites display a V/Cr ratio higher than 1.0, except for some of the Kenyan tsavorites (Feneyrol et al. 2010c; Giuliani et al. 2011a) that are hosted by graphitic gneiss associated with mafic rocks (Simonet et al. 2000). The V/Cr ratio (8.9 ± 0.9) of the Namalulu tsavorite is one of the highest among worldwide tsavorites along with tsavorites from East Antarctica (V/Cr = 9.0 ± 0.3), whereas their vanadium content (0.49-0.80 wt% V_2O_3) is among the lowest (Feneyrol et al. 2010c).

(b) Vanadiferous green muscovite has been reported in the tsavorite deposits of Merelani (Malisa 1987) and Lualenyi (Suwa et al. 1996), as well as in the Hemlo gold deposit (Pan & Fleet 1992b). All these green micas are more vanadiferous than the Namalulu muscovites (up to 0.97 wt% V_2O_3). In Merelani, green muscovite (up to 2.69 wt% V_2O_3) has been found along with colourless vanadium-free muscovite. Colourless muscovite is generally found parallel to the foliation crosscutting the green micas. These two types of muscovite have also been described in the marbles associated with the tsavorite-bearing calc-silicate-graphite gneiss from Lualenyi in Kenya. The vanadium content of the green mica ranges from 1.28 to 2.55 wt% V_2O_3. The mica schists from the Hemlo gold deposit are characterized by the most vanadiferous green muscovites ever described, up to 17.6 wt% V_2O_3. However, the Namalulu muscovites are Mg-rich (1.69-2.01 wt% MgO) while the Hemlo muscovites are depleted in Mg (less than 0.28

wt% MgO).

(c) Vanadian green diopside has been observed in dolomitic marble from Merelani (Malisa 1987), and in the metapelites hosting tsavorite, as well as the kelyphitic rim around the vanadian garnet, of the Sør Rondane Mountains in East Antarctica (Osanai et al. 1990). However chemical data are not available for these deposits. V-diopside has been described in the calc-silicate-graphite gneiss and in the kelyphitic rim surrounding tsavorite in the Lualenyi deposit in Kenya (Figure VI-37): its V_2O_3 content is between 0.17 an 0.99 wt% (Suwa et al. 1996) which is similar to the Namalulu diopsides found in lens II (up to 0.74 wt% V_2O_3). Both diopsides are aluminous, with Al_2O_3 contents up to 1.58 wt% and 1.44 wt% respectively for Lualenyi and Namalulu. The Lualenyi diopside also contains MnO (0.35-0.62 wt%) and FeO (0.53-0.83 wt%). (V, Cr)-bearing diopside has been found in the green grossular-goldmanite occurrence of the Malé Karpaty Mountains in Slovakia (Figure VI-37): their V_2O_3 and Cr_2O_3 contents are up to 1.01 wt% and 0.42 wt% respectively (Uher et al. 2008).

(d) V-bearing phlogopite has been described in the Merelani tanzanite-tsavorite deposit, associated with karelianite at the contact between quartz and pyrrhotite within graphite-quartz veins (Giuliani et al. 2008). Its V_2O_3 content ranges from 4.21 to 10.88 wt%, which is more vanadiferous than the fluoro-phlogopites from lens II (1.25-1.37 wt% V_2O_3). Similar V-phlogopites (9.44-10.10 wt% V_2O_3), close to the roscoelite pole, also occur at Hemlo in green mica schist (Pan & Fleet 1992b). On the other hand, the Cr_2O_3 contents of these three kind of V-phlogopites are quite close: 0.00-0.43 wt% in Namalulu, 0.20-1.13 wt% in Merelani, 0.13-0.30 wt% in Hemlo.

(e) Vanadian titanite $Ca(Ti_{0.87}Al_{0.12}V_{0.04})SiO_5$ has been reported from the Lualenyi tsavorite deposit in Kenya, within the kelyphitic rim surrounding the garnet in nodules, and in marble (Suwa et al. 1996). V_2O_3 content ranged between 0.45 and 2.79 wt%, and chromium is less than 0.07 wt% Cr_2O_3. In East Antarctica, V-titanite is found in the tsavorite-bearing calcareous metapelite (Osanai et al. 1990). V-bearing titanite $Ca(Ti_{0.47\text{-}0.81}Al_{0.02\text{-}0.20}V_{0.12\text{-}0.42})Si(O_{4.26\text{-}5.00}F_{0.00\text{-}0.74})$ is described in green mica schist from the Hemlo gold deposit (Pan and Fleet 1992a, 1992b). It contains V_2O_5 from 5.54 to 18.52 wt%, chromium (0.08-0.33 wt% Cr_2O_3), iron (0.13-0.66 wt% Fe_2O_3), and REE up to 1.2 wt% R_2O_3. Another occurrence of V-titanite is described in the Poblet area in Spain where it contains up to 8.37 wt% V_2O_3, 0.48 wt% Cr_2O_3 and 0.98 wt% Fe_2O_3 (Canet et al. 2003). The average formula gives $Ca(Ti_{0.70}Al_{0.06}V_{0.20})SiO_5$. The Namalulu titanites $(Ti_{0.81}Al_{0.15}V_{0.04})SiO_4(OH_{0.47}F_{0.53})$ have a chemical formula close to the Lualenyi titanites, with a V_2O_3 content up to 2.67 wt%, but they are chromium-free and contain F up to 1.62 wt%.

6.2.1.6.4 Evidence for meta-evaporites associated with the tsavorite-bearing rocks

In the Namalulu tsavorite deposit, the presence of anhydrite and gypsum within the marble unit is clear and unambiguous evidence of the presence of meta-evaporites in the lithostratigraphic metamorphic column. Anhydrite is found in veins, nodules and very often as solid inclusions or daughter phases in fluid inclusions cavities in different minerals such as tsavorite (Figure VI-39a), V-diopside (Figure VI-39d), dolomite (Figure VI-39b) and fluoro-tremolite (Figure VI-39c). Such evaporite-bearing sediments have been also described in the Merelani (Malisa 1987) and Lemshuku (Feneyrol et al. 2010a) deposits of the Lelatema Fold Belt. Several mineralogical associations pinpoint a meta-evaporite sequence in Namalulu:

(i) the presence of scapolite (marialite) within the lens II in the dolomitic marble. The Na-Cl-rich scapolites indicate that the protolith of the lens II was enriched in Na and Cl like marine saliniferous sediments. This saline environment is in agreement with the dolomitic nature of the marbles and the quasi-exclusive presence of dolomite with a mean composition of $Ca_{0.50}Mg_{0.50}CO_3$, representative of high salinity environment (Fuchtbauer 1972; Moine et al 1981). Similar diopside-scapolite dolomitic marbles are found in the south Yakutia, Aldan shield (Serdyuchenko 1975); the scapolites have the same composition as the Namalulu ones and they result from the metamorphism of salt-bearing sediments which enriched the metamorphic minerals in Ca, Na, Cl, SO_4, CO_3 and F. At the Lualenyi tsavorite mine in southern Kenya, scapolite (80 mol. % Me) is associated with tsavorite, V-diopside, graphite and quartz in kelyphitic rims develop around tsavorite nodules hosted by calc-silicate-graphite gneiss (Suwa et al. 1996). The presence of abundant scapolite in the calc-silicate-graphite gneiss led Suwa et al. (1996) to propose their formation by the metamorphism of salt lake evaporites and their related sediments. Scapolites have also been described in the Neoproterozic formations of Cameroon in calc-silicates scapolitites (70-78 mol.% Me), associated with calcite+dolomite+clinopyroxene or quartz+garnet+clinopyroxene assemblages (Nzenti & Tchoua 1996). Scapolite of evaporitic origin is also described in calc-silicates and marbles from the lapis-lazuli deposits from Sare Sang in Afghanistan (Faryad 2002).

(ii) the presence of common fluid inclusion cavities filled by native sulphur and anhydrite in V-diopside is a testimony of the circulation of sulphate-native sulphur-bearing fluids during the formation of the pyroxene. Such sulphurous fluids have been reported for the tanzanite and tsavorite of the Merelani deposits (Giuliani et al. 2011b).

(iii) the presence of tainiolite associated with anhydrite in the pinkish dolomitic marble is strong evidence for the presence of a meta-evaporitic series hosting tsavorite. Generally this Li-F-rich

mica is linked to an alkaline magmatic environment, and thus the discovery of metamorphic tainolite in Namalulu is so-far unique. Tainolite has been located in few places worldwide (Figure VI-40): (i) in nepheline syenite pegmatites of Narssârsuk in Greenland (Flink 1901), Magnet Cove in Arkansas (Miser & Stevens 1938), and Coyote Peak in California (Erd et al. 1983); (ii) in the carbonatite deposits of Dicker Willem in Namibia (Cooper et al. 1995), Mbeya in Tanzania (Fick & van der Heyde 1959) and Haast River in New Zealand (Cooper et al. 1995). Tainiolite is also found in fenitized rocks (Cooper et al. 1995); (iii) in carbonated sequences intruded by alkaline magma at Ermavosk in Russia where it is used as an indicator of high alkalinity mineralizing solutions for the prospecting of F-Be deposits (Damdinova & Reyf 2005). At Mont Saint-Hilaire, Quebec, tainiolite substitutes fluoro-phlogopite (2.59-3.60 wt% F) by metasomatism of a F-, Na-, and Li-rich fluid (Armbruster et al. 2007).

(iv) the presence of several F-bearing minerals (fluoro-tremolite, fluoro-phlogopite and titanite) can also be interpreted as the consequence of metamorphism of evaporites (Jarousse 1978; Valley et al. 1982; Moine et al. 1981). F is present in fluoro-phlogopite and tainiolite micas as well as in fluoro-tremolite and titanite. All these F-minerals were formed during prograde metamorphism. There is no indication of metasomatism in the marble which could have brought F. Thus the protolith of the marble was likely initially enriched in fluorine. F can originate from clays in carbonated sediments or in apatite-bearing marine limestone as proposed by Valley et al. (1982) for the F-bearing phlogopite (Figure VI-36) and tremolite (Figure VI-35) in the Adirondacks marbles of New York. These siliceous marbles were metamorphosed under amphibolite facies for thermobarometric conditions (P = 6.5±1 kbar; T = 650±30°C) similar to those defined for the dolomitic marbles of Namalulu. Fluoro-phlogopite (0.48-3.23 wt% F) and fluoro-aspidolite (2.78-2.93 wt% F) have been also described in the ruby-bearing dolomitic marble deposit of Nangimali in Pakistan, where the Na-F-enrichment of the minerals is due to the melting of evaporites intercalated in the metamorphic series (Garnier et al. 2004b).

6.2.1.6.5 Evidence for a continental input to the platformal sediments of the metamorphic series

Several minerals containing Ba and P such as (K,Ba)-feldspar, (F,Ba)-phlogopite and APS minerals are recorded in the metamorphic rocks from the Namalulu tsavorite deposit. (F, Ba)-phlogopites are found in almost all the types of marble while (K, Ba)-feldspars and APS minerals are found respectively in the lens II and in the Ca-metasomatised graphitic gneiss. (K, Ba)-bearing feldspars of Namalulu (14.52-16.94 wt% K_2O; 0.00-7.52 wt% BaO) are similar to some of the feldspars of the green mica schist and associated barite-rich unit from the Hemlo

area in Ontario (Pan & Fleet 1991b). Its formula gives $Or_{2.5\text{-}98.6}Cn_{0.8\text{-}96.3}Ab_{1.1\text{-}16.4}$, with K_2O and BaO contents of 0.32-16.15 wt% and 0.43-39.10 wt% respectively (Figure VI-44). (F, Ba, Ti)-phlogopite has been described in siliceous dolomitic marble intercalated with metavolcanics in Rogaland, Norway (Bol et al. 1989). The F and BaO contents are respectively 0.00-3.10 wt% and 0.05-24.67 wt%. The F content is generally lower than in the Namalulu phlogopites (2.06-8.41 wt%) whereas the BaO content is generally higher than in Namalulu (0.00-2.14 wt%). Ba comes from the intercalated metavolcanics in Rogaland. Other (F, Ba)-phlogopites occurrences are exclusively found in magmatic rocks such as carbonatites or gabbros (e.g. Gaspar & Wyllie 1982; Shaw & Penczak 1996; Solovova et al. 2009). Ba is a typical continental element that is brought to the oceans after the weathering of Ba-rich minerals on the continents (von Allmen et al. 2010), generally found in magmatic rocks. It is either dissolved in the water or incorporated in clays. Ba content in the different Namalulu marble facies ranges from 4 to 87 ppm. These low values and the absence of barite indicate that Ba was concentrated in clays (Jarousse 1978).

Dill (2001) has defined several environments where aluminium-phosphate-sulphate minerals (APS) can form, and classified black shales and graphite schists into the argillaceous-carbonaceous environment type. Thus the APS-bearing Ca-metasomatised graphitic gneiss of Namalulu belongs to this type, and the APS minerals to the woodhouseite-crandallite series. P is derived from the weathering of igneous rocks on the continents (Dill 2001). The APS minerals in such an environment are generally found in pockets and hairline cracks such as in the black phyllites and lydites of the Carpathian Mts. Range (Rojkovic et al. 1999) or in the graphitic schists from the Nuba Mts. in Sudan (Dill et al. 1991). The protolith was deposited at the bottom of a basin at shallow depth, like an evaporitic lagoon or shelf seaway, under oxidising meteoric conditions. The APS minerals result from the oxidation of pyrite and replacement of apatite in the graphitic schists, by a meteoric low-temperature solution (Dill 2001). The nature of the solutions giving the APS minerals varies from (Dill 2001) supergene (meteoric fluids) as in Sudan, to hypogene (hydrothermal fluids) or metamorphic. In the Merelani tsavorite district, jarosite is linked to the hydrothermal alteration of the graphitic gneisses (Malisa 1987). The APS minerals from Namalulu are located within calcite veinlets that formed during the main deformation and metamorphic stage. The metasomatic fluids are metamorphic in origin and preliminary fluid inclusion study on tsavorite shows that the fluids are H_2S-S_8 in composition and derived from the oxidation-reduction of sulphates (Giuliani et al. 2011b). Consequently, the APS minerals in Namalulu are metamorphic. Such APS minerals can form in sabkha-like evaporitic environment (Morteani & Ackermand 1996).

The presence of Li and B in marble silicates is also a sign of a continental contribution

originating from a saline continental lacustrine basin (Warren 2010).

6.2.1.6.6 The tsavorite-bearing rocks protolith environment: evaporites versus carbonates and black shales

The protoliths of the rocks of the Namalulu area correspond to a sedimentary sequence formed by intercalations of siliceous and carbonaceous black shales, pure and impure carbonates, and evaporites. The environment of deposit is defined by several features: (i) marine environment for carbonates protolith deposit; (ii) sedimentary euxinic environment for organic matter-rich black shales; (iii) continental (and marine?) saline environment for (Li, B)-evaporites deposit; (iv) continental contributions carrying elements like Ba and P. Suwa et al. (1996) suggested a salt lake environment while Feneyrol et al. (2010a) proposed a carbonated platform within a lagoon opening onto the ocean. Warren (2006, 2010) has defined a few models explaining evaporite deposits in different kinds of environments. The Namalulu basinal deposit likely corresponds to a marine coastal sabkha i.e. a salt mudflat occasionally covered by ephemeral marine and continental flood waters at the sea margin. Today such a sabkha is found in the Arabian Gulf. The main salts in this kind of environment are gypsum or halite, with minor anhydrite. The lithologies associated with evaporites are ramp carbonates and siliciclastics. Several signs of living organisms have been recognized in the actual Arabian Gulf sabkha: algae, gasteropods, corals, cyanobacteria,... These organisms, or at least their Neoproterozoic equivalents, could be the precursors of the organic matter in the black shales. Deposition of evaporites in the Neoproterozoic Mozambique Ocean has been evidenced in the Lufilian and northern Zambezi belts by Porada & Berhorst (2000). These evaporites were deposited in a lagoon basin associated with a carbonate platform in the Mozambican Ocean. In Cameroon, scapolite-bearing rocks also indicate epicontinental evaporite deposits at the northern edge of the Congo craton (Nzenti & Tchoua 1996).

The genetic link between evaporites and gemstones hosted by metamorphosed sedimentary sequences has been described worldwide for different types of deposits: (i) emeralds from Colombia result from the thermochemical sulfate reduction at T = 150-300°C of evaporites intercalated in black shales and the mobilization by basinal brines of the Be, Cr and V contained in the black shales (Giuliani et al. 2000); (ii) lapis-lazuli of Sare Sang in Afghanistan is associated with scapolite-bearing rocks resulting from the metamorphism in the upper amphibolite facies (P = 13-14 kbar and T = 750°C) of an evaporite-carbonate sequence, deposited in a shallow marine or continental environment, interacting with (S, Cl, CO_2)-rich fluids (Faryad 2002); (iii) ruby in marble from central and southeast Asia formed by thermochemical reduc-

tion of sulphates of evaporitic origin and the mobilization by molten salts of Al, Cr and V for the crystallization of ruby during retrograde amphibolite facies metamorphism at P = 2.6-3.3 kbar and T = 620-670°C (Garnier et al. 2008). The $\delta^{11}B$ of tourmalines between +18.2 and +31.7 ‰ or between -30.1 and +10.2 ‰ indicates a marine and a non marine evaporitic origin respectively (Slack et al. 1989; Barth 1993): it comforted the model of a sabkha environment for the Asian ruby-bearing marble protolith deposit as the $\delta^{11}B$ of associated tourmalines was measured between -10.5 and -0.4 ‰ (Garnier 2003).

6.2.1.7 Conclusions

The graphitic gneiss, marbles and carbonates-evaporite-bearing lenses from the Namalulu tsavorite deposit are characterized by several V-minerals (kyanite, muscovite, diopside, rutile, titanite, tsavorite), (F, Ba)-minerals (tremolite, phlogopite, tainiolite, titanite) and evaporitic minerals such as gypsum/anhydrite and scapolite. The genesis of the tsavorite deposit is summarised as: (i) deposition of the protoliths (organic matter-rich black shales, carbonates, evaporites) in a marine coastal sabkha located at the margin of the Congo-Kalahari cratons in the Mozambique Ocean during early Neoproterozoic; (ii) Pan-African prograde metamorphism ca. 640-600 Ma associated with folding and shearing, transforming the protoliths into graphitic gneiss, marbles and impure carbonated lenses, and meta-evaporites; (iii) during the retrograde metamorphism in the amphibolite facies at ca. P = 5.6-6.7 kbar and T = 630 ± 31°C, calcian metasomatism mobilized the mineralizing elements in the graphitic gneiss and contributed to the crystallization of tsavorite in quartz-calcite veins.

Minerals		Kyanite		Rutile						Titanite						
Samples		JF101		JF101					JF103	JF060				JF103		
Analyses		4	9	12	13	14	15	16	e-17	a1-22	a2-9	a2-67	c-82	cpp-53	cpl-21	d-26
SiO_2	*wt%*	34.77	35.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	30.73	30.86	31.09	31.13	32.20	31.12	30.36
TiO_2		0.00	0.00	97.62	97.94	98.15	97.44	96.96	95.59	33.35	34.60	33.04	34.30	31.19	33.07	34.10
Al_2O_3		63.98	64.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.73	4.15	4.00	3.31	3.92	4.09	3.44
Cr_2O_3		0.00	0.00	0.26	0.20	0.28	0.27	0.20	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V_2O_3		0.23	0.44	1.93	1.53	1.60	1.75	1.88	2.78	0.34	0.00	2.11	1.12	2.67	1.25	0.90
CaO		0.07	0.08	0.22	0.00	0.15	0.00	0.16	0.24	28.86	28.90	28.69	28.66	27.84	28.43	28.77
K_2O		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00
F		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.62	1.41	1.39	1.18	1.05	1.38	1.03
H_2O*		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.38	0.49	0.51	0.61	0.71	0.51	0.65
.-O=F		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.68	-0.60	-0.58	-0.50	-0.44	-0.58	-0.44
Total		99.05	100.10	100.02	99.67	100.18	99.46	99.19	98.90	99.33	99.82	100.48	99.81	99.14	99.29	98.80
Si	*apfu*	0.950	0.959	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Ti^{4+}		0.000	0.000	0.981	0.986	0.984	0.984	0.982	0.973	3.264	3.373	3.197	3.314	2.914	3.196	3.378
Al		2.060	2.044	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.725	0.634	0.606	0.501	0.575	0.620	0.534
Cr^{3+}		0.000	0.000	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V		0.005	0.010	0.021	0.016	0.017	0.019	0.020	0.030	0.036	0.000	0.217	0.115	0.266	0.129	0.095
Ca		0.002	0.002	0.003	0.000	0.002	0.000	0.002	0.003	4.024	4.014	3.954	3.946	3.706	3.915	4.061
K^+		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.041	0.000	0.000	0.000	0.000
F^-		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.666	0.580	0.564	0.479	0.411	0.561	0.431
OH^-		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.334	0.420	0.436	0.521	0.589	0.439	0.569
Total		3.017	3.014	1.007	1.005	1.006	1.005	1.007	1.010	13.049	13.021	13.015	12.876	12.461	12.860	13.068

Tableau VI-30 : Chemical composition of kyanite, rutile and titanite in the graphitic gneiss (JF101), lens II (JF060) and scapolite (JF103) from the Namalulu deposit

Samples		JF101						JF110a
Analyses		2	8	10	15	16	17	83
SiO_2	*wt%*	48.82	49.25	48.94	47.59	47.76	47.24	48.36
TiO_2		1.80	0.15	1.88	1.87	1.80	1.80	1.68
Al_2O_3		33.87	36.50	33.86	33.39	33.79	33.28	34.11
Cr_2O_3		0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V_2O_3		0.61	0.46	0.97	0.73	0.76	0.76	0.00
MgO		2.01	1.48	1.94	1.89	1.75	1.69	1.75
Na_2O		0.30	0.20	0.37	0.40	0.28	0.32	0.21
K_2O		9.98	8.34	10.52	9.87	10.10	9.90	10.45
H_2O*		4.63	4.65	4.68	4.56	4.58	4.53	4.61
Total		102.36	101.22	103.93	100.30	100.83	99.50	101.16
Si	*apfu*	6.282	6.311	6.271	6.254	6.246	6.258	6.295
^{iv}Al		1.718	1.689	1.729	1.746	1.754	1.742	1.705
^{vi}Al		3.418	3.822	3.385	3.426	3.456	3.454	3.526
Ti		0.174	0.015	0.181	0.185	0.177	0.179	0.165
Cr		0.031	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V		0.063	0.048	0.099	0.077	0.080	0.080	0.000
Mg		0.386	0.283	0.371	0.370	0.341	0.334	0.340
∑Oct		4.072	4.168	4.036	4.058	4.054	4.047	4.031
Na		0.076	0.050	0.091	0.102	0.070	0.083	0.052
K		1.638	1.363	1.719	1.655	1.686	1.673	1.735
∑Int		1.714	1.434	1.811	1.756	1.756	1.756	1.787
OH		4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Total		17.786	17.601	17.847	17.815	17.810	17.803	17.818

Tableau VI-31 : Chemical composition of muscovite in the graphitic gneiss (JF101) and in the yellowish marble (JF110a) from the Namalulu deposit

ROCK	CALCITE	DOLOMITE
Graphitic gneiss	$(Ca_{0.95}Mg_{0.05})CO_3$ - $(Ca_{0.99}Mg_{0.01})CO_3$	
Whitish marble		$(Ca_{0.51}Mg_{0.49})CO_3$
Yellowish marble		$(Ca_{0.51}Mg_{0.49})CO_3$
Orange marble	$CaCO_3$	$(Ca_{0.52}Mg_{0.48})CO_3$
White-grey marble		$(Ca_{0.50}Mg_{0.50})CO_3$
Lens I	$(Ca_{0.95}Mg_{0.05})CO_3$ - $CaCO_3$	$(Ca_{0.50}Mg_{0.50})CO_3$
Nodule	$(Ca_{0.99}Mg_{0.01})CO_3$	$(Ca_{0.50}Mg_{0.50})CO_3$
Lens II	$(Ca_{0.97}Mg_{0.03})CO_3$ - $CaCO_3$	

Tableau VI-32 : Structural formula of calcite and dolomite in the different rocks of the Namalulu deposit

Samples		JF106				JF107	JF109		JF112	
Analyses		a-8	a-11	a-13	a-22	67	58	63	71	72
SiO_2	*wt%*	58.05	57.58	58.49	58.82	59.21	58.40	57.49	57.96	57.61
Al_2O_3		0.29	0.26	0.41	0.14	0.29	0.98	2.11	1.11	0.98
MgO		24.73	24.66	24.87	24.73	23.99	24.14	23.76	24.38	24.26
CaO		12.91	12.88	12.46	12.66	12.69	13.62	13.44	13.03	12.99
Na_2O		0.88	0.88	0.95	0.79	0.66	0.20	0.35	0.97	0.75
K_2O		0.44	0.40	0.68	0.54	0.64	0.00	0.42	0.42	0.21
F		3.35	3.21	3.50	3.42	3.43	1.23	1.41	3.77	3.67
H_2O*		0.61	0.66	0.55	0.59	0.58	1.62	1.54	0.42	0.45
-O=F		-1.41	-1.35	-1.47	-1.44	-1.44	-0.52	-0.59	-1.59	-1.54
Total		99.84	99.16	100.43	100.24	100.04	99.67	99.93	100.46	99.37
Si	*apfu*	7.927	7.917	7.938	7.985	8.042	7.934	7.817	7.870	7.892
^{iv}Al		0.047	0.041	0.062	0.015	0.000	0.066	0.183	0.130	0.108
^{vi}Al		0.000	0.000	0.004	0.007	0.046	0.090	0.156	0.048	0.050
Mg		5.033	5.054	5.031	5.005	4.857	4.889	4.816	4.935	4.953
Ca		1.889	1.897	1.811	1.842	1.847	1.982	1.959	1.896	1.907
Na		0.232	0.235	0.250	0.208	0.174	0.053	0.093	0.254	0.200
K		0.077	0.070	0.117	0.093	0.111	0.000	0.073	0.072	0.037
F		1.445	1.395	1.500	1.470	1.472	0.530	0.605	1.618	1.589
OH		0.555	0.605	0.500	0.530	0.528	1.470	1.395	0.382	0.411
Total		17.204	17.215	17.213	17.154	17.077	17.015	17.096	17.204	17.148
Li	*ppm*	-	588	634	542	-	-	-	-	-
B		-	29	23	52	-	-	-	-	-

Tableau VI-33 : Chemical composition of fluoro-tremolite in the lens II (JF060), the carbonated nodule (JF107), the white-grey (JF109) and whitish (JF112) marbles from the Namalulu deposit

Samples		JF060				JF109		JF110b	JF112
Analyses		a2-50	c-73	c-74	c-75	54	59	87	70
SiO_2	*wt%*	43.13	41.81	41.82	41.67	43.57	44.58	42.13	43.82
TiO_2		0.32	0.75	0.74	0.75	0.94	0.58	0.86	0.37
Al_2O_3		13.97	13.03	13.46	13.63	13.25	13.12	16.32	12.17
Cr_2O_3		0.00	0.33	0.39	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00
V_2O_3		1.37	1.25	1.31	1.36	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO		0.62	0.52	0.61	0.73	0.00	0.00	0.72	0.00
MgO		25.52	26.25	26.60	26.88	25.54	26.88	24.63	27.64
CaO		0.29	0.48	0.19	0.28	0.13	0.00	0.00	0.00
BaO		0.32	0.24	0.30	0.30	0.17	0.18	0.00	2.14
Na_2O		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27
K_2O		10.67	10.87	10.63	10.75	10.46	10.36	10.20	9.91
F		3.22	3.46	3.24	3.18	4.80	4.83	2.06	8.41
Cl		0.14	0.10	0.12	0.11	0.17	0.13	0.13	0.11
H_2O*		2.77	2.61	2.74	2.79	1.96	2.04	3.30	0.30
-O=F		-1.35	-1.46	-1.36	-1.34	-2.02	-2.03	-0.87	-3.54
-O=Cl		-0.03	-0.02	-0.03	-0.03	-0.04	-0.03	-0.03	-0.02
Total		100.94	99.05	99.22	100.00	98.92	100.64	99.46	101.57
Si	*apfu*	5.972	5.867	5.828	5.777	6.108	6.131	5.858	6.089
^{iv}Al		2.003	2.133	2.172	2.223	1.892	1.869	2.142	1.911
^{vi}Al		0.251	0.021	0.039	0.005	0.298	0.258	0.532	0.082
Ti		0.033	0.079	0.078	0.079	0.099	0.059	0.089	0.038
Cr		0.000	0.037	0.043	0.047	0.000	0.000	0.000	0.000
V		0.152	0.141	0.146	0.151	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe^{2+}		0.072	0.061	0.071	0.084	0.000	0.000	0.084	0.000
Mg		5.268	5.491	5.528	5.556	5.338	5.510	5.105	5.725
∑Oct		5.776	5.830	5.905	5.922	5.734	5.828	5.811	5.845
Ca		0.043	0.072	0.028	0.042	0.019	0.000	0.000	0.000
Ba		0.017	0.013	0.016	0.016	0.009	0.010	0.000	0.116
Na		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.073
K		1.885	1.947	1.890	1.902	1.871	1.817	1.810	1.757
∑Int		1.945	2.032	1.935	1.960	1.900	1.827	1.810	1.947
F		1.409	1.536	1.426	1.395	2.126	2.101	0.907	3.694
Cl		0.032	0.023	0.028	0.026	0.039	0.031	0.030	0.026
OH		2.559	2.441	2.546	2.579	1.835	1.868	3.063	0.280
Total		19.721	19.862	19.839	19.882	19.634	19.655	19.621	19.792

Tableau VI-34 : Chemical composition of fluoro-phlogopite in the lens II (JF060), the white-grey (JF109), orange (JF110b) and the whitish (JF112) marbles from the Namalulu deposit

Samples		JF060									JF112
Analyses		a1-19	a1-25	a1-36	a2-3	a2-10	a2-12	c-62	c-63	c-67	75
SiO_2	*wt%*	55.80	55.37	55.17	55.89	55.85	55.89	54.60	55.33	55.96	55.94
Al_2O_3		0.88	1.44	0.69	0.96	0.84	0.91	1.04	1.15	1.09	0.00
V_2O_3		0.18	0.00	0.43	0.74	0.24	0.38	0.27	0.29	0.00	0.00
FeO		0.00	0.00	0.16	0.00	0.15	0.24	0.15	0.00	0.00	0.00
MgO		18.23	17.94	18.00	17.99	18.02	18.09	18.11	18.06	17.97	18.58
CaO		25.38	25.17	25.33	25.10	25.66	25.57	24.76	25.16	24.75	25.65
Na_2O		0.38	0.50	0.32	0.59	0.29	0.37	0.58	0.48	0.45	0.00
Total		100.85	100.41	100.10	101.26	101.25	101.44	99.50	100.46	100.21	100.17
Si	*apfu*	1.992	1.984	1.988	1.989	1.990	1.987	1.979	1.983	2.003	2.009
^{iv}Al		0.008	0.016	0.012	0.011	0.010	0.013	0.021	0.017	0.000	0.000
^{vi}Al		0.028	0.045	0.017	0.029	0.025	0.025	0.023	0.032	0.046	0.000
V		0.005	0.000	0.012	0.021	0.007	0.011	0.008	0.008	0.000	0.000
Fe^{2+}		0.000	0.000	0.005	0.000	0.004	0.007	0.004	0.000	0.000	0.000
Mg		0.970	0.958	0.967	0.954	0.957	0.959	0.978	0.965	0.959	0.995
Ca		0.970	0.966	0.978	0.957	0.980	0.974	0.961	0.966	0.949	0.987
Na		0.027	0.034	0.023	0.041	0.020	0.025	0.041	0.033	0.031	0.000
Total		4.001	4.003	4.002	4.001	3.999	4.001	4.016	4.005	3.989	3.991
Wo	*mol%*	50.01	50.21	50.16	50.07	50.47	50.21	49.45	50.03	49.74	49.80
En		49.99	49.79	49.59	49.93	49.31	49.43	50.32	49.97	50.26	50.20
Fs		0.00	0.00	0.25	0.00	0.23	0.36	0.23	0.00	0.00	0.00

Tableau VI-35 : Chemical composition of diopside in the lens II (JF060) and the whitish marble (JF112) from the Namalulu deposit

Sample		JF106				
Analyses		b-41	b-44	b-34	b-36	b-40
SiO_2	*wt%*	55.56	53.07	55.42	54.95	53.98
TiO_2		0.13	0.22	0.17	0.13	0.17
Al_2O_3		3.81	5.18	4.15	4.08	4.62
MgO		24.39	24.04	24.38	24.36	24.69
Na_2O		0.14	0.18	0.16	0.16	0.15
K_2O		9.73	10.03	10.08	9.88	9.84
Li_2O		2.05	2.05	2.05	2.01	2.02
F		9.28	9.37	9.24	9.06	9.00
Cl		0.36	0.29	0.35	0.36	0.40
H_2O*		0.00	-0.10	0.04	0.08	0.09
-O=F		-3.91	-3.94	-3.89	-3.82	-3.79
-O=Cl		-0.08	-0.07	-0.08	-0.08	-0.09
Total		101.46	100.31	102.07	101.19	101.09
Si	*apfu*	3.707	3.600	3.684	3.683	3.628
^{iv}Al		0.293	0.400	0.316	0.317	0.366
^{vi}Al		0.006	0.015	0.009	0.005	0.000
Ti		0.006	0.011	0.008	0.007	0.008
Mg		2.426	2.431	2.416	2.434	2.474
Li		0.550	0.559	0.548	0.542	0.546
∑Oct		2.989	3.016	2.981	2.987	3.028
Na		0.018	0.023	0.021	0.021	0.020
K		0.829	0.868	0.855	0.845	0.844
∑Int		0.847	0.891	0.876	0.866	0.863
F		1.958	2.010	1.943	1.921	1.913
Cl		0.040	0.033	0.039	0.041	0.046
OH		0.001	0.000	0.018	0.037	0.041
Total		9.836	9.950	9.858	9.853	9.885
B	*ppm*	-	53	110	-	73

Tableau VI-36 : Chemical composition of tainiolite in the lens I from the Namalulu deposit

Samples		JF060			JF103							
Analyses		a2-63	a2-66	c-69	cpl-1	cpl-2	d-28	d-29	d-33	e-1	e-3	e-6
SiO_2	*wt%*	52.89	54.69	53.88	53.54	52.87	52.46	52.54	53.92	52.94	53.96	54.70
Al_2O_3		24.13	23.45	24.11	24.49	23.98	24.60	24.10	23.86	24.26	24.09	23.27
CaO		10.02	9.71	9.98	10.36	10.04	10.97	10.22	9.64	10.48	9.87	8.77
Na_2O		6.75	7.26	7.29	6.66	6.72	6.50	6.55	6.91	6.76	6.97	7.24
K_2O		1.76	2.05	1.77	1.85	2.02	1.76	1.91	2.15	1.77	1.98	2.09
Cl		2.60	2.79	2.60	2.55	2.47	2.30	2.43	2.67	2.41	2.45	2.70
SO_3		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06
CO_2		1.74	1.57	1.79	1.86	1.89	2.12	1.92	1.69	1.98	1.95	1.63
.-O=Cl		-0.59	-0.63	-0.59	-0.58	-0.56	-0.52	-0.55	-0.60	-0.54	-0.55	-0.61
Total		99.30	100.87	100.84	100.74	99.41	100.20	99.12	100.25	100.06	100.78	99.86
Si	*apfu*	7.804	7.972	7.857	7.797	7.820	7.728	7.790	7.887	7.792	7.863	7.993
Al		4.196	4.028	4.143	4.203	4.180	4.272	4.210	4.113	4.208	4.137	4.007
Total		12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
Ca		1.584	1.516	1.560	1.616	1.591	1.731	1.623	1.511	1.652	1.541	1.373
Na		1.930	2.052	2.060	1.880	1.926	1.857	1.882	1.959	1.929	1.970	2.050
K		0.332	0.381	0.330	0.344	0.381	0.331	0.361	0.401	0.333	0.367	0.390
∑cations		3.846	3.949	3.950	3.839	3.898	3.920	3.866	3.871	3.915	3.878	3.814
Cl		0.650	0.688	0.643	0.630	0.619	0.574	0.611	0.662	0.602	0.606	0.669
S		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.007
C		0.350	0.312	0.357	0.370	0.381	0.426	0.389	0.338	0.398	0.388	0.324
∑anions		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Total		16.846	16.949	16.950	16.839	16.898	16.920	16.866	16.871	16.915	16.878	16.814
Me	*mol%*	41.19	38.39	39.49	42.08	40.82	44.17	41.98	39.04	42.21	39.73	36.02
Ma		58.81	61.61	60.51	57.92	59.18	55.83	58.02	60.96	57.79	60.27	63.98

Tableau VI-37 : Chemical composition of scapolite in the lens II from the Namalulu deposit

Sulphides		Pyrrhotite			Pyrite			Chalcopyrite	
Samples		JF060		JF103	JF060		JF103	JF060	
Analyses		a2-26	c-5	cpp-37	a2-29	c-12	e-43	a2-31	c-15
Cr	*wt%*	0.14	0.14	0.13	0.12	0.17	0.00	0.14	0.14
Fe		60.16	60.93	58.55	46.61	47.23	44.61	29.79	30.84
Ni		0.57	0.61	0.61	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00
Cu		0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	35.33	34.69
S		37.70	37.56	38.00	51.45	51.23	53.10	33.97	33.35
Total		98.57	99.24	97.29	98.48	98.62	98.01	99.24	99.02
Cr	*apfu*	0.002	0.002	0.002	0.003	0.004	0.000	0.005	0.005
Fe		0.951	0.959	0.933	1.023	1.037	0.974	0.992	1.032
Ni		0.009	0.009	0.009	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000
Cu		0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	1.034	1.020
S		1.038	1.029	1.055	1.968	1.959	2.020	1.969	1.943
Total		2.000	2.000	2.000	3.000	3.000	3.000	4.000	4.000

Tableau VI-38 : Chemical composition of sulphides in the lens II (JF060) and in scapolite (JF103) from the Namalulu deposit

Samples		JF060			JF103						
Analyses		a1-17	c-80	c-88	cpl-18	cpl-19	cpl-22	cpl-23	cpl-24	cpl-25	cpl-29
SiO_2	*wt%*	65.01	63.51	59.70	60.99	62.44	61.99	62.06	63.02	59.69	59.59
Al_2O_3		19.06	18.70	20.59	19.35	19.04	18.82	19.48	18.90	19.75	20.00
BaO		1.33	1.48	7.55	3.89	1.22	1.48	3.25	0.45	5.74	6.38
Na_2O		0.41	0.25	0.21	0.00	0.00	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00
K_2O		16.19	16.18	13.85	15.33	16.54	16.09	16.21	16.94	15.199	14.52
Total		102.00	100.12	101.91	99.55	99.25	98.65	100.99	99.30	100.39	100.48
Si	*apfu*	2.973	2.967	2.846	2.913	2.946	2.946	2.918	2.958	2.872	2.867
Al		1.027	1.030	1.157	1.089	1.059	1.054	1.079	1.046	1.120	1.134
Ba		0.024	0.027	0.141	0.073	0.023	0.028	0.060	0.008	0.108	0.120
Na		0.037	0.023	0.019	0.000	0.000	0.025	0.000	0.000	0.000	0.000
K		0.944	0.964	0.842	0.934	0.996	0.975	0.972	1.014	0.933	0.891
Total		5.004	5.011	5.006	5.009	5.023	5.027	5.029	5.026	5.034	5.012
Albite	*mol%*	3.64	2.24	1.94	0.00	0.00	2.39	0.00	0.00	0.00	0.00
Anorthite		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Orthose		93.98	95.09	83.99	92.77	97.78	94.92	94.20	99.19	89.60	88.11
Celsian		2.38	2.67	14.07	7.23	2.22	2.69	5.80	0.81	10.40	11.89

Tableau VI-39 : Chemical composition of K-feldspar in the lens II (JF060) and in scapolite (JF103) from the Namalulu deposit

Sample		JF060									
Analyses		c-1	c-2	c-3	c-4	c-5	c-6	c-7	c-8	c-9	c-10
Cr_2O_3	*wt%*	32.43	33.46	28.41	24.27	27.73	25.47	32.14	32.80	28.80	35.24
Fe_2O_3		1.27	1.49	1.15	1.09	1.20	2.50	2.95	1.20	1.20	3.33
V_2O_3		65.91	64.29	69.90	76.23	72.73	73.81	65.16	67.63	71.29	63.01
Total		99.61	99.25	99.46	101.59	101.65	101.77	100.25	101.63	101.29	101.58
Cr	*apfu*	0.646	0.669	0.566	0.473	0.540	0.496	0.636	0.640	0.563	0.689
Fe^{3+}		0.024	0.028	0.022	0.020	0.022	0.046	0.056	0.022	0.022	0.062
V^{3+}		1.330	1.303	1.412	1.507	1.437	1.458	1.308	1.338	1.414	1.249
Total		2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Hematite	*mol%*	1.20	1.42	1.09	1.01	1.11	2.32	2.78	1.12	1.12	3.10
Karelianite		66.52	65.14	70.61	75.34	71.87	72.89	65.41	66.89	70.71	62.45
Eskolaite		32.28	33.43	28.30	23.65	27.02	24.80	31.81	31.99	28.17	34.44

Tableau VI-40 : Chemical composition of karelianite in the lens II from the Namalulu tsavorite deposit

Samples		N1	N4	N5
Number of analyses		20	20	20
SiO_2	*wt%*	39.62	39.55	39.77
TiO_2		0.37	0.30	0.35
Al_2O_3		21.59	21.61	21.47
Cr_2O_3		0.05	0.09	0.08
Fe_2O_3 *		0.00	0.00	0.00
V_2O_3		0.49	0.77	0.80
FeO *		0.06	0.06	0.06
MnO		1.18	1.12	1.18
MgO		0.34	0.36	0.36
CaO		35.65	35.50	35.69
Total		99.36	99.36	99.76
Si	*apfu*	3.002	2.997	3.003
^{iv}Al		0.000	0.003	0.000
Σ		3.002	3.000	3.003
^{vi}Al		1.928	1.927	1.911
Ti		0.021	0.017	0.020
Cr		0.003	0.005	0.005
Fe^{3+}		0.000	0.000	0.000
V^{3+}		0.030	0.047	0.048
$\sum$Oct.		1.982	1.996	1.984
Fe^{2+}		0.004	0.004	0.004
Mn		0.076	0.072	0.075
Mg		0.039	0.040	0.040
Ca		2.895	2.882	2.888
$\sum$Tet.		3.013	2.998	3.008
Total		7.997	7.995	7.995
End members DHZ(1992)				
Pyrope	*mol%*	1.3	1.3	1.3
Almandine		0.1	0.1	0.1
Spessartite		2.5	2.4	2.5
Andradite		0.0	0.0	0.0
Uvarovite		0.2	0.3	0.2
Goldmanite		1.5	2.4	2.4
Grossular		94.4	93.5	93.4
Total		100.0	100.0	100.0

Tableau VI-41 : Chemical composition of tsavorite from the Namalulu deposit

6.2.2 Les filons de l'unité de marbre dolomitique

Des filons concordants de métagabbros et de biotitites de plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur sont intercalés dans l'unité de marbre dolomitique. La composition chimique des principaux minéraux de ces filons est reportée dans l'annexe C.

Le filon de métagabbro (Figures VI-49a et VI-49b) à texture grenue est composé de scapolite (40-50%), de diopside (20-30%), d'amphibole de type magnésio-sadanagaite (20-30%), de titanite et rutile (5-10%), et de sulfures de cuivre (1%) telles la chalcocite, l'anilite et la bornite. Tous les minéraux ont des contacts légèrement amiboïdes. La scapolite (61% de méionite; 2,5 %poids SO_3; Figure VI-55) est sous la forme de grains de taille inférieure à 2,5 mm. Le diopside ($Wo_{47}En_{39}Fs_{14}$; Figure VI-54), brun et fracturé (< 2 mm), est associé à l'amphibole verte (< 1 mm). La titanite est ovoïde (< 2 mm en longueur), et contient de l'aluminium (0,7-0,9 %poids Al_2O_3) et du vanadium (jusqu'à 0,4 %poids V_2O_3). Elle a des inclusions de rutile vanadifère (0,5 %poids V_2O_3) de plusieurs dizaines de micromètre (Figure VI-49c). Les sulfures de cuivre (< 1 mm) sont altérés et transformés en oxy-hydroxydes de cuivre (Figure VI-49d). De rares barytines sont associées à ces sulfures. Des veinules d'oxyde de cuivre, associées aux sulfures de cuivre, remplissent des fractures de quelques micromètres de large.

Le filon de biotitite (Figure VI-49e) est composé de biotite (50%), de quartz (20-25%), de plagioclase (20-25%), de tourmaline (5-10%) et de rares zircons. La texture de la roche est isogrenue. La biotite (X_{Mg} = 0,67), en lamelles de taille inférieure à 1 mm, est orientée parallèlement à l'axe du filon. Le quartz et le plagioclase (< 0,5 mm) ont des contacts amiboïdes avec la biotite. Le plagioclase ($An_{91,2}Ab_{8,8}$; Figure VI-57) est parfois fracturé et peut présenter localement une texture myrmékitique. La tourmaline, de type dravite et de couleur verte, est disséminée dans la roche (Figure VI-49f). Elle est sous la forme de cristaux pseudo-hexagonaux de taille avoisinant 0,1-0,2 mm, et elle est associée à la biotite et au plagioclase.

6.3 Pétrologie des nodules et filons de quartz à tsavorite de différents gisements mondiaux

Les compositions représentatives des minéraux des échantillons discutés dans cette partie sont reportées dans les tableaux VI-42 à VI-47 à la fin de cette partie.

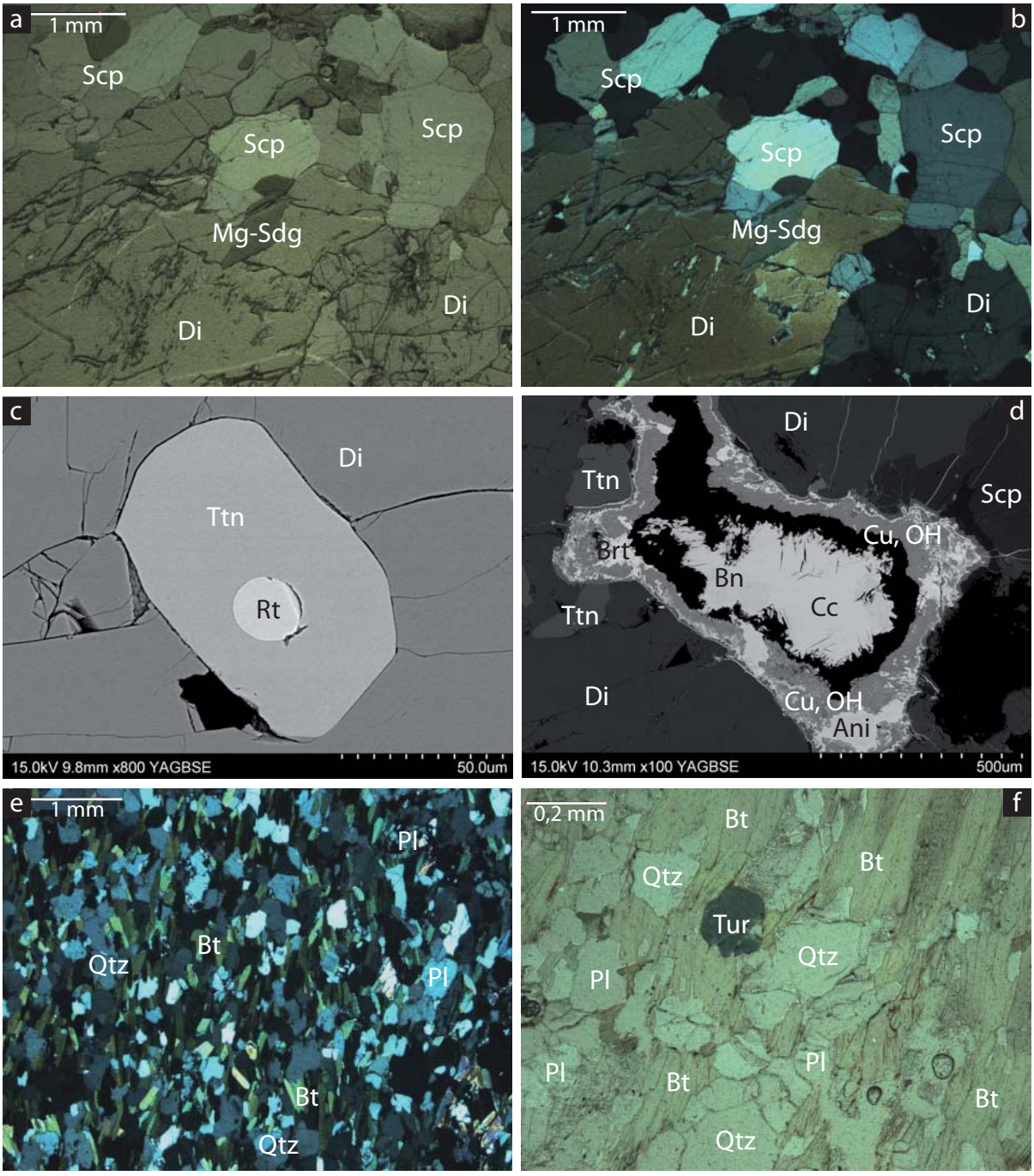


Figure VI-49 : Les filons de composition métagabbroïque et biotitique des marbres de Namalulu

a) et b) Assemblage scapolite (Scp) - diopside (Di) - magnésio-sadanagaite (Mg-Sdg) des métagabbros en lumière naturelle et en lumière polarisée. c) Inclusion de rutile (Rt) dans un cristal de titanite (Ttn), lui-même inclus dans un grain de diopside dans le métagabbro. d) Sulfures de cuivre (chalcocite Cc, bornite Bn, anilite Ani), dans le métagabbro, déstabilisés en hydroxyde de cuivre (Cu, OH) à leur périphérie. De la barytine (Brt) est également présente à la périphérie. e) Assemblage biotite (Bt) - quartz (Qtz) - plagioclase (Pl) des biotitites. f) Cristal de tourmaline (Tur) verte dans la biotitite.

6.3.1 Les nodules de la mine de Nadan1 (Kenya)

Les nodules de tsavorite de la mine de Nadan1 (Figure VI-50a) se trouvent au sein d'un niveau de gneiss graphiteux (Figure VI-50b) d'épaisseur très variable (1 à 3 m). Ce niveau est parallèle au plan $S_{0\text{-}1}$, et les nodules sont associés à des bandes de quartz palissadique et à des niveaux de roches calco-silicatées. Ils peuvent atteindre un diamètre compris entre 5 cm et 10 cm environ.

La tsavorite est très fracturée. La fracturation, de quelques micromètres de large, est parfois associée à un remplissage d'oxydes de manganèse et de baryum et/ou d'oxydes de fer (Figure VI-50f). Elle contient des inclusions (< 3 mm) de diopside (Figure VI-51a). Ce même diopside (2-3 mm) est retrouvé autour de la tsavorite sous la forme de cristaux très fracturés présentant des contacts amiboïdes avec le grenat (Figures VI-51a, VI-51c et VI-51e) et associés à du quartz (Figures VI-51b et VI-51c). Au contact entre la tsavorite et le diopside, du plagioclase est parfois présent (Figure VI-51d) et remplit certaines fractures qui affectent la tsavorite (Figure VI-50e). Le diopside entourant le nodule est parfois remplacé par de l'anorthite (Figure VI-50c). Ce plagioclase, ainsi que la tsavorite, sont parfois déstabilisés en zoïsite non vanadifère (Figures VI-50c et VI-50d). Quelques titanites (< 0,1 mm) et apatites sont retrouvées associées au diopside (Figure VI-51a), et de rares et très petits (< 30 µm) cristaux enrichis en chrome sont inclus dans le plagioclase (Figure VI-50g). La taille de ces derniers n'a pas permis d'avoir une analyse complète de leur composition chimique, mais une mesure a donné une teneur en Cr_2O_3 de 66 %poids, indiquant que ces minéraux sont de même nature que l'eskolaïte Cr_2O_3.

Ces observations permettent de proposer l'équations suivante pour la formation de la tsavorite à partir du diopside :

$$3CaMgSi_2O_6 + 2\,Al^{3+} = Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + 3SiO_2 + 3Mg^{2+}$$

3 diopside + 2 Al^{3+} = grossulaire + 3 quartz + 3 Mg^{2+}

Ces réactions font intervenir l'arrivée d'aluminium et l'expulsion de magnésium montrant qu'elles ont pu se dérouler simultanément (voir Chapitre IV). Le plagioclase présent au contact entre le diopside et la tsavorite suggère également l'équation suivante pour la formation de l'anorthite :

$$CaMgSi_2O_6 + Ca_3Al_2(SiO_4)_3 = CaAl_2SiO_8 + 4SiO_2 + MgO + 3CaO$$

diopside + grossulaire = anorthite + 4 quartz + MgO + 3 CaO

La formation de la zoïsite à partir de l'anorthite et de la tsavorite est expliquée par la

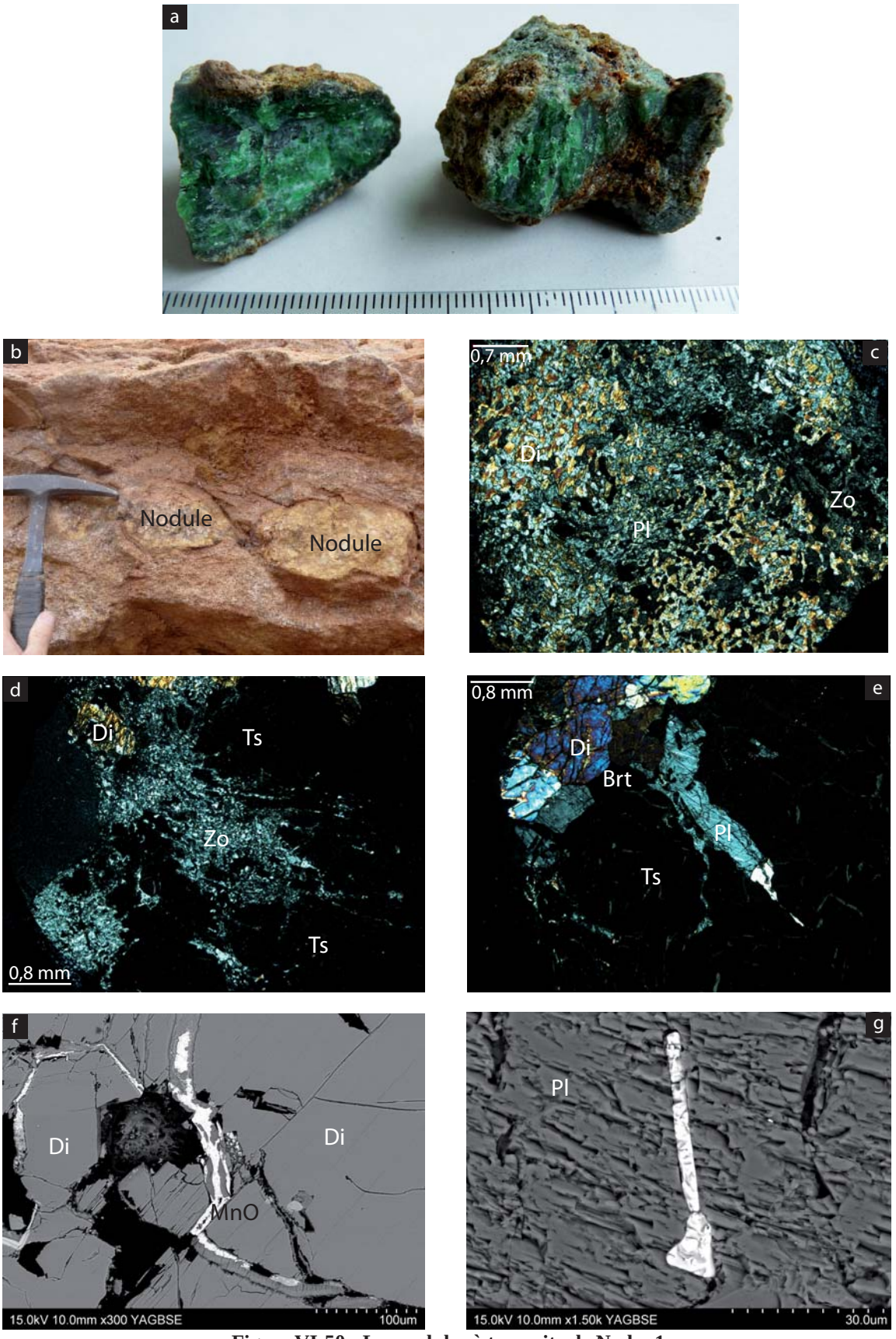


Figure VI-50 : Les nodules à tsavorite de Nadan1

a) Aspect des nodules à tsavorite de Nadan1. b) Niveau à nodules intercalé dans les gneiss graphiteux. c) Diopside (Di) remplacé par le plagioclase (Pl), lui-même déstabilisé en zoïsite (Zo). d) Tsavorite (Ts) cernée par de la zoïsite qui est associée à du diopside. e) Tsavorite associée à du plagioclase, de la barytine (Brt) et du diopside. f) Veinules remplies d'oxyde de manganèse (MnO) au sein de cristaux de diopside. g) Cristal d'un minéral enrichi en chrome (eskolaïte ?) inclus dans le plagioclase.

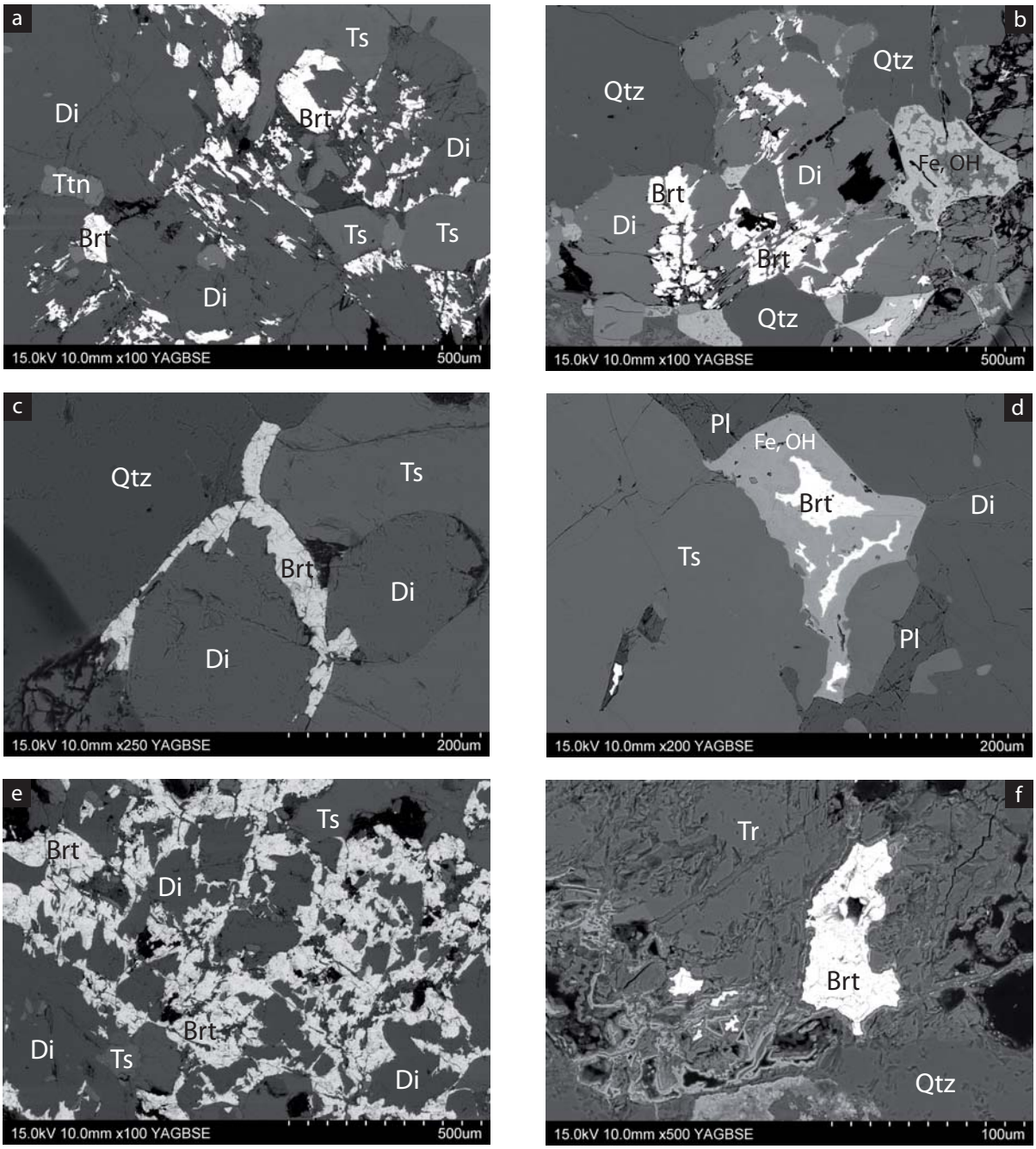


Figure VI-51 : La barytine des nodules à tsavorite de Nadan1

a) L'auréole externe de la tsavorite (Ts) est formée de diopside (Di). Le diopside remplace la barytine (Brt) et elle est associée à de la titanite (Ttn). b) Association diopside-quartz (Qtz). La barytine est remplacée par le diopside et des oxy-hydroxydes de fer (Fe, OH). c) Barytine relictuelle qui a été substituée partiellement par du diopside associé à de la tsavorite et à du quartz. d) Contact tsavorite-diopside marqué par une fine auréole d'anorthite (Pl) et de barytine partiellement altérée en oxy-hydroxyde de fer. e) Remplacement de la barytine par le diopside. Quelques cristaux de tsavorite se développent à partir du diopside. f) Barytine en cours de remplacement par de la trémolite (Tr) au sein du quartz palissadique.

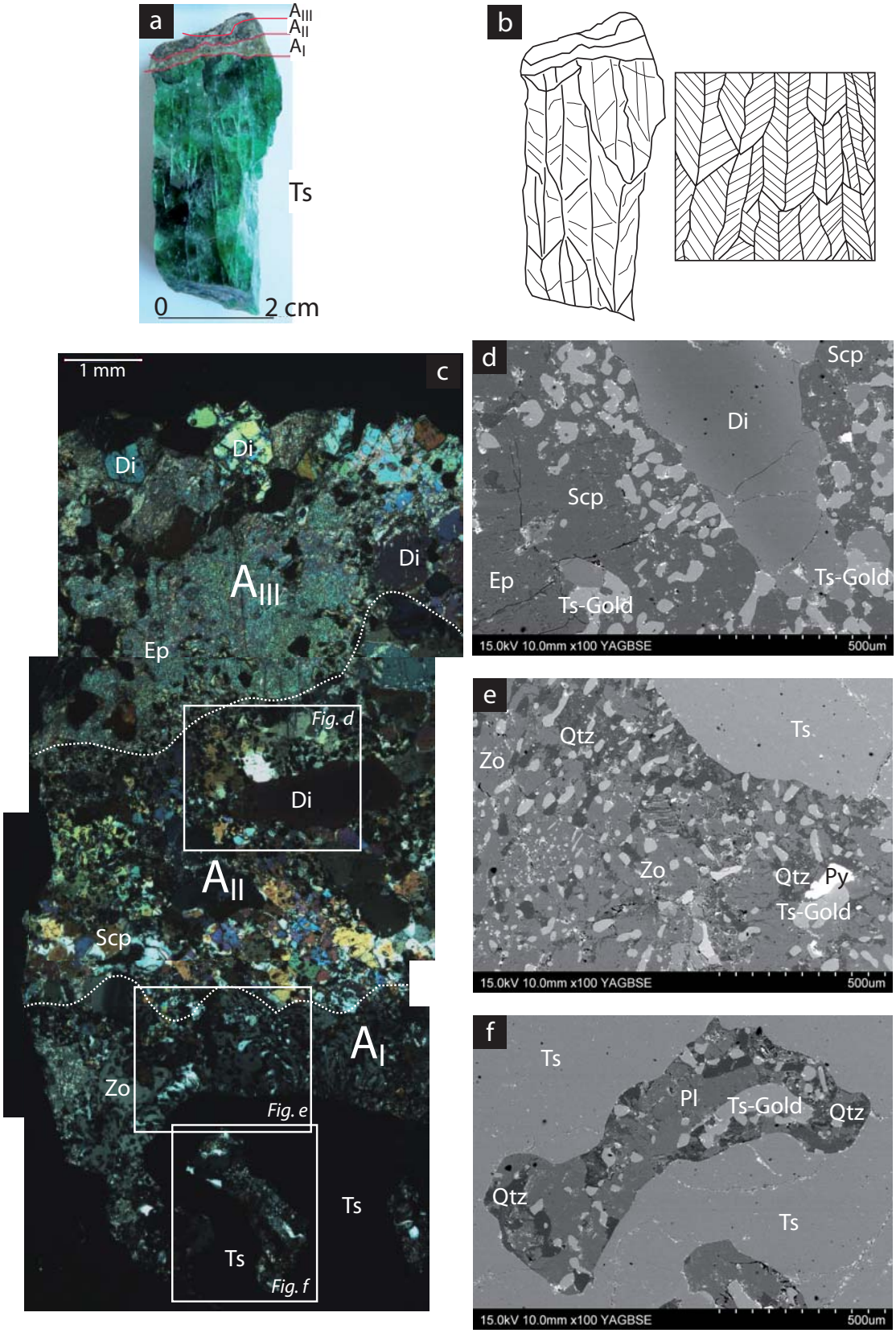


Figure VI-52 : Les nodules à tsavorite de Sør Rondane

a) Aspect d'une section de nodule de tsavorite (Ts) avec trois auréoles (A_I, A_{II}, A_{III}). b) Schéma du nodule à tsavorite représentant les différentes fractures et arêtes de la tsavorite (à gauche) et comparé à un schéma montrant des cristaux de gypse ayant eu une croissance longiligne (à droite; d'après Warren, 2006). c) Aspect des trois auréoles entourant la tsavorite. d) Contact entre l'auréole A_{II} et l'auréole A_{III}. L'auréole A_{II} est composée de scapolite (Scp), de diopside (Di) et d'exsolutions de tsavorite-goldmanite (Ts-Gold), alors que l'auréole A_{III} contient principalement de l'épidote (Ep). e) Contact entre la tsavorite et l'auréole A_I formée de zoïsite (Zo) et d'exsolutions de quartz (Qtz) et de tsavorite-goldmanite. Un grain de pyrite (Py) est également présent. f) Déstabilisation de la tsavorite en plagioclase (Pl), quartz et tsavorite-goldmanite.

transformation :

$$5CaAl_2Si_2O_8 + Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + 2H_2O = 4Ca_2Al_3(SiO_4)_3(OH) + SiO_2$$

5 anorthite + grossulaire + 2 H_2O = 4 zoïsite + quartz

Dans les nodules de Nadan1 se trouve également de la barytine $BaSO_4$. Il apparaît que ce sulphate est toujours contenu dans le diopside qui le remplace, notamment aux contacts avec la tsavorite (Figures VI-51a à VI-51e). Il peut être partiellement remplacé par des oxy-hydroxydes de fer (Figure VI-51b et VI-51d). La barytine est donc le minéral initial constitutif des nodules.

Le quartz palissadique associé aux niveaux de nodules à tsavorite est composé de grains grossiers de quartz (0,5-1 cm). Le quartz est fracturé parallèlement à la direction de la bande de quartz. Ces fractures (< 0,2 mm en largeur) sont parfois remplies par de rares cristaux (< 0,6 mm) de graphite, de feldspath potassique, de plagioclase (andésine), de trémolite, de phlogopite, de barytine et de sulphates de fer. La barytine est remplacée par la trémolite (Figure VI-51f) et indique, bien que cela n'ait pas été observé, que le diopside peut être issu de la transformation de la trémolite d'après l'équation :

$$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 2SiO_2 + 3CaCO_3 = 5CaMgSi_2O_6 + 3CO_2 + H_2O$$

trémolite + 2 quartz + 3 calcite = 5 diopside + 3 CO_2 + H_2O

6.3.2 Les nodules de Sør Rondane (Antarctique de l'Est)

Les nodules de tsavorite de Sør Rondane ont un diamètre maximum de 20 cm et ils sont entourés d'une auréole de rétromorphose de 1 à 10 mm (Osanai et al., 1990). L'échantillon étudié a une taille de 5 cm et représente la moitié d'un nodule (Figure VI-52a). Son auréole a une épaisseur variant de 5 mm à 1 cm.

La tsavorite est fracturée mais il n'y a pas de remplissage associé. La direction et la géométrie des fractures donnent à la tsavorite un aspect similaire à du gypse ayant eu une croissance longiligne (Figure VI-52b). Si les cristaux de tsavorite ont réellement hérité de la morphologie du gypse, cela signifierait que la tsavorite s'est formée en remplacement du gypse. La tsavorite est dénuée d'inclusions excepté à proximité de l'auréole où le grenat est partiellement remplacé par du quartz, du plagioclase (anorthite) et de la tsavorite-goldmanite (Figure VI-52f). Cette réaction est exprimée par la réaction suivante :

$$Ca_3Al_2(SiO_4)_3 = CaAl_2Si_2O_8 + SiO_2 + 2CaO$$
grossulaire = anorthite + quartz + 3 CaO

L'auréole est subdivisée en trois parties (Figure VI-52c) : (i) une première auréole A_I qui présente un contact ondulé avec la tsavorite et d'épaisseur avoisinant le millimètre; (ii) une auréole A_{II} de 2 mm d'épaisseur entourant l'auréole A_I; (iii) une troisième auréole A_{III}, de plus de 2 mm de large autour de l'auréole A_{II}.

L'auréole A_I (Figure VI-52e) a une texture symplectique et est composée d'une matrice de zoïsite à inclusions (< 0,2 mm) de quartz, tsavorite-goldmanite, titanite, pyrite et rare plagioclase. Cette auréole résulte de la rétromorphose de la tsavorite :

$$3Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + H_2O = 2Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH) + 3SiO_2 + 5CaO$$
3 grossulaire + H_2O = 2 zoïsite + 3 quartz + 5 CaO

L'auréole A_{II} (Figure VI-52d) est composée de grains (< 0,5 mm) de scapolite contenant des inclusions légèrement plus grandes de tsavorite-goldmanite que celles de l'auréole A_I. Ces inclusions sont moins nombreuses que dans l'auréole A_I. Quelques grains de diopside (< 1,2 mm) et de titanite (< 0,2 mm) sont également présents. Le diopside est partiellement remplacé par la scapolite, ainsi que par la tsavorite-goldmanite suivant la réaction déjà rencontrée à Lemshuku :

$$3CaMgSi_2O_6 + Al^{3+} = Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + 3SiO_2 + 3Mg^{2+}$$
3 diopside + 2 Al^{3+} = grossulaire + 3 quartz + 3 Mg^{2+}

L'auréole A_{III} est similaire à l'auréole A_{II} mis à part que la scapolite est remplacée par un minérale de type pumpellyite (Figure VI-52d) présentant de très fines inclusions, plus ou moins aciculaires, de quartz. La tsavorite-goldmanite est également en inclusion dans l'épidote, avec des grains de taille supérieure à ceux des auréoles précédentes (jusqu'à 0,4 mm). Quelques titanites sont présentes. La bordure extérieure de l'auréole A_{III} est composée de diopside fracturé en grains de 1 mm.

6.3.3 Les veines de quartz à tsavorite de Kimwengan (Tanzanie)

L'échantillon étudié provient de la mine de Kimwengan, localisée à 5 km à l'est de Merelani. Il s'agit d'une roche calco-silicatée graphiteuse recoupée par une veine de quartz d'environ 5 cm de large contenant un cristal de tsavorite de 4 cm en longueur et dont une des faces est pseudo-automorphe (Figure VI-53a). Ce type de veine de quartz à tsavorite recoupant des roches calco-silicatées graphiteuses est comparable à celui décrit à Lemshuku.

La roche calco-silicatée graphiteuse aux épontes de la veine de quartz est composée de tsavorite (30-50%), de graphite (10-20%), de calcite (5-30%), de diopside (10-25%), de scapolite (5-10%), de pyrite (5-10%), de titanite (3%), de quartz (<3%), de plagioclase (<3%), et de quelques apatites et zircons.

Les proportions et la taille des cristaux de calcite et de tsavorite décroissent en s'éloignant de la veine de quartz, de 4-5 mm à 1-2 mm. La tsavorite est disséminée dans la roche calco-silicatée sous la forme de cristaux fracturés (Figure VI-53c). Elle est principalement associée à la calcite et à la scapolite avec lesquelles elle partage des contacts amiboïdes indiquant l'équilibre minéralogique suivant :

$$3Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + 6CO_2 = Ca_4Al_6Si_6O_{24}CO_3 + 3SiO_2 + 5CaCO_3$$

3 grossulaire + 6 CO_2 = méionite + 3 quartz + 5 calcite

La calcite et la scapolite, ainsi que le diopside, se retrouvent également en inclusions (< 1 mm) dans la tsavorite (Figures VI-53b à VI-53d). Cette dernière observation indique que la tsavorite a pu se former à partir du diopside comme dans les nodules. L'association de la calcite, de la scapolite (< 3 mm) et du diopside (< 2 mm) est aussi observée en-dehors de la tsavorite et indique un remplacement du diopside (Figures VI-53e et VI-53f) :

$$9CaMgSi_2O_6 + 6Al^{3+} + 6CO_2 = Ca_4Al_6Si_6O_{24}CO_3 + 5CaCO_3 + 12SiO_2 + 9Mg^{2+}$$

9 diopside + 6 Al^{3+} + 6 CO_2 = méionite + 5 calcite + 12 quartz + 9 Mg^{2+}

Le contact de la scapolite avec la calcite est parfois marqué par la présence de plagioclase (Figures VI-53g et VI-53h) :

$$Ca_4Al_6Si_6O_{24}CO_3 = CaCO_3 + 3CaAl_2Si_2O_8$$

méionite = calcite + 3 anorthite

Le graphite est soit en lamelles disséminées de quelques millimètres à 1,5 cm de long, soit en amas centimétrique. La titanite et la pyrite, à contours irréguliers et de taille inférieure à 2 mm, sont dispersées et généralement associées à la scapolite.

La tsavorite dans la veine de quartz est fracturée. Elle ne présente pas d'auréole de rétromorphose et elle est en contact soit avec le quartz, soit avec la roche calco-silicatée graphiteuse. Le cristal de tsavorite est dépourvu d'inclusions solides.

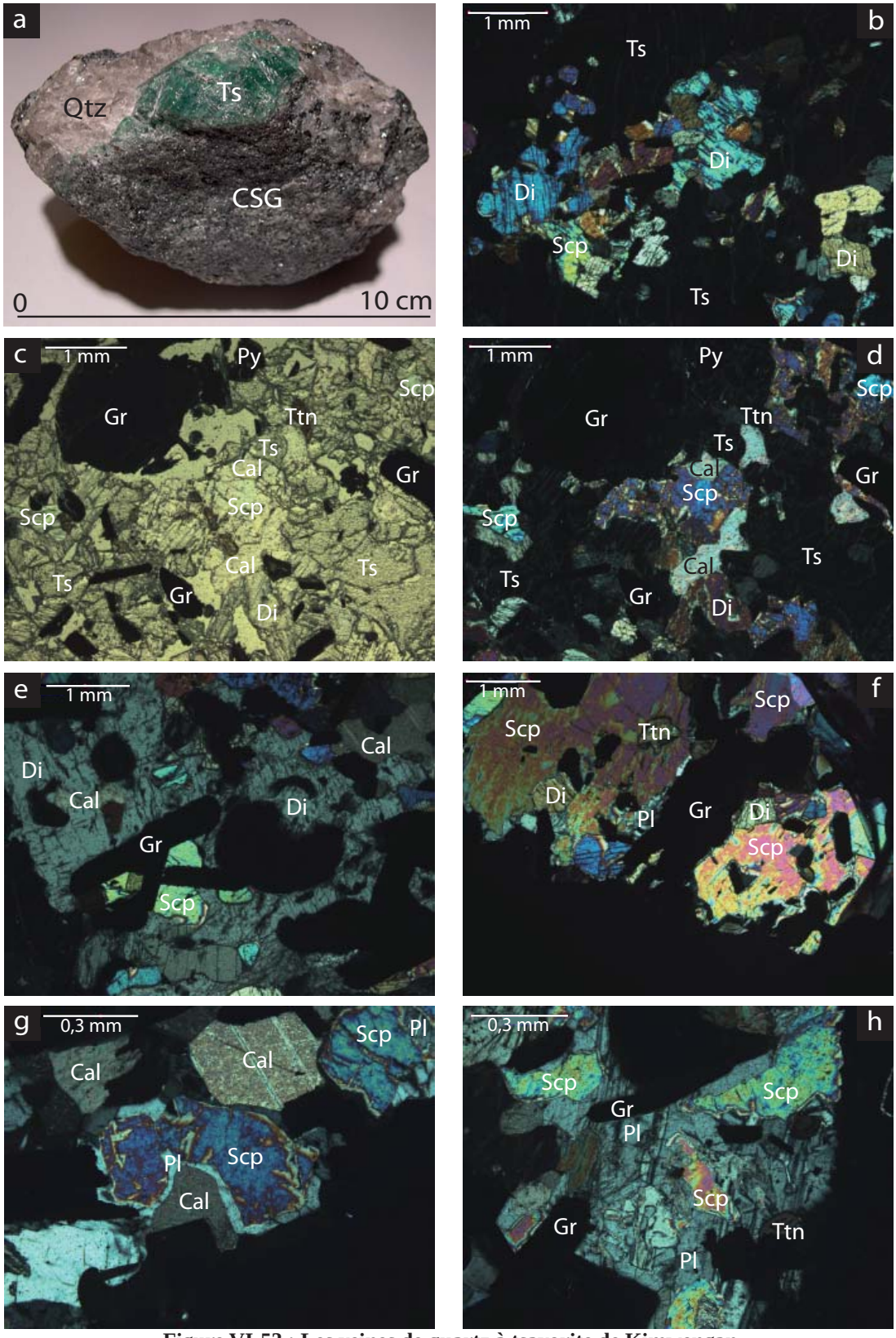


Figure VI-53 : Les veines de quartz à tsavorite de Kimwengan

a) Aspect d'une veine de quartz (Qtz) à tsavorite (Ts) recoupant la roche calco-silicatee graphiteuse (CSG). b) Inclusions de diopside (Di) et de scapolite (Scp) dans la tsavorite disséminée dans le calc-silicate. c) et d) Inclusions de diopside, scapolite, calcite (Cal), titanite (Ttn), graphite (Gr) et pyrite (Py) dans la tsavorite disséminée dans le calc-silicate. Le diopside est déstabilisé en scapolite et calcite. e) Cristal de diopside partiellement remplacé par de la scapolite et de la calcite. f) Cristal de scapolite légèrement remplacé par du plagioclase (Pl) et contenant des inclusions de diopside. g) et h) Déstabilisation de la scapolite en plagioclase au contact de la calcite.

6.4 Discussion sur la pétrographie et la minéralogie

Les échantillons étudiés provenant de Lemshuku, de Namalulu, de Kimwengan, de Nadan et de Sør Rondane, ainsi que les données publiées sur Merelani (Malisa, 1987; Olivier, 2006), le Kenya (Pohl et Niedermayr, 1978; Key et Hill, 1989; Suwa et al., 1996), le Pakistan (Hussain, 2005) et l'Antarctique de l'Est (Osanai et al., 1990) montrent que les gisements de tsavorite ont des caractéristiques pétrologiques et minéralogiques communes.

6.4.1 Les formations lithologiques associées à la minéralisation

Les gisements primaires de tsavorite sont tous contenus dans des gneiss graphiteux et des roches calco-silicatées graphiteuses appartenant à une série métasédimentaire néoprotérozoïque (Walton et Marshall, 2007). Dans les régions de Lemshuku-Komolo et de Namalulu, ces gneiss graphiteux et ces roches calco-silicatées présentent plusieurs faciès, et appartiennent à une série métasédimentaire contenant également des amphibolites, des gneiss non graphiteux et des marbres. Dans cette partie, l'intégralité de la série métasédimentaire étudiée est comparée à celle d'autres gisements de tsavorite.

6.4.1.1 Comparaisons avec le gisement de Merelani

A Lemshuku et Namalulu, la colonne lithostratigraphique est composée de bas en haut d'amphibolite, de quartzite, de gneiss graphiteux à grains fins (GGF), de gneiss graphiteux à kyanite (GGK) contenant des pegmatites boudinées, de gneiss à almandin et biotite (GAB), de gneiss graphiteux métasomatisés (GGM) et de roches calco-silicatées graphiteuses (CSG) porteurs de la minéralisation à tsavorite. L'ensemble est recouvert par des marbres dolomitiques et l'épaisseur totale de la série métasédimentaire avoisine 100 m. A Merelani, Olivier (2006) distingue plusieurs faciès intercalés et se répétant, sans toutefois préciser la hauteur de la pile lithologique étudiée : marbre dolomitique, gneiss à almandin-sillimanite-biotite, gneiss à graphite et kyanite, gneiss à graphite et plagioclase, cornéennes litées à calc-silicates, et schiste graphiteux à calc-silicates.

Les descriptions pétrographiques et minéralogiques de ces faciès permettent de les rapprocher de ceux de Lemshuku et Namalulu. Les marbres dolomitiques sont présents dans chaque gisement et les gneiss à almandin-sillimanite-biotite et les gneiss à graphite et kyanite de Merelani sont respectivement des analogues des GAB et des GGK de Lemshuku. Il est cependant curieux que des silicates d'alumine (kyanite et/ou sillimanite) n'aient été observés dans

les GAB de Lemshuku, et un échantillonnage plus conséquent serait plus approprié. Les gneiss à graphite et plagioclase de Merelani sont composés principalement de quartz, de feldspaths et de graphite et résultent de l'altération métasomatique des gneiss à graphite et kyanite : ils sont proches des GGQF observés à Lemshuku. Cependant, ces gneiss contiennent des zones de réaction de type skarn, des boudins à pyroxénite et des boudins skarnifères à calc-silicates. Ces zones et boudins sont aléatoirement minéralisés en tsavorite et en tanzanite. Ils n'ont pas été observés à Lemshuku et Namalulu, même s'il existe à Namalulu des nodules à tsavorite au sein des GGMB. Les schistes graphiteux à calc-silicates sont composés de quartz, graphite, tsavorite, diopside, scapolite, plagioclase et de phases mineures tels le feldspath potassique, la titanite et la pyrite. Cet assemblage minéralogique est similaire à celui des CSG de Lemshuku, et plus précisément des roches calco-silicatées graphiteuses à scapolite (CSGS). Les cornéennes à calc-silicates de Merelani correspondent à une zone de réaction entre les schistes graphiteux à calc-silicates et les marbres impurs. Elles sont peu courantes et n'ont pas d'équivalent à Lemshuku et Namalulu bien que leur assemblage diopside-scapolite-carbonates-quartz-plagioclase-graphite-titanite-sulfures soit proche de celui des CSG.

A Lemshuku et Namalulu, les gneiss graphiteux métasomatisés et les roches calco-silicatées comportent des veines concordantes à quartz, carbonates et gypse. Ces veines sont retrouvées à Merelani dans les roches à calc-silicates (Malisa, 1987), notamment lorsqu'elles sont bréchifiées, à l'instar des GGMB et des CSGB de Lemshuku.

6.4.1.2 Comparaisons avec les autres gisements mondiaux

Les successions lithologiques sont moins détaillées pour les gisements de tsavorite hors de la ceinture de Lelatema. En Tanzanie, l'étude de la colonne lithostratigraphique de Ruangwa est en cours de réalisation par E. Venance du département de géologie de l'université de Dar-es-Salaam. Les premières données indiquent la présence de quartzite, de gneiss graphiteux à grains fins, de gneiss à almandin et biotite et de marbre dolomitique similaires à ceux trouvés à Lemshuku. Des pegmatites boudinées sont également présentes au sein des gneiss graphiteux. Des niveaux à calc-silicates, notamment à scapolite et trémolite, sont à rapprocher des CSG de Lemshuku. En revanche, la pile métasédimentaire de Ruangwa se distingue par la présence de métagabbro métasomatisé. La tsavorite est localisée dans les gneiss graphiteux, les roches calco-silicatées et les marbres impurs.

Au Kenya, les gisements de tsavorite sont localisés dans le membre Lualenyi du groupe Kurase. Il est composé d'intercalations de gneiss graphiteux à muscovite et/ou sillimanite, de

gneiss graphiteux à calc-silicates, de gneiss quartzo-feldspathique avec ou sans almandin, de marbre, d'amphibolite et de migmatite (Pohl et Niedermayr, 1978; Suwa et al., 1996). Mis à part les migmatites, et bien que les assemblages minéralogiques ne soient pas tous connus, ces roches sont similaires à celles de Lemshuku et de Namalulu. A Lualenyi, les gneiss graphiteux à calc-silicates sont composés de scapolite, de diopside, de graphite, de quartz et de quelques allanites, pyrrhotites et chalcopyrites, et contiennent la minéralisation à tsavorite (Suwa et al., 1996), ce qui les rend proches des CSGS de Lemshuku. A l'instar des gisements de la ceinture de Lelatema, des veines de quartz et des niveaux de gypse sont intercalés dans les gneiss graphiteux, comme cela a été observé à Mindi Range.

Au Pakistan, le gisement de Jambil est contenu dans des schistes graphiteux appartenant à la formation Pacha (Hussain, 2005). Cette formation, dans la région de Jambil, est composée de schistes graphiteux similaires aux GGF, de schistes à quartz-mica-almandin similaires aux GAB, de calc-schistes similaires aux CSG, de marbre et d'amphibolite. Cependant, il n'a pas été décrit de faciès à graphite et kyanite, ni de niveaux à métaévaporites. En revanche, il y a bien des veines de quartz dans les schistes graphiteux et elles sont associées à la minéralisation à tsavorite.

A Sør Rondane, la série lithostratigraphique est composée de gneiss à almandin-biotite-hornblende, de gneiss à almandin-biotite-sillimanite, de gneiss à hornblende-biotite, et de métapélites calcaires (Osanai et al., 1990). Bien que les assemblages minéralogiques n'aient pas été décrits, les gneiss à almandin-biotite-sillimanite sont certainement analogues à ceux de Merelani (Olivier, 2006) et donc aux GAB de Lemshuku. Les métapélites calcaires contiennent de la tsavorite, du diopside, du plagioclase, du quartz, de la zoïsite, de la titanite et du graphite, ainsi que de rares calcites et sulfures. Elles sont donc similaires aux niveaux à roches calco-silicatées des gisements précédents, dont les CSG de Lemshuku. La présence de gneiss graphiteux dépourvus de calc-silicates ou à kyanite, ainsi que celle de veines de quartz, carbonates ou gypse n'a pas été décrite jusqu'à présent.

6.4.1.3 Bilan

Les séries métasédimentaires associées aux minéralisations à tsavorite présentent toutes, quelque soit leur localisation, des roches communes : gneiss à almandin-biotite(-sillimanite) et gneiss graphiteux à calc-silicates contenant la minéralisation à tsavorite. Les marbres et différents faciès de gneiss graphiteux, dont ceux à kyanite, sont très souvents présents, surtout en Afrique de l'Est. Des veines de quartz, carbonates et gypse sont généralement associées aux

gneiss graphiteux minéralisés. Il est à noter que les gneiss contenant les minéralisations à tsavorite sont composés de plagioclase anorthitique alors que les gneiss non minéralisés contiennent des plagioclases de composition oligoclase à andésine (Figure VI-57) : les niveaux minéralisés sont enrichis en Ca, ce qui justifie la présence des roches calco-silicatées.

6.4.2 Les minéralisations

6.4.2.1 Les nodules

Les nodules à tsavorite sont décrits au Kenya (Pohl et Niedermayr, 1978; Key et Hill, 1989; Suwa et al., 1996), dans le nord-est de la Tanzanie (Olivier, 2006; Feneyrol et al., 2010a), à Madagascar (Mercier et al., 1997), au Pakistan (Hussain, 2005), et en Antarctique de l'Est (Osanai et al., 1990). Ils sont composés d'un cœur à tsavorite et d'une à plusieurs auréoles de rétromorphose. Key et Hill (1989) observent une unique auréole composée de scapolite et de tsavorite, alors qu'Osanai et al. (1990) et Suwa et al. (1996) dénombrent deux auréoles. Cependant, les auréoles qu'ils décrivent présentent des assemblages minéralogiques différents. Osanai et al. (1990) distinguent une première auréole à tsavorite, plagioclase, quartz, diopside et calcite, et une deuxième auréole à tsavorite, plagioclase, zoïsite et quartz. Quant à Suwa et al. (1996), ils observent une première auréole à zoïsite vanadifère (tanzanite) et une deuxième auréole : (i) à tsavorite, scapolite, diopside, titanite et magnétite; (ii) ou plus rarement à tsavorite, plagioclase, scapolite, calcite, quartz, titanite et diopside. Les nodules étudiés dans la partie précédente ont montré la présence autour de la tsavorite de deux auréoles (Lemshuku) ou de trois auréoles (Sør Rondane), alors qu'il est difficile d'identifier les auréoles des nodules de Nadan à cause de leur altération. En revanche, que ce soit dans la littérature ou dans les échantillons étudiés, les auréoles ont généralement une texture symplectique.

Les échantillons de Lemshuku étudiés montrent qu'il existe deux types de nodules : (i) les nodules N_I où le gypse est majoritaire dans l'auréole; (ii) les nodules N_{II} où les calc-silicates (zoïsite, scapolite, diopside) sont majoritaires dans l'auréole. Ces derniers sont proches des nodules décrits dans la littérature.

En effet, leur première auréole est majoritairement composée de zoïsite bleu-violet vanadifère (tanzanite) et de grains radiaux de quartz conférant à l'auréole une texture symplectique. A Lemshuku, la tanzanite contient entre 2,0 et 2,5 %poids de V_2O_3 et entre 0,2 et 0,4 %poids de Cr_2O_3. A Merelani, Olivier (2006) a peu de mesures sur la concentration en vanadium de la tanzanite des boudins, qui est comprise entre 0,02 et 0,06 %poids de V_2O_3; de faibles teneurs

en Cr_2O_3, jusqu'à 0,05 %poids, sont également mesurées. La tanzanite de Lualenyi contient entre 0,7 et 6,5 %poids de V_2O_3 et entre 0,04 et 0,50 %poids de Cr_2O_3 (Suwa et al., 1996). Bien qu'Osanai et al. (1990) aient observé la tanzanite (pas de données chiffrées disponibles), la zoïsite est dépourvue de vanadium dans l'échantillon étudié de Sør Rondane (Tableau VI-42), ainsi que dans les nodules de Nadan1. De la titanite et des exsolutions de tsavorite enrichie en vanadium par rapport à celle du cœur du nodule sont en inclusions dans la zoïsite. La deuxième auréole des nodules N_{II} est similaire à la première, mise à part la présence de scapolite à la place de la zoïsite. Les exsolutions de tsavorite sont encore plus enrichies en vanadium et elles ont une taille supérieure à celles de l'auréole précédente. Généralement des cristaux de diopside sont inclus dans la matrice de scapolite. Cette deuxième auréole peut être au contact direct de la tsavorite comme cela a été vu dans les CSGS de Lemshuku ou dans les nodules de Lualenyi (Key et Hill, 1989). La troisième auréole, uniquement observée pour l'échantillon de Sør Rondane, est dominée par l'épidote, qui n'est pas une zoïsite, et du diopside vert, et elle contient encore des exsolutions de tsavorite encore plus riche en vanadium. Les nodules de Nadan1 contiennent des calc-silicates, même si les auréoles sont très peu visibles : diopside, anorthite, zoïsite. Mais la zoïsite est une phase mineure et il n'y a pas de scapolite.

La composition chimique des minéraux calco-silicatés des nodules N_{II} sont similaires pour tous les gisements : (i) environ $Wo_{50}En_{50}$ pour le diopside (Figure VI-54; Tableaux VI-43 et VI-44); (ii) environ 80% de méionite pour la scapolite (Figure VI-55; Tableau VI-42); (iii) moins de 10 %mol. de goldmanite(+uvarovite) pour le cœur de tsavorite alors qu'il y a plus de 10 %mol. de goldmanite(+uvarovite) pour les tsavorites de l'auréole (Figure VI-56; Tableaux VI-45 et VI-46). La titanite est par ailleurs toujours vanadifère : 2,7 %poids de V_2O_3 pour les nodules de Lemshuku, 0,4 à 2,8 %poids de V_2O_3 pour ceux de Lualenyi (Suwa et al., 1996). Ces titanites contiennent aussi du Cr_2O_3, jusqu'à 0,2 %poids à Lemshuku. Le diopside des auréoles de nodule N_{II} est également vanadifère, mais il ne contient pas de chrome. A Lemshuku, le V_2O_3 est compris entre 0,1 et 0,8 %poids. Ces valeurs sont similaires à celles trouvées à Lualenyi : entre 0,2 et 1,0 %poids de V_2O_3 (Suwa et al., 1996). D'après Osanai et al. (1990), la titanite et le diopside des nodules de Sør Rondane sont également vanadifères, mais ils ne précisent pas les teneurs en V. Dans l'échantillon étudié, le diopside contient jusqu'à 1,1 %poids de V_2O_3, ainsi que du Cr_2O_3 jusqu'à 0,2 %poids, alors que la titanite contient 3,4 %poids de V_2O_3 et 0,3 %poids de Cr_2O_3. Les teneurs en vanadium et en chrome des différents calc-silicates (zoïsite, diopside, titanite) sont donc relativement proches quel que soit le gisement.

Les teneurs en vanadium et en chrome du cœur des nodules sont discutées dans le chapitre V et elles ne seront donc pas à nouveau débattues ici. Les teneurs en vanadium et en

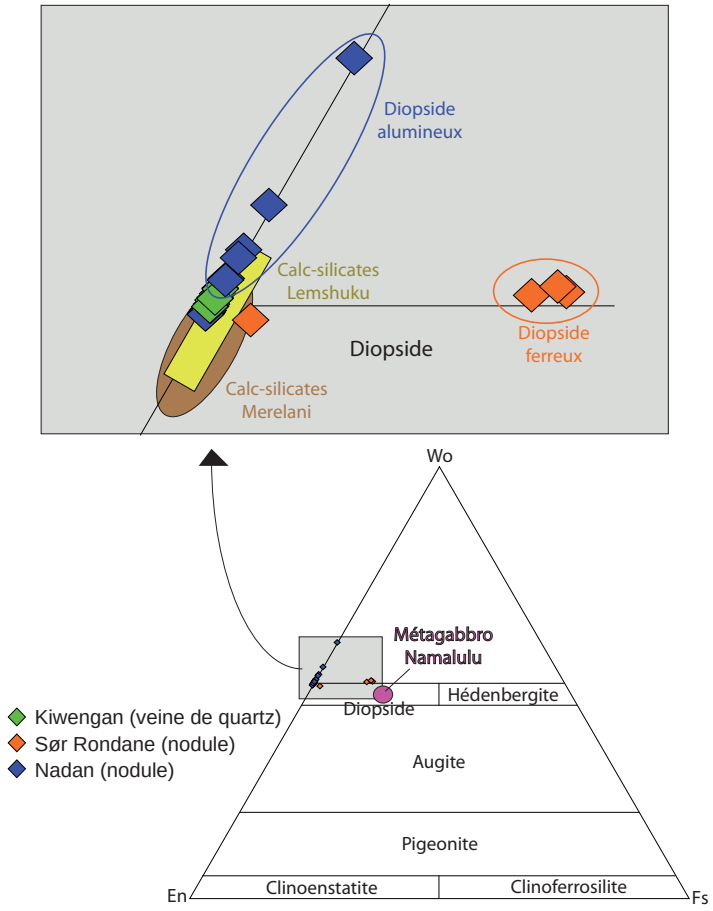


Figure VI-54 : Composition des pyroxènes issus des différents gisements de tsavorite étudiés
Les données de Merelani sont issues d'Olivier (2006).

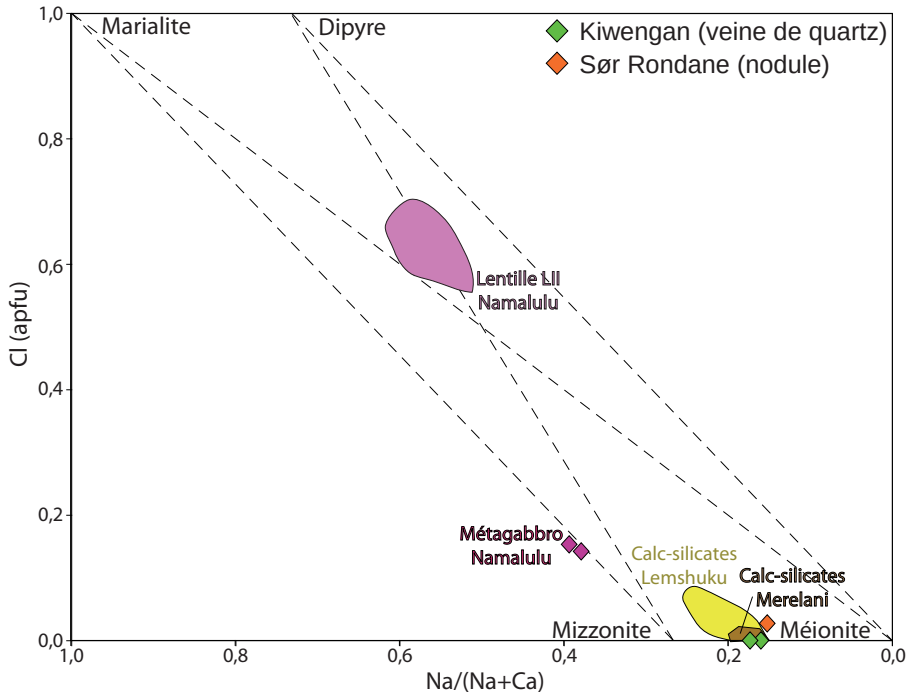


Figure VI-55 : Composition des scapolites issues des différents gisements de tsavorite étudiés
Les données de Merelani sont issues d'Olivier (2006).

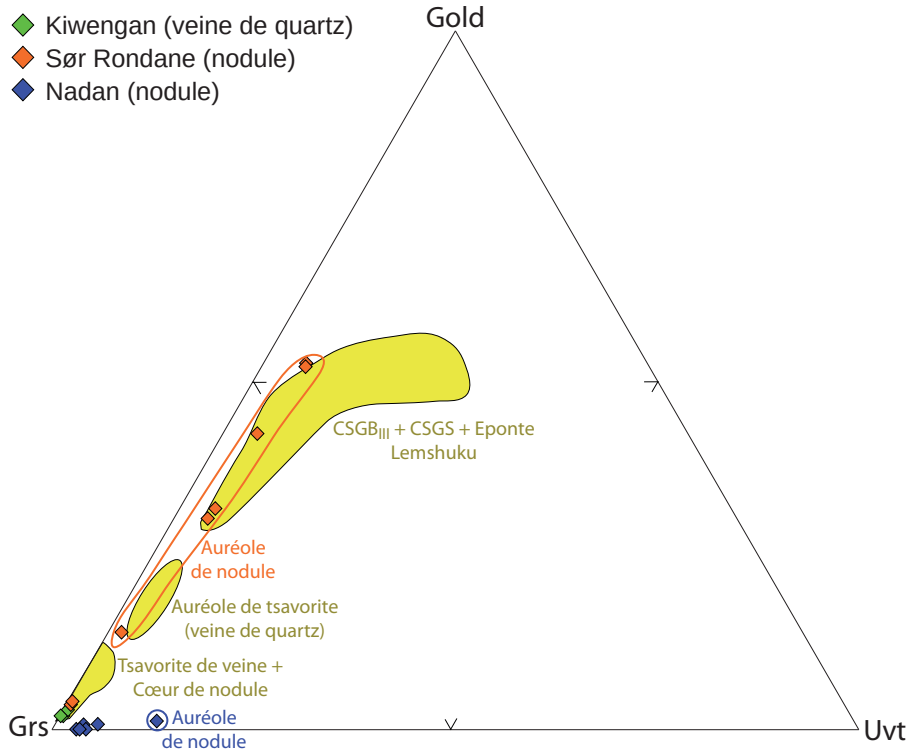


Figure VI-56 : Composition des tsavorites issues des différents gisements de tsavorite étudiés

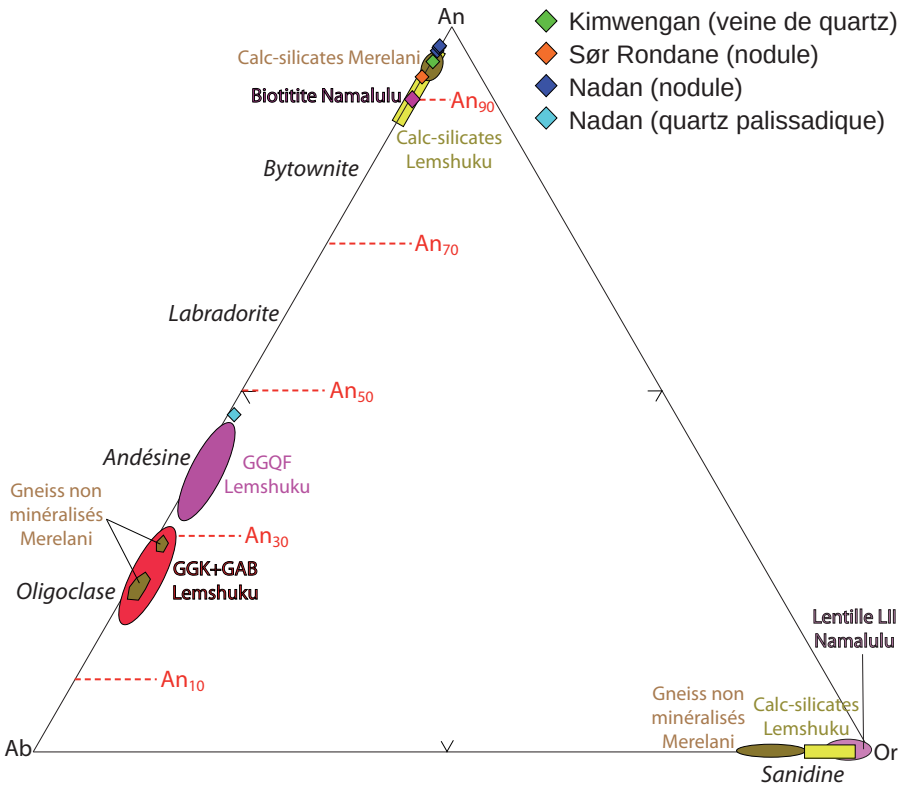


Figure VI-57 : Composition des feldspaths issus des différents gisements de tsavorite étudiés
Les données de Merelani sont issues d'Olivier (2006).

chrome des exsolutions de tsavorite(-goldmanite) des auréoles sont plus variables que dans les autres calc-silicates. Suwa et al. (1996) mesurent des teneurs entre 5,8 et 16,1 %poids de V_2O_3 et entre 0,5 et 1,9 %poids de Cr_2O_3 dans la deuxième auréole à scapolite. A Nadan1, les rares exsolutions trouvées ont des concentrations en V_2O_3 et Cr_2O_3 respectivement de 0,4 %poids et 3,9%poids. A Sør Rondane, les exsolutions de la première auréole ont des teneurs comprises entre 8,5 et 8,7 %poids de V_2O_3 et entre 1,1 et 1,2 %poids de Cr_2O_3. Ces grenats sont moins vanadifères que ceux qu'Osanai et al. (1990) avaient analysé dans la même auréole (9,9-14,1 %poids V_2O_3; 1,0-1,4 %poids Cr_2O_3). Dans la deuxième auréole, les exsolutions contiennent entre 12,2 et 14,6 %poids de V_2O_3 et entre 1,3 et 1,6 %poids de Cr_2O_3, ce qui est moins important que dans les analyses d'Osanai et al. (1990) : 19,0-21,2 %poids de V_2O_3 et 1,8-2,0 %poids de Cr_2O_3. Ces observations montrent que les exsolutions de grenat s'enrichissent en vanadium et en chrome en s'éloignant du cœur du nodule. Les variations de teneurs entre les différents gisements sont liées aux teneurs initiales du cœur qui sont discutées dans le chapitre V. Bien que cela soit moins évident, les variations de teneur en manganèse subissent le même phénomène que le vanadium et le chrome. A Lualenyi, la tsavorite du cœur contient de 0,6 à 0,7 %poids de MnO alors que celle dans l'auréole est enrichie en MnO, de 1,2 à 1,5 %poids (Suwa et al., 1996). A Sør Rondane, Osanai et al. (1990) mesurent également l'évolution de la teneur en MnO des tsavorites : (i) 0,1-0,3 %poids au cœur; (ii) 1,0-1,6 %poids dans la première auréole; (iii) 1,4-1,8 %poids dans la deuxième auréole.

Le nodule N_I à gypse de Lemshuku n'a jamais été décrit auparavant : les calc-silicates sont absents et sont remplacés par du gypse dans la première auréole, et par du gypse et de la kaolinite dans la deuxième auréole. Le gypse résulte de l'hydratation de l'anhydrite au cours de l'altération météorique. Cependant les mêmes grains de quartz, titanite, zoïsite et tsavorite sont retrouvés, mais en quantités moindres. La présence de minéraux évaporitiques a été montrée dans les nodules de Nadan1 avec la barytine, mais c'est le seul point commun entre les nodules de Nadan1 et les nodules N_I. Suwa et al. (1996) estiment que la présence de la scapolite dans les nodules N_{II} est elle aussi d'origine évaporitique.

Les assemblages minéralogiques et les relations texturales indiquent que les nodules étaient initialement des concrétions évaporitiques. Les évaporites ont été remplacées par de la trémolite (observée dans les échantillons de Nadan1), puis du diopside suite à des transferts d'éléments entre les nodules évaporitiques et leur encaissant silico-alumineux et carbonaté. La réaction de transformation d'amphibole calcique en diopside pendant le métamorphisme prograde, associée à la formation des nodules à tsavorite, a été aussi suggérée par Key et Hill

(1989) et Olivier (2006). La tsavorite a ensuite cristallisé à partir du diopside comme le montrent les inclusions de diopside trouvées dans la tsavorite et ses auréoles de rétromorphose. Olivier (2006) suggère un mécanisme similaire pour la cristallisation de la tsavorite dans les boudins de Merelani. Puis la scapolite a partiellement remplacé le grenat à sa périphérie et les exsolutions de tsavorite enrichies en vanadium en sont les vestiges. Les formations de la tsavorite et de la scapolite ont eu lieu durant le métamorphisme prograde selon Key et Hill (1989). La zoïsite est apparue tardivement, suite à l'hydratation de la tsavorite et de la scapolite pendant le métamorphisme rétrograde.

Dans le cas des nodules N_I de Lemshuku, la tsavorite a pu se former directement à partir de l'anhydrite interagissant avec l'encaissant enrichi en Si et Al. C'est l'anhydrite qui a fourni le calcium nécessaire à la cristallisation du grenat.

Il existe un exemple où de l'anhydrite a été transformée en grenat : il s'agit du cas des skarns pyritifères de Niccioleta en Italie (Déchomets, 1985). Des lentilles d'anhydrite sont intercalées dans des micaschistes et sont partiellement remplacées par des cristaux d'andradite ou recoupées par des filons de grenatite (aussi appelée skarn à grenat ou andradidite par l'auteur) remplissant des fractures affectant les lentilles. Les andradites, dont la composition est très proche de And_{100}, présentent des compositions plus alumineuses lors des stages tardifs de cristallisation (jusqu'à $And_{60}Grs_{40}$). Déchomets (1985) estime que l'anhydrite peut se transformer en andradite sous des conditions oxydantes pendant une métasomatose de percolation liée à la circulation de fluides ferrifères saturés en silice. De même, les lentilles d'anhydrite peuvent contenir un peu de dolomite qui se transforme rapidement au cours de la métasomatose en amphibole de la série trémolite-actinote puis en pyroxène de la série diopside-hédenbergite, avant que ce dernier devienne également une andradite.

6.4.2.2 Les veines de quartz

Les veines de quartz à tsavorite sont décrites à Lemshuku, Namalulu, Merelani, Kimwengan, Ruangwa et au Pakistan. Les roches graphiteuses recoupées par les veines de quartz contiennent toujours des minéraux calco-silicatés qui sont les mêmes quel que soit le gisement : diopside, scapolite et plagioclase. Les compositions de ces minéraux sont également similaires : (i) environ $Wo_{50}En_{50}$ pour le diopside (Figure VI-54; Tableau VI-44); (ii) environ 80% de méionite pour la scapolite (Figure VI-55; Tableau VI-44); (iii) $An_{>90}Ab_{<10}$ pour le plagioclase (Figure VI-57; Tableau VI-47). Ces roches contiennent également du quartz, de la calcite, de la titanite

vanadifère et des sulfures, principalement de la pyrite.

A l'éponte des veines de quartz, le plagioclase a tendance à devenir une phase mineure alors que la zoïsite fait son apparition et que les proportions de calcite et de scapolite augmentent fortement, suggérant que le plagioclase s'est transformé en scapolite et/ou en zoïsite selon les réactions :

3 anorthite + calcite = méionite

3 anorthite + calcite + H_2O = 2 zoïsite + CO_2

Olivier (2006) élimine le mécanisme de réaction entre l'anorthite et la tanzanite de Merelani car l'anorthite est absente ou très peu présente dans les encaissants à tanzanite. La zoïsite a aussi pu se former lors de la rétromorphose de la scapolite. Mais là aussi, Olivier (2006) ne considère pas ce mécanisme car il n'observe pas d'association entre la scapolite et la zoïsite. A Kimwengan, la zoïsite n'a pas été observée dans la roche calco-silicatée graphiteuse : il y a de la tsavorite à la place.

La tsavorite des veines peut être entourée par une auréole de rétromorphose composée majoritairement de tanzanite (jusqu'à 2,1 %poids V_2O_3 et 0,3 %poids Cr_2O_3), mais qui n'est pas toujours présente. L'échantillon de Kimwengan qui ne contient pas de zoïsite ni dans la roche calco-silicatée ni en auréole de rétromorphose, à l'instar de ce qui a été décrit au Pakistan (Hussain, 2005), et ceux de Lemshuku qui en contiennent, indiquent que : (i) soit la zoïsite est présente à la fois dans l'éponte des veines et dans l'auréole de rétromorphose de la tsavorite; (ii) ou la zoïsite est absente de l'éponte des veines et il n'y a pas d'auréole de rétromorphose autour de la tsavorite. En revanche l'échantillon de Kimwengan contient de la tsavorite à l'éponte des veines contrairement aux échantillons de Lemshuku qui en sont dépourvus. Cette observation indique que la zoïsite à l'éponte des veines se forme à partir de la tsavorite, tout comme celle en auréole autour du grenat, et que les conditions nécessaires à cette réaction n'ont pas été atteintes à Kimwengan.

Les échantillons de Lemshuku ne permettent pas d'établir avec certitude le mécanisme de formation de la tsavorite dans les veines de quartz alors que celui de Kimwengan montre que la tsavorite des épontes se forme à partir du diopside. Ni Malisa (1987) ni Hussain (2005) ne proposent de réaction de formation de la tsavorite dans les veines de quartz. Il apparaît que tous les éléments nécessaires à la formation de la tsavorite sont présents dans le gneiss sans avoir recours aux veines de quartz. En effet, la tsavorite peut se former à partir de la scapolite,

de l'anorthite ou du diopside selon les réactions suivantes :

méionite + 3 quartz + 5 calcite = 3 grossulaire + 6 CO_2

anorthite + quartz + 2 calcite = grossulaire + 2 CO_2

3 diopside + 2 Al^{3+} = grossulaire + 3 quartz + 3 Mg^{2+}

Ces mécanismes de réaction prograde peuvent expliquer la présence de la tsavorite dans les roches calco-silicatées graphiteuses aux épontes des veines de quartz, mais également dans les CSGS de Lemshuku. La mise en place des veines de quartz est liée à la métasomatose qui a eu lieu pendant la phase rétrograde. Les fluides associés aux veines de quartz ont donc remobilisé les éléments nécessaires à la cristallisation de la tsavorite dans la roche calco-silicatée (Al, V et Cr). De plus, ces veines résultent de fractures issues de déformations cisaillantes associées à du plissement : les fractures s'ouvrent progressivement jusqu'à être assez larges pour la formation de cristaux de tsavorite de taille plus importante.

MINERAL		SCAPOLITE				ZOISITE				TITANITE						PHLOGOPITE	
GISEMENT		KIMWENGAN			SØR RONDANE	NADAN1			SØR RONDANE	KIMWENGAN			NADAN1		SØR RONDANE	NADAN1	
Faciès		Eponte de veine de quartz			Auréole de nodule	Auréole de nodule				Eponte de veine de quartz			Auréole de nodule			Quartz palissadique	
Echantillon		KIM-a1	KIM-a1	KIM-a2	SRM-NodA	Nod1	Nod1	Nod1	SRM-NodA	KIM-a1	KIM-a1	KIM-a2	Nod4	Nod5	SRM-NodA	Nadan-R1	
Point		*5*	*14*	*25*	*13*	*15*	*23*	*25*	*6*	*6*	*15*	*26*	*61*	*37*	*20*	*28*	*29*
SiO_2	*%poids*	42,68	43,02	42,97	42,19	44,02	41,39	41,60	39,04	30,28	30,20	30,50	30,14	30,06	29,65	39,02	38,56
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	34,30	33,86	33,60	38,20	38,05	33,29	3,39	3,12
Al_2O_3		29,50	29,57	29,44	29,12	35,04	35,63	34,80	33,44	4,28	4,93	5,20	2,02	1,99	2,33	16,05	15,83
Cr_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,31	0,52	0,72
V_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,35	0,39	0,00	0,00	3,45	3,11	4,39
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,94
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,52
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	22,63	21,22
CaO		20,33	20,40	20,54	20,66	18,64	19,96	19,64	24,44	28,80	28,80	29,78	28,89	28,65	27,56	0,00	0,00
BaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O		2,14	2,35	2,38	2,05	0,19	0,15	0,17	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,16
K_2O		0,08	0,06	0,13	0,16	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,53	9,71
F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,60	0,00	1,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl		0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0,00	0,00
SO_3		0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO_2		4,73	4,75	4,62	4,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O*		0,00	0,00	0,00	0,00	2,04	2,01	1,99	1,96	0,00	1,13	0,28	1,13	1,13	1,11	4,24	4,23
-O=F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,10	0,00	0,77	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
-O=Cl		0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0,00	0,00
Total		99,45	100,14	100,30	98,80	100,03	99,13	98,19	99,26	99,38	99,27	100,81	100,82	100,10	97,70	98,60	99,39
Si^{4+}	*apfu*	6,613	6,630	6,639	6,617	3,233	3,092	3,134	2,980	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	5,510	5,468
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	3,408	3,373	3,314	3,813	3,807	3,378	0,360	0,332
^{iv}Al		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	2,490	2,532
^{vi}Al		5,387	5,370	5,361	5,383	3,033	3,137	3,090	2,989	0,666	0,769	0,803	0,316	0,313	0,371	0,181	0,114
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,023	0,033	0,058	0,081
V		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,023	0,037	0,042	0,000	0,000	0,373	0,352	0,500
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,044	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,111
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,062
Mg		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	4,765	4,486
Ca		3,375	3,368	3,400	3,471	1,467	1,598	1,585	1,999	4,077	4,088	4,184	4,109	4,085	3,984	0,000	0,000
Ba		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,643	0,703	0,713	0,624	0,027	0,022	0,025	0,057	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,032	0,044
K		0,016	0,011	0,026	0,031	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,716	1,757
F		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,088	0,000	0,759	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl		0,000	0,000	0,000	0,027	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
S		0,000	0,000	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
C		1,000	1,000	0,975	0,973	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH		0,000	0,000	0,000	0,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,000	1,000	0,241	1,000	1,000	1,000	4,000	4,000
Total		17,034	17,082	17,140	17,126	8,769	8,850	8,834	9,044	13,261	13,268	13,342	13,282	13,228	13,139	19,464	19,487
%Méionite		83,7	82,5	82,1	84,1												

Tableau VI-42 : Composition chimique des scapolites, des zoïsites, des titanites et des phlogopites des gisements de Nadan1, Kimwengan et Sør Rondane

GISEMENT		**NADAN1**																		
Faciès		**Auréole de nodule**																		
Echantillon		Nod1	Nod1	Nod1	Nod1	Nod1	Nod4	Nod4	Nod4	Nod4	Nod4	Nod5	Nod5	Nod5	Nod5	Nod5	Nod5	Nod5	Nod5	Nod5
Point	*%poids*	*2*	*4*	*10*	*12*	*17*	*28*	*57*	*65*	*66*	*67*	*35*	*36*	*38*	*40*	*43*	*45*	*47*	*50*	*55*
SiO_2		51,38	53,40	51,61	51,60	44,75	53,85	53,50	54,05	53,77	54,01	53,97	54,14	54,64	53,75	54,01	53,45	53,62	53,13	56,95
TiO_2		0,49	0,00	0,24	0,46	0,91	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		3,87	3,20	5,63	4,44	14,52	0,99	1,47	1,33	0,93	1,25	1,05	1,00	1,05	1,13	1,20	1,28	1,06	1,19	1,39
Cr_2O_3		0,70	0,13	0,13	0,47	1,59	0,00	0,37	0,09	0,00	0,14	0,14	0,15	0,12	0,14	0,21	0,30	0,00	0,21	0,12
V_2O_3		0,15	0,00	0,00	0,00	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		16,96	17,94	17,37	17,79	12,26	18,76	18,28	18,69	18,86	18,47	18,83	18,85	18,97	18,84	18,58	18,87	18,70	18,59	15,51
CaO		25,52	25,82	25,80	25,20	24,89	26,18	26,23	25,99	25,71	25,78	25,72	25,79	25,96	25,97	25,34	25,69	25,85	26,11	24,99
Na_2O		0,18	0,00	0,20	0,00	0,19	0,00	0,16	0,00	0,14	0,13	0,00	0,12	0,14	0,00	0,24	0,20	0,16	0,11	0,13
K_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		99,25	100,49	100,97	99,97	99,52	99,77	100,01	100,16	99,42	99,77	99,71	100,04	100,87	99,83	99,56	99,80	99,39	99,33	99,09
Si	*apfu*	1,878	1,918	1,850	1,867	1,637	1,953	1,939	1,950	1,955	1,956	1,955	1,956	1,957	1,948	1,958	1,939	1,952	1,939	2,052
^{iv}Al		0,122	0,082	0,150	0,133	0,363	0,042	0,061	0,050	0,040	0,044	0,045	0,043	0,043	0,048	0,042	0,055	0,046	0,051	0,000
^{vi}Al		0,045	0,054	0,088	0,056	0,263	0,000	0,002	0,007	0,000	0,010	0,000	0,000	0,001	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,059
Ti		0,013	0,000	0,006	0,013	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,020	0,004	0,004	0,014	0,046	0,000	0,011	0,003	0,000	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,006	0,009	0,000	0,006	0,003
V		0,004	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,924	0,961	0,928	0,960	0,668	1,014	0,987	1,005	1,023	0,997	1,017	1,015	1,013	1,018	1,004	1,021	1,015	1,011	0,833
Ca		0,999	0,994	0,991	0,977	0,975	1,017	1,019	1,005	1,002	1,000	0,999	0,998	0,996	1,008	0,984	0,999	1,008	1,021	0,965
Na		0,013	0,000	0,014	0,000	0,013	0,000	0,011	0,000	0,010	0,009	0,000	0,008	0,009	0,000	0,017	0,014	0,011	0,008	0,009
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total		4,019	4,012	4,030	4,019	4,003	4,026	4,030	4,020	4,030	4,020	4,020	4,025	4,024	4,026	4,021	4,036	4,031	4,037	3,921
X_{Mg}		1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Wollastonite (Ca)	*%molécule*	52,0	50,8	51,6	50,4	59,3	50,1	50,8	50,0	49,5	50,1	49,5	49,6	49,6	49,8	49,5	49,5	49,8	50,2	53,7
Enstatite (Mg)		48,0	49,2	48,4	49,6	40,7	49,9	49,2	50,0	50,5	49,9	50,5	50,4	50,4	50,2	50,5	50,5	50,2	49,8	46,3
Ferrosilite (Fe^{2+})		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Tableau VI-43 : Composition chimique des diopsides des nodules à tsavorite de Nadan1

GISEMENT		**KIMWENGAN**				**SØR RONDANE**			
Faciès		**Eponte de veine de quartz**				**Auréole de nodule**			
Echantillon		KIM-a1	KIM-a1	KIM-a1	KIM-a2	SRM-NodA	SRM-NodA	SRM-NodA	SRM-NodA
Point	*%poids*	*4*	*13*	*16*	*20*	*10*	*11*	*15*	*17*
SiO_2		54,32	53,97	54,72	54,41	53,60	52,28	51,03	51,17
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		0,99	1,32	0,94	0,87	0,65	1,52	2,45	2,03
Cr_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,16	0,09
V_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,54	1,41	1,12
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*		0,00	0,00	0,00	0,00	1,07	6,68	7,18	6,93
MnO		0,00	0,31	0,49	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		18,89	18,30	18,81	18,67	18,51	14,10	13,27	13,33
CaO		26,26	25,89	25,91	26,03	25,79	25,03	24,37	24,46
Na_2O		0,19	0,18	0,16	0,21	0,11	0,18	0,32	0,29
K_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		100,65	99,97	101,03	100,62	99,73	100,41	100,19	99,42
Si	*apfu*	1,953	1,954	1,960	1,959	1,954	1,941	1,908	1,924
^{iv}Al		0,042	0,046	0,040	0,037	0,028	0,059	0,092	0,076
^{vi}Al		0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,008	0,016	0,014
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,005	0,003
V		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,042	0,034
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,033	0,208	0,225	0,218
Mn		0,000	0,009	0,015	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		1,012	0,988	1,005	1,002	1,006	0,781	0,739	0,747
Ca		1,012	1,004	0,994	1,004	1,007	0,996	0,976	0,986
Na		0,013	0,012	0,011	0,015	0,008	0,013	0,023	0,021
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total		4,032	4,024	4,025	4,030	4,036	4,023	4,026	4,023
X_{Mg}		1,000	1,000	1,000	1,000	0,969	0,790	0,767	0,774
Wollastonite (Ca)	*%molécule*	50,0	50,4	49,7	50,1	49,2	50,2	50,3	50,5
Enstatite (Mg)		50,0	49,6	50,3	49,9	49,2	39,3	38,1	38,3
Ferrosilite (Fe^{2+})		0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	10,5	11,6	11,2

Tableau VI-44 : Composition chimique des diopsides des gisements de Kimwengan et de Sør Rondane

GISEMENT			**NADAN1**										
Faciès		**Auréole de nodule**	**Cœur de nodule**										
Echantillon		Nod5	Nod1	Nod1	Nod1	Nod1	Nod4	Nod4	Nod4	Nod5	Nod5	Nod5	Nod5
Point		*51*	*18*	*21*	*22*	*24*	*34*	*58*	*59*	*34*	*42*	*46*	*57*
SiO_2	*%poids*	38,27	40,44	38,32	40,78	40,70	39,08	38,94	38,71	38,51	38,83	38,41	39,76
TiO_2		0,20	0,34	0,38	0,36	0,31	0,44	0,36	0,26	0,45	0,41	0,42	0,38
Al_2O_3		19,44	22,67	21,57	21,79	22,75	21,74	21,16	20,81	21,59	21,74	21,74	21,24
Cr_2O_3		3,87	1,12	1,10	1,12	1,20	1,13	1,29	1,63	1,03	0,97	0,92	1,07
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3		0,37	0,00	0,17	0,16	0,22	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,43	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,56	0,56	0,61	0,60	0,55	0,59	0,59	0,50	0,60	0,62	0,57	0,58
CaO		35,70	35,76	36,26	36,12	36,16	36,13	36,42	36,10	36,50	36,61	36,40	36,00
Total		98,84	101,32	98,40	100,94	101,89	99,10	99,22	99,02	98,67	99,19	98,47	99,03
Si	*apfu*	2,949	2,990	2,936	3,025	2,990	2,965	2,964	2,961	2,942	2,948	2,939	3,013
^{iv}Al		0,051	0,010	0,064	0,000	0,010	0,035	0,036	0,039	0,058	0,052	0,061	0,000
		3,000	*3,000*	*3,000*	*3,025*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,013*
^{vi}Al		1,715	1,965	1,884	1,905	1,960	1,909	1,863	1,837	1,885	1,894	1,900	1,897
Ti		0,012	0,019	0,022	0,020	0,017	0,025	0,021	0,015	0,026	0,024	0,024	0,022
Cr		0,236	0,066	0,067	0,066	0,070	0,068	0,078	0,099	0,062	0,058	0,056	0,064
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}		0,023	0,000	0,011	0,010	0,013	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000
		1,985	*2,049*	*1,983*	*2,001*	*2,060*	*2,001*	*1,961*	*1,964*	*1,974*	*1,976*	*1,980*	*1,983*
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,028	0,027	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030	0,052	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,065	0,062	0,070	0,067	0,060	0,067	0,067	0,056	0,068	0,071	0,065	0,066
Ca		2,948	2,833	2,977	2,871	2,846	2,937	2,970	2,958	2,988	2,979	2,984	2,923
		3,041	*2,922*	*3,046*	*2,938*	*2,906*	*3,003*	*3,066*	*3,066*	*3,056*	*3,049*	*3,049*	*2,989*
Total		8,027	7,971	8,029	7,964	7,966	8,005	8,027	8,030	8,029	8,026	8,028	7,985
Pyrope	*%molécule*	2,1	2,1	2,3	2,3	2,1	2,2	2,2	1,8	2,2	2,3	2,1	2,2
Almandin		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine		0,9	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0
Andradite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite		11,9	3,2	3,4	3,3	3,4	3,4	4,0	5,0	3,2	3,0	2,8	3,2
Goldmanite		1,1	0,0	0,5	0,5	0,6	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0
Grossulaire		83,9	93,8	93,8	94,0	93,9	94,4	92,9	90,8	94,6	94,7	95,0	94,6
Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau VI-45 : Composition chimique des tsavorites des nodules à tsavorite de Nadan1

GISEMENT		**KIMWENGAN**					**SØR RONDANE**							
Faciès		**Tsavorite de veine de quartz**			**Eponte de veine de quartz**		**Auréole de nodule**					**Inclusion de dissolution**	**Cœur de nodule**	
Echantillon		KIM-a1	KIM-a1	KIM-a1	KIM-a2	KIM-a2	SRM-NodA	SRM-NodA	SRM-NodA	SRM-NodA	SRM-NodA	SRM-NodA	SRM-NodA	SRM-NodA
Point		*3*	*8*	*10*	*21*	*23*	*4*	*7*	*12*	*14*	*18*	*22*	*3*	*23*
SiO_2	*%poids*	38,87	39,38	38,92	39,03	39,18	37,11	37,35	36,84	36,64	35,89	37,81	38,42	38,82
TiO_2		0,38	0,36	0,33	0,29	0,42	0,51	0,56	0,41	0,43	0,47	1,03	0,39	0,37
Al_2O_3		22,03	21,81	21,94	21,96	22,05	13,55	14,03	11,95	9,51	9,24	18,42	21,25	21,64
Cr_2O_3		0,00	0,10	0,00	0,15	0,00	1,19	1,16	1,26	1,51	1,55	0,52	0,13	0,13
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,53	2,26	2,23	2,77	3,43	1,62	0,00	0,00
V_2O_3		0,59	0,60	0,59	0,89	0,60	8,69	8,50	12,24	14,60	14,61	4,08	1,10	1,29
FeO*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,61	1,51	1,22	0,78	0,23	1,01	0,00	0,00
MnO		1,04	1,17	0,86	0,52	1,07	0,53	0,47	0,00	0,51	0,00	0,80	0,00	0,00
MgO		0,60	0,70	0,57	0,43	0,57	0,37	0,31	0,32	0,41	0,32	0,51	0,50	0,46
CaO		36,24	36,25	36,60	36,33	36,04	32,80	33,28	33,26	32,91	33,20	33,89	37,44	36,87
Total		99,76	100,37	99,81	99,60	99,93	98,89	99,42	99,73	100,07	98,95	99,70	99,24	99,59
Si	*apfu*	2,942	2,962	2,944	2,954	2,956	2,946	2,944	2,922	2,928	2,903	2,914	2,930	2,942
^{iv}Al		0,058	0,038	0,056	0,046	0,044	0,054	0,056	0,078	0,072	0,097	0,086	0,070	0,058
		3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al		1,906	1,894	1,901	1,912	1,917	1,214	1,246	1,039	0,823	0,784	1,588	1,840	1,874
Ti		0,022	0,020	0,019	0,017	0,024	0,030	0,033	0,024	0,026	0,029	0,060	0,023	0,021
Cr		0,000	0,006	0,000	0,009	0,000	0,075	0,072	0,079	0,095	0,099	0,032	0,008	0,008
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,151	0,134	0,133	0,167	0,209	0,094	0,000	0,000
V^{3+}		0,036	0,036	0,036	0,054	0,036	0,553	0,537	0,779	0,935	0,947	0,252	0,067	0,078
		1,964	*1,957*	*1,955*	*1,992*	*1,977*	*2,023*	*2,023*	*2,054*	*2,047*	*2,068*	*2,026*	*1,938*	*1,982*
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,107	0,100	0,081	0,052	0,016	0,065	0,000	0,000
Mn		0,067	0,074	0,055	0,033	0,068	0,036	0,031	0,000	0,035	0,000	0,052	0,000	0,000
Mg		0,067	0,079	0,064	0,048	0,064	0,043	0,036	0,038	0,049	0,039	0,058	0,057	0,052
Ca		2,938	2,921	2,966	2,946	2,913	2,790	2,810	2,827	2,818	2,877	2,799	3,060	2,993
		3,073	*3,074*	*3,086*	*3,027*	*3,045*	*2,977*	*2,977*	*2,946*	*2,953*	*2,932*	*2,974*	*3,116*	*3,046*
Total		8,036	8,031	8,041	8,019	8,022	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,055	8,028
Pyrope	*%molécule*	2,2	2,6	2,1	1,6	2,1	1,5	1,2	1,3	1,7	1,3	2,0	1,8	1,7
Almandin		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,6	3,3	2,8	1,8	0,5	2,2	0,0	0,0
Spessartine		2,2	2,4	1,8	1,1	2,2	1,2	1,0	0,0	1,2	0,0	1,8	0,0	0,0
Andradite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	6,6	6,5	8,2	10,1	4,6	0,0	0,0
Uvarovite		0,0	0,3	0,0	0,4	0,0	3,7	3,6	3,9	4,7	4,8	1,6	0,4	0,4
Goldmanite		1,8	1,8	1,8	2,7	1,8	27,3	26,5	37,9	45,7	45,8	12,4	3,5	3,9
Grossulaire		93,8	92,9	94,3	94,1	93,8	55,3	57,7	47,7	36,9	37,4	75,4	94,3	93,9
Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau VI-46 : Composition chimique des tsavorites des gisements de Kimwengan et de Sør Rondane

GISEMENT		**KIMWENGAN**	**NADAN1**				**SØR RONDANE**
Faciès		**Eponte de veine de quartz**	**Quartz palissadique**	**Auréole de nodule**			**Auréole de nodule**
Echantillon		KIM-a1	Nadan-R1	Nadan Nod4	Nadan Nod4	Nadan Nod4	SRM-NodA
Point		*17*	*27*	*30*	*31*	*64*	*21*
SiO_2	*%poids*	42,81	55,23	45,03	42,60	42,77	43,82
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		36,27	27,57	35,89	36,14	36,25	35,66
Fe_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO		19,67	9,67	17,46	19,73	19,60	19,38
BaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O		0,53	6,09	0,34	0,33	0,30	0,81
K_2O		0,04	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		99,32	98,68	98,72	98,79	98,92	99,66
Si	*apfu*	1,998	2,517	2,088	1,998	2,002	2,036
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al		1,996	1,481	1,961	1,998	2,000	1,952
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca		0,984	0,472	0,867	0,992	0,983	0,964
Ba		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,048	0,538	0,030	0,030	0,028	0,073
K		0,002	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000
Total		5,029	5,015	4,947	5,018	5,012	5,025
Ab	*%molécule*	4,7	52,9	3,4	2,9	2,7	7,0
An		95,1	46,4	96,6	97,1	97,3	93,0
Or		0,2	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0
Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau VI-47 : Composition chimique des plagioclases des gisements de Nadan1, Kimwengan et de Sør Rondane

6.5 Thermobarométrie

6.5.1 Le thermobaromètre plagioclase-amphibole

Calibration		JF119	JF119	JF119	Moyenne	σ
Holland et Blundy, 1994	T_A (°C)	737	731	730	733	3
	P_A (kbar)	5,8	6,0	6,6	6,1	0,4
Anderson et Smith, 1995	T_B (°C)	699	674	689	687	13
	P_B (kbar)	6,5	7,0	7,3	6,9	0,4
Schmidt, 1992	P (kbar)	6,9	7,0	7,5	7,1	0,4

Tableau VI-48 : Pressions et températures d'équilibre des assemblages minéralogiques des amphibolites de Lemshuku calculées en utilisant les thermobaromètres plagioclase-amphibole

Le thermobaromètre plagioclase-amphibole est obtenu en combinant (7 itérations) les thermomètres plagioclase-amphibole de Holland et Blundy (1994) et les baromètres basés sur l'aluminium de la hornblende de Schmidt (1992) et d'Anderson et Smith (1995). Les thermomètres sont appliquables pour des températures comprises entre 400 et 1000°C et des pressions variant de 1 à 15 kbar, pour une majorité des paragenèses à amphibole et plagioclase, dont les amphibolites. Les incertitudes de température sont de ± 40°C. Les baromètres ont été initialement élaborés à partir de hornblende magmatique pour donner la pression à laquelle les granites contenant les hornblendes se sont mis en place, avec une incertitude de ± 1,5 kbar (Ague, 1997).

Le thermobaromètre a été appliqué aux amphibolites de Lemshuku et aux métagabbros de Namalulu. Pour ces derniers, les températures obtenues sont supérieures à 1000°C et ne seront donc pas prises en compte. Les températures et pressions calculées pour les amphibolites de Lemshuku sont reportées dans le tableau VI-48. La température moyenne T_A (733 ± 3°C; n = 3) est très supérieure à la température moyenne T_B (687 ± 13°C; n = 3) : cela signifie que les amphibolites sont sous-saturées en silice (Holland et Blundy, 1994). Or le thermomètre T_A ne s'applique qu'aux roches saturées en silice, donc la valeur retenue est celle de T_B. Cette température correspond à une pression de 7,1 ± 0,4 kbar avec le baromètre de Schmidt (1992) ou de 6,9 ± 0,4 kbar avec le baromètre d'Anderson et Smith (1995). La valeur de 7,0 ± 0,4 kbar sera retenue pour la suite de l'étude.

6.5.2 Le thermomètre grenat-biotite

Le thermomètre grenat-biotite, permettant de calculer la température du métamorphisme ayant affecté une paragenèse à grenat et biotite, ne peut être appliqué qu'aux gneiss à grenat

Echantillon	*n*	Grenat				Biotite			
		Fe	Mn	Mg	Ca	Ti	Al^{vi}	Fe	Mg
JF118	*1*	2.023	0.287	0.489	0.156	0.531	0.541	2.331	2.194
JF120	*1*	2.208	0.083	0.563	0.126	0.488	0.64	2.234	2.12
JF134	*3*	1.626	0.157	0.566	0.613	0.336	0.398	2.293	2.745

P = 7,0 kbar

Echantillon	*n*	PL83	KR94	KM04B	T76	HL77	FS78	HS82	IMB85	Dasg91	B92-HW	B92-GS	Moyenne	σ
JF118	*1*	664	578	620	722	680	734	756	606	655	661	660	667	54
JF120	*1*	674	590	626	737	693	756	773	570	640	682	688	675	65
JF134	*3*	692	638	672	766	717	796	877	822	870	735	751	752	76
Moyenne		677	602	639	742	697	762	802	666	722	692	700	698	
σ		14	32	28	22	19	32	66	136	129	38	47	47	

P = 5,5 kbar

Echantillon	*n*	PL83	KR94	KM04B	T76	HL77	FS78	HS82	IMB85	Dasg91	B92-HW	B92-GS	Moyenne	σ
JF118	*1*	659	578	616	710	675	727	749	606	646	660	659	662	52
JF120	*1*	669	590	623	725	688	749	766	570	632	680	686	671	63
JF134	*3*	688	638	667	753	712	789	871	822	861	734	750	753	77
Moyenne		672	602	635	729	691	755	795	666	713	691	698	695	
σ		14	32	28	22	19	31	66	136	128	38	47	50	

P = 8,5 kbar

Echantillon	*n*	PL83	KR94	KM04B	T76	HL77	FS78	HS82	IMB85	Dasg91	B92-HW	B92-GS	Moyenne	σ
JF118	*1*	668	578	624	734	686	741	762	606	663	662	662	671	57
JF120	*1*	678	590	630	750	699	762	780	570	648	683	689	680	68
JF134	*3*	697	638	677	778	723	803	884	822	878	736	753	763	80
Moyenne		681	602	644	754	703	769	809	666	730	694	701	705	
σ		14	32	29	23	19	32	66	136	129	38	47	50	

Tableau VI-49 : Températures d'équilibre des assemblages minéralogiques des GAB de Lemshuku calculées en utilisant les thermomètres grenat-biotite pour des pressions comprises entre 5,5 et 8,5 kbar
Calibrations : PL83 = Perchuk et Lavrent'eva, 1983; KR94 = Kleemann et Reinhardt, 1994; KM04B = Kaneko et Miyano, 2004; T76 = Thompson, 1976; HL77 = Holdaway et Lee, 1977; FS78 = Ferry et Spear, 1978; HS82 = Hodges et Spear, 1982; IMB85 = Indares et Martignole, 1985; Dasg91 = Dasgupta et al., 1991; B92-HW et B92-GS = Bhattacharya et al., 1992.

et biotite (GAB) de Lemshuku. Ce thermomètre est dépendant de la pression. C'est pourquoi les températures ont été calculées pour les pressions obtenues avec les baromètres Al-hornblende précédents, en tenant compte de l'incertitude évoquée par Ague (1997), donnant un intervalle compris entre 5,5 et 8,5 kbars. Les thermomètres utilisés sont ceux de Thompson (1976), Holdaway et Lee (1977), Ferry et Spear (1978), Hodges et Spear (1982), Perchuk et Lavrent'eva (1983), Indares et Martignole (1985), Dasgupta et al. (1991), Bhattacharya et al. (1992), Kleemann et Reinhardt (1994), et Kaneko et Miyano (2004).

Les températures calculées sont reportées dans le tableau VI-49. L'influence de la pression est faible, les températures variant peu entre 5,5 et 8,5 kbar : de 0 (thermomètres d' Indares et Martignole, 1985; Kleemann et Reinhardt, 1994) à +25°C (thermomètre de Thompson, 1976). Les températures les plus faibles sont obtenues avec le thermomètre de Kleemann et Reinhardt (1994), entre 578 et 644°C à 7 kbar, alors que les températures les plus élevées sont obtenues avec le thermomètre de Hodges et Spear (1982), entre 756 et 888°C à 7 kbars. Les

écarts entre les différents thermomètres peuvent atteindre plus de 200°C. Les températures moyennes calculées avec les onze thermomètres grenat-biotite s'étendent entre 667 et 765°C. Il apparaît que pour la majorité des thermomètres, les échantillons JF134 se sont formés à des températures bien plus importantes que celles des échantillons JF118 et JF120, jusqu'à plus de 200°C de différence avec le thermomètre d'Indares et Martignole (1985).

Wu et Cheng (2006) ont comparé les différents géothermomètres grenat-biotite existant sur des séquences métapélitiques et concluent que les plus adaptés, parmi ceux utilisés dans ce travail, sont ceux de Perchuk et Lavrent'eva (1983), de Kleemann et Reinhardt (1994), et de Kaneko et Miyano (2004). Dans le cas des échantillons de Lemshuku, ces trois géothermomètres donnent des températures différentes avec des variations de 19 à 86°C à 7 kbar : (i) 664-697°C (Perchuk et Lavrent'eva, 1983); (ii) 578-644°C (Kleemann et Reinhardt, 1994); (iii) 620-676°C (Kaneko et Miyano, 2004). Les températures obtenues avec le thermomètre de Perchuk et Lavrent'eva (1983) apparaissent comme étant les plus vraisemblables car : (i) il y a très peu de différence de température entre les différents échantillons (jusqu'à 33°C entre les échantillons JF120 et JF134 à 7 kbar); (ii) les spectres Raman du graphite des roches associées aux GAB (Figure VI-21) indiquent que ces roches ont été métamorphisées à des températures supérieures à 650°C. Il en est déduit que le thermomètre grenat-biotite indique que les GAB, et par extension les autres roches de la série métasédimentaire, ont été affectés par du métamorphisme à une température de 677 ± 14°C.

6.5.3 Le thermomètre plagioclase-muscovite

Le thermomètre plagioclase-muscovite a été élaboré par Green et Usdansky (1986) en se basant sur les échanges Na-K entre le plagioclase et la muscovite, au sein de roches métasédimentaires pélitiques et de granitoïdes peralumineux. Ce thermomètre a été testé et approuvé pour des températures allant de 490°C à 750°C à des pressions comprises entre 2 et 13 kbar, et il est sensé donner des températures comparables à celles obtenues avec le thermomètre grenat-biotite.

Le thermomètre plagioclase-muscovite a été appliqué aux GGK et aux pegmatites qu'elles contiennent, ainsi qu'aux GGQF de Lemshuku. Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau VI-50, en se basant sur les pressions établies précédemment. A 7 kbar, les températures obtenues sont comprises entre 594 et 651°C. Les GGK ont des températures (T = 621°C; n = 2) légèrement plus faibles que celles des pegmatites (T = 633°C; n = 2). L'échantillon de GGQF

Faciès	Echantillon	Plagioclase			Muscovite											
		X_{Ab}	X_{An}	X_{Or}	^{vi}Al	Ti	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Ba	Na	K	∑	X_{Ms}	X_{Pa}
GGK	*JF045*	0,70	0,29	0,01	3,564	0,109	0,037	0,000	0,311	0,000	0,000	0,102	1,903	2,005	0,817	0,051
	JF045	0,70	0,29	0,01	3,378	0,193	0,075	0,000	0,363	0,000	0,000	0,092	1,906	1,998	0,782	0,046
Pegmatite	*JF052*	0,70	0,29	0,01	3,460	0,119	0,114	0,000	0,340	0,000	0,000	0,081	1,929	2,009	0,804	0,040
	JF052	0,70	0,29	0,01	3,422	0,178	0,093	0,000	0,309	0,000	0,000	0,089	1,927	2,016	0,796	0,044
GGQF	*JF136a*	0,64	0,35	0,01	3,306	0,135	0,000	0,000	0,460	0,000	0,000	0,082	1,838	1,919	0,791	0,043

Faciès	Echantillon	P (kbar)	5,5	6,0	6,5	6,9	7,0	7,5	8,5
GGK	*JF045*	T (°C)	578	590	602	612	614	626	650
	JF045	T (°C)	592	604	617	626	629	641	666
Pegmatite	*JF052*	T (°C)	599	612	624	634	637	650	675
	JF052	T (°C)	613	625	638	648	651	664	689
GGQF	*JF136a*	T (°C)	557	569	582	591	594	606	631

Tableau VI-50 : Températures calculées à partir du thermomètre plagioclase-muscovite dans les GGK, les pegmatites et les GGQF de Lemshuku pour des pressions comprises entre 5,5 et 8,5 kbar

est celui présentant la température la plus faible (T = 594°C). Ces températures sont légèrement plus faibles que celles obtenues avec le thermomètre grenat-biotite de Perchuk et Lavrent'eva (1983).

6.5.4 Les thermomètres isotopiques

Des thermomètres basés sur la composition isotopique de l'oxygène du quartz en équilibre avec une autre phase ont été établis par plusieurs auteurs. Parmi ces thermomètres isotopiques, il existe les thermomètres : (i) quartz-calcite (Sharp et Kirschner, 1994); (ii) quartz-grenat (Lichtenstein et Hoernes, 1992; Valley et al., 2003); (iii) quartz-zoïsite (Matthews et al., 1983).

Ces thermomètres sont applicables aux veines de quartz de Lemshuku, Merelani et Kimwengan. Cependant, la composition isotopique de la calcite n'a été mesurée qu'à Lemshuku, et le $\delta^{18}O$ de la calcite est supérieur à celui du quartz, rendant inutilisable le thermomètre isotopique quartz-calcite.

Le thermomètre isotopique quartz-grossulaire-spessartine de Lichtenstein et Hoernes (1992) est dérivé du thermomètre isotopique spessartine-eau élaboré par les mêmes auteurs. Il est valable pour des températures comprises entre 500 et 750°C et est généralement utilisé pour déterminer la température du métamorphisme formant le quartz et le grenat. Le thermomètre isotopique quartz-grenat de Valley et al. (2003) a été établi à partir d'almandins, de quartz et de zircons dans des roches volcaniques et des roches de faciès granulitique, pour des températures

Calibration	*Lichtenstein & Hoernes, 1992*			*Valley et al., 2003*			*Matthews et al., 1983*		
Gisement	Lemshuku	Merelani	Kimwengan	Lemshuku	Merelani	Kimwengan	Merelani		Kimwengan
Echantillon	*LEM-2*	*Block A - ME11*	*KIM-1*	*LEM-2*	*Block A - ME11*	*KIM-1*	*Block A - ME11*	*Block A - MQ3ME5T*	*KIM-1*
$\delta^{18}O_{quartz}$	20.5	20.7	21.0	20.5	20.7	21.0	20.7	22.1	21.0
$\delta^{18}O_{grenat}$	15.5	16.4	16.9	15.5	16.4	16.9	-	-	-
$\delta^{18}O_{zoïsite}$	-	-	-	-	-	-	17.7	18.5	17.8
T(K)	752	811	831	778	839	860	721	658	693
T (°C)	479	538	558	505	566	587	448	385	420

Tableau VI-51 : Températures de formation de la tsavorite et de la tanzanite des veines de quartz de Lemshuku, Merelani et Kimwengan calculées à partir des thermomètres isotopiques $\delta^{18}O_{quartz}$-$\delta^{18}O_{grenat}$ et $\delta^{18}O_{quartz}$-$\delta^{18}O_{zoïsite}$

supérieures à 500°C. Les deux thermomètres, exprimés en kelvin, sont définis par les relations suivantes :

$$1000 \ln(\alpha_{quartz\text{-}grenat}) = 2{,}83*10^6/T^2 \qquad \text{Lichtenstein et Hoernes (1992)}$$

$$1000 \ln(\alpha_{quartz\text{-}grenat}) = 3{,}03*10^6/T^2 \qquad \text{Valley et al. (2003)}$$

où $1000 \ln(\alpha_{quartz\text{-}grenat}) \sim \delta^{18}O_{quartz} - \delta^{18}O_{grenat}$. Les températures obtenues sur les échantillons de Lemshuku, de Merelani et de Kimwengan sont reportées dans le tableau VI-51.

Les résultats sont compris entre 479 et 558°C avec le thermomètre de Lichtenstein et Hoernes (1992), et entre 505 et 587°C avec le thermomètre de Valley et al. (2003). Les différences entre les deux thermomètres s'expliquent par la valeur du coefficient de fractionation des isotopes de l'oxygène entre le quartz et le grenat, qui est plus élevé (3,03) pour Valley et al. (2003), alors que celui de Lichtenstein et Hoernes (1992) vaut 2,83. Cependant, le coefficient utilisé par Lichtenstein et Hoernes (1992) est celui de la spessartine, alors que celui de Valley et al. (2003) correspond au coefficient quartz-grossulaire. Les températures obtenues avec le thermomètre de Valley et al. (2003) sont donc les plus convenables. La tsavorite des veines de quartz s'est ainsi formée à 505°C à Lemshuku, à 566°C à Merelani, et à 587°C à Kimwengan. Ces températures étant plus faibles que celle du pic de métamorphisme, il en est déduit que les tsavorites des veines de quartz se sont formées durant le métamorphisme rétrograde.

Le thermomètre isotopique quartz-zoïsite de Matthews et al. (1983) indique la température de formation de la zoïsite, mais aucunement celle du pic de métamorphisme. Il est défini par l'équation (T en kelvin) :

$$1000 \ln(\alpha_{quartz\text{-}zoïsite}) = 1{,}56*10^6/T^2$$

où $1000 \ln(\alpha_{quartz\text{-}zoïsite}) \sim \delta^{18}O_{quartz} - \delta^{18}O_{zoïsite}$. Les températures de formation de la tanzanite des veines de quartz ont ainsi été calculées pour des échantillons provenant de Merelani et de Kimwengan. Les résultats sont reportés dans le tableau VI-51. A Merelani, deux échantillons ont donné des températures de 385°C et de 448°C. A Kimwengan, un échantillon a donné une

température de 420°C. Ces températures sont plus faibles que celles de la formation de la tsavorite, confirmant l'observation pétrographique, c'est-à-dire que la tanzanite s'est formée après le grenat vert pendant le métamorphisme rétrograde.

6.5.5 Les conditions P-T-t du métamorphisme, de la métasomatose, et de la formation de la tsavorite et de la tanzanite

A l'aide des données thermobarométriques précédentes, ainsi que de quelques réactions d'équilibre des minéraux, il est possible de déterminer les conditions P-T-t du métamorphisme et de la métasomatose, et donc les conditions de formation de la tsavorite (Figure VI-58). Cependant, les seules données de Lemshuku ne suffisent pas, de nombreux équilibres minéralogiques décrits ne pouvant être exploités par le logiciel TWEEQU utilisé dans ce travail, et sont complétées par celles de Namalulu (détaillées dans la partie pétrographique de Namalulu), Merelani, Kimwengan, et avec celles obtenues sur les gisements de Nadan1 au Kenya pour les nodules à tsavorite. Ces gisements étant dans la même ceinture plissée de Lelatema, excepté Nadan1, leur histoire est très probablement similaire.

Le pic de métamorphisme est estimé à partir du baromètre palgioclase-amphibole et du thermomètre grenat-biotite, donnant ainsi les conditions de faciès amphibolite supérieur suivantes : P = 7,0 ± 0,4 kbar et T = 677 ± 14°C. Ces températures concordent avec les données obtenues par microspectrométrie Raman sur le graphite indiquant que le pic de métamorphisme a eu lieu à des températures supérieures à 650°C. En raison du manque de données thermobarométriques exploitables, il s'agit de conditions P-T minimales pour ce pic. Cependant, le fractionnement isotopique du carbone entre la calcite et le graphite de la lentille LII à Namalulu est directement lié au pic de métamorphisme, et les températures calculées par le couple calcite-graphite ont donné un intervalle à 630 ± 31°C (Tableau VI-29). Ces températures sont proches de celles obtenues par le thermomètre grenat-biotite à Lemshuku et permettent d'appuyer le fait que les conditions du pic du métamorphisme sont bien P = 7,0 ± 0,4 kbar et T = 677 ± 14°C.

Les conditions du métamorphisme rétrograde sont principalement estimées à partir des réactions rétrogrades observées dans les marbres de Lemshuku et de Namalulu, et ont eu lieu à P = 5,6-6,7 kbar et T = 630 ± 31°C (Figure VI-47). Il s'agit d'un métamorphisme dans le faciès amphibolite. Les températures correspondent aux températures obtenues avec le thermomètre plagioclase-muscovite qui donneraient alors les températures de la rétromorphose dans les gneiss de Lemshuku.

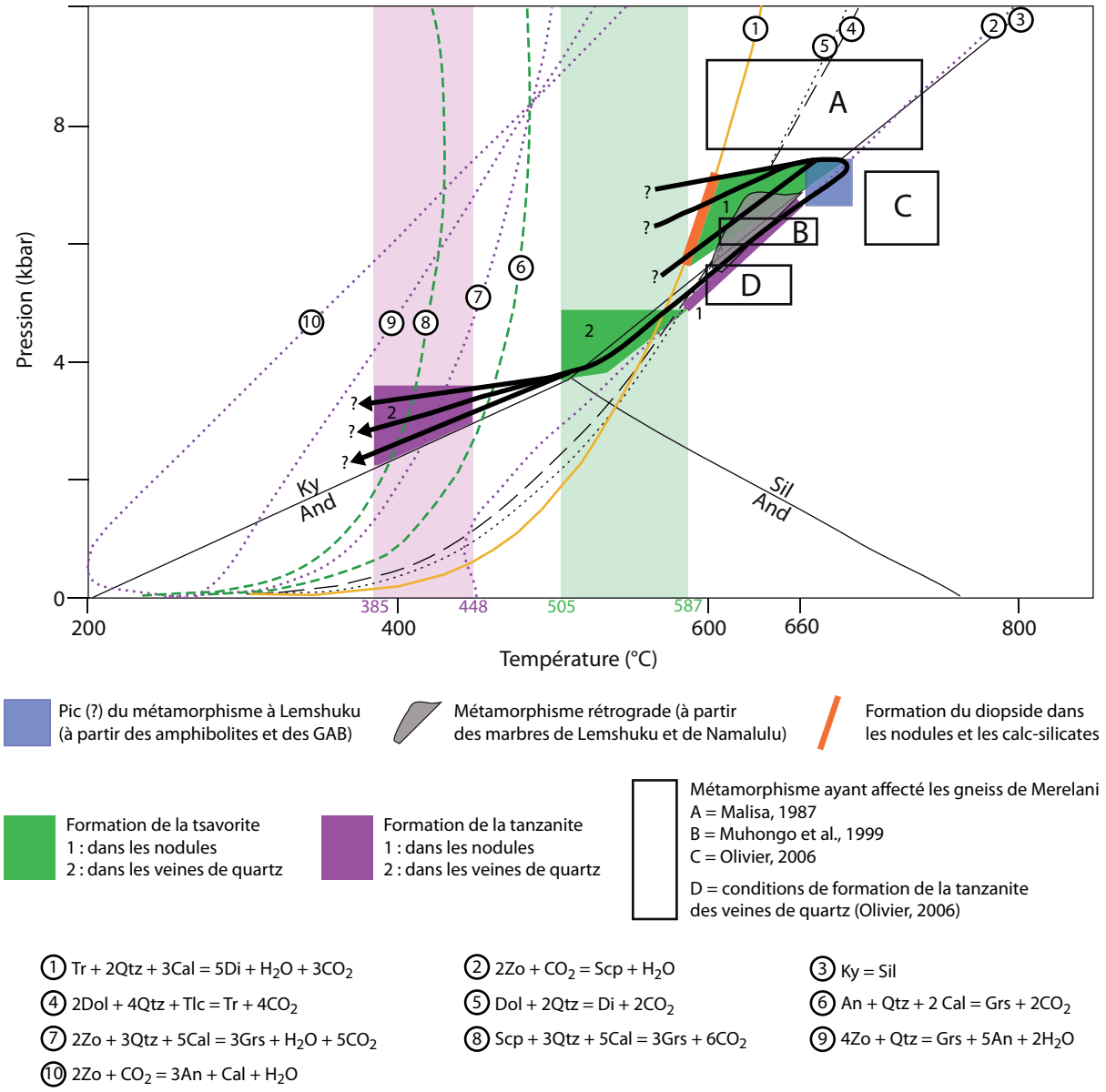


Figure VI-58 : Chemin P-T-t des roches de la ceinture plissée de Lelatema et conditions P-T d'équilibre des minéraux et de formation des minéralisations à tsavorite et à tanzanite

Les roches de la ceinture plissée de Lelatema ont suivi un trajet P-T-t horaire comme le montre la déstabilisation de la kyanite en sillimanite (réaction 3). Le pic de métamorphisme est estimé à partir des baromètres plagioclase-amphibole et des thermomètres grenat-biotite appliqués aux amphibolites et aux GAB de Lemshuku. Le domaine du métamorphisme rétrograde est estimé à partir des réactions rétrogrades observées dans les marbres de Lemshuku et de Namalulu (réactions 4 et 5).

Le diopside se forme dans un premier temps à partir de la trémolite (réaction 1) dans les calc-silicates et les nodules à P = 5,0-7,4 kbar et T = 580-610°C. Puis, la tsavorite et la scapolite remplacent partiellement le diopside dans les nodules au cours du métamorphisme prograde. Pendant le métamorphisme rétrograde (P = 5,6-6,7 kbar et T = 630 ± 31°C), la scapolite des nodules est transformée en tanzanite (réaction 2). La métasomatose calcique débute à la fin de ce métamorphisme rétrograde et elle est marquée par la formation de la tsavorite dans les veines de quartz à P = 3,6-4,9 kbar et T = 505-587°C. La fin de la métasomatose voit la formation de la tanzanite à partir de la tsavorite (réaction 7) dans les veines de quartz à P = 2,2-3,6 kbar et T = 385-448°C.

Les réactions 6, 8, 9 et 10 sont des réactions possibles de déstabilisation de la tsavorite et de formation de la zoïsite dans les calc-silicates (CSGS et épontes des veines).

Le diagramme a été réalisé dans le système CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O avec le logiciel TWEEQU de Berman (1991) et en utilisant les propriétés thermodynamiques des pôles des minéraux de Berman et Aranovich (1996).

Le faible remplacement partiel de la kyanite par la sillimanite indique que le chemin P-T-t des roches de la ceinture de Lelatema est anti-trigonométrique (sens horaire). Les conditions du métamorphisme prograde, qui ne peuvent être directement détérminées, sont ainsi contraintes par les conditions P-T du pic de métamorphisme et le champ de stabilité de la kyanite : 5,6 < P < 7,4 kbar et 599 < T < 691°C, tout en demeurant dans le domaine de la kyanite. Ce métamorphisme correspond alors à un métamorphisme dans le faciès amphibolite.

Il est très difficile de contraindre thermodynamiquement les réactions métasomatiques de formation de la tsavorite dans les nodules et dans les veines de quartz. Cependant ces conditions peuvent être approchées en considérant les évènements associés à ces formations.

Dans le cas des nodules N_{II}, la tsavorite provient du remplacement du diopside. Or le diopside s'est probablement formé à partir de trémolite d'après les observations réalisées sur les nodules de Nadan1. La réaction de transformation de la trémolite en diopside est possible pour des pressions comprises entre 5,0 et 7,4 kbar et pour des températures variant de 580 à 610°C. A partir du pic de métamorphisme et pendant le métamorphisme rétrograde, la droite de réaction transformant la scapolite en zoïsite (tanzanite) est franchie, ce qui indique que la scapolite s'est formée pendant le métamorphisme prograde. Les observations pétrologiques ont montré que la scapolite s'était formée après le diopside et la tsavorite : la tsavorite des nodules N_{II} a cristallisé pendant le stade prograde du métamorphisme, proche du pic de métamorphisme, entre 5,0 et 7,4 kbar et entre 580 et 691°C. Des conditions similaires sont envisagées pour les nodules N_I, mais le manque d'informations sur les réactions anhydrite-grossulaire ne permet pas de l'affirmer.

La formation de la tsavorite dans les veines de quartz a eu lieu pour des températures comprises entre 505 et 587°C, d'après le thermomètre isotopique quartz-grossulaire, et au cours du métamorphisme rétrograde. En respectant ces conditions, il apparaît que les pressions de formation de la tsavorite sont comprises entre 3,6 et 4,9 kbar. Ces conditions P-T correspondent également à celles de la métasomatose calcique. Puis la tanzanite des veines s'est formée entre 385 et 448°C, et donc à des pressions inférieures à celles de la formation de la tsavorite. Cependant, le domaine de pression est en accord avec le champ de stabilité de la kyanite, l'andalousite n'ayant pas été observée. En conséquence, les pressions de formation de la tanzanite dans les veines de quartz sont comprises entre 2,2 et 3,6 kbar. Par ailleurs dans ce domaine P-T, la courbe de transformation de la tsavorite en tanzanite est franchie, montrant que la tanzanite des veines de quartz se forme bien à partir de la tsavorite de ces mêmes veines.

En résumé, le chemin P-T-t des roches de la ceinture plissée de Lelatema et des minéra-

lisations à tsavorite est caractérisé par :

- un chemin anti-trigonométrique;

- un métamorphisme prograde avec 5,6 < P < 7,4 kbar et 599 < T < 691°C, où se forme la tsavorite des nodules;

- un pic de métamorphisme à P = 7,0 ± 0,4 kbar et T = 677 ± 14°C;

- un métamorphisme rétrograde à P = 5,6-6,7 kbar et T = 630 ± 31°C, où se forme la tanzanite des nodules;

- le début de la métasomatose calcique formant la tsavorite des veines de quartz à P = 3,6-4,9 kbar et T = 505-587°C;

- la fin de la métasomatose calcique formant la tanzanite des veines de quartz à P = 2,2-3,6 kbar et T = 385-448°C.

La tsavorite se forme donc à deux époques distinctes : (i) pendant le métamorphisme prograde au sein des nodules; (ii) pendant la métasomatose calcique, au cours du métamorphisme rétrograde, au sein des veines de quartz. De même, la tanzanite a deux périodes de cristallisation : (i) au début du métamorphisme rétrograde au sein des nodules, et avant la formation de la tsavorite des veines; (ii) à la fin de la métasomatose calcique dans les veines de quartz.

6.5.6 Discussion

6.5.6.1 Le métamorphisme

Les conditions du métamorphisme ayant affecté les gneiss de Merelani ont été établies par plusieurs auteurs (Figure VI-58) à P = 7,7-9,1 kbar et T = 600-740°C (Malisa, 1987), à P = 6-6,5 kbar et T = 610-670°C (Muhongo et al., 1999), et à P = 6-7,4 kbar et T = 700-750°C (Olivier, 2006). De telles conditions P-T appartiennent au faciès amphibolite. Ces auteurs ont utilisé principalement la thermométrie grenat-biotite et les réactions d'équilibre des minéraux. Malisa (1987) considère qu'il s'agit probablement du pic de métamorphisme, car ses conditions sont proches de celles des granulites tanzaniennes (P = 9,5-11 kbar et T = 810°C; Appel et al., 1998), alors que Muhongo et al. (1999) et Olivier (2006) ont mesuré les conditions du métamorphisme rétrograde. Les conditions P-T estimées à Lemshuku et Namalulu à partir des amphibolites et des GAB (P = 7,0 ± 0,4 kbar et T = 677 ± 14°C) sont relativement proches de ces données déjà publiées (Figure VI-58), et les conditions du métamorphisme rétrograde estimées à partir des assemblages minéralogiques dans les marbres (P = 5,6-7,4 kbar et T = 630 ± 31°C) sont très proches de celles de Muhongo et al. (1999). Dans le nord-est de la Tanzanie, de telles conditions

du métamorphisme sont liées à des déformations hétérogènes, ayant notamment formé l'anticlinal de Lelatema entre 640 et 560 Ma (Le Goff et al., 2010).

Au Kenya, dans les formations géologiques similaires du groupe Kurase, le métamorphisme de faciès amphibolite a été estimé à P = 5,4-6,7 kbar et T = 620-670°C (Mercier et al., 1999). Pour Key et Hill (1989), le métamorphisme a atteint le faciès granulite (P > 5 kbar et T > 750°C).

La majorité des auteurs propose un chemin P-T-t trigonométrique (sens anti-horaire) pour le nord-est de la Tanzanie, et donc contraire à ce qui est observé à Lemshuku, en se basant sur les données obtenues sur les complexes granulitiques (Appel et al., 1998; Muhongo, 1999b; Möller et al., 2000). En revanche, Olivier (2006) montre que les roches de Merelani suivent un chemin anti-trigonométrique à partir du remplacement de la kyanite par la sillimanite. Sarbas et al. (1984) estiment que les gneiss à tsavorite du sud-est du Kenya ont été d'abord affectés par un métamorphisme dans le domaine de la kyanite, puis par un métamorphisme dans le domaine de la sillimanite, indiquant que le chemin P-T-t est aussi anti-trigonométrique.

Il y a toutefois quelques précautions à prendre par rapport à ce modèle. En effet, la composition des fluides est méconnue, et les inclusions fluides des tsavorites et des tanzanites ont des compositions à H_2S-S_8 ($\pm N_2 \pm CH_4$) dépourvues de CO_2 et de H_2O. En conséquence, les réactions d'équilibre des minéraux utilisées et impliquant CO_2 et/ou H_2O ne sont peut-être pas adaptées à ce modèle. De même, si ces deux espèces sont présentes, leur rapport est méconnu : c'est pourquoi la majorité des réactions présentes dans la figure VI-58 utilise une seule de ces espèces.

6.5.6.2 La minéralisation

Les conditions P-T de la formation de la tsavorite n'ont pas été abordées par la majorité des auteurs ayant travaillé sur le grossulaire vert. Cependant, quelques travaux sur les nodules kenyans abordent le sujet.

En effet, Sarbas et al. (1984) montrent, à partir des assemblages minéralogiques, que l'auréole de scapolite des nodules de tsavorite se forme au cours du métamorphisme prograde à P > 3 kbar et T > 650°C. Ils en déduisent que la tsavorite des nodules s'est formée pendant le métamorphisme prograde, hypothèse également soutenue par Suwa et al. (1996), à des condi-

tions P-T inférieures à celles de la formation de la scapolite, à P = 3-5 kbar et T = 550°C. Ces conditions P-T sont plus faibles que celles estimées dans ce travail (P = 5,0-7,4 kbar et T = 580-610°C).

Key et Hill (1989) proposent que l'auréole de scapolite à exsolutions de tsavorite-goldmanite des nodules se forme dans le métamorphisme prograde à partir de la tsavorite suite à une métasomatose sodique, et selon la réaction : tsavorite + quartz + CO_2 + Na^+ → méionite + tsavorite-goldmanite. Cette métasomatose sodique est causée par l'hydrolyse des carbonates, libérant du CO_2 et du NaCl, selon la réaction : trémolite + calcite + quartz + HCl → diopside + anorthite + titanite + NaCl + H_2O + CO_2. Cette réaction permet également d'expliquer la présence de diopside, d'anorthite et de titanite dans les auréoles des nodules, et confirme le fait que le diopside provient de la transformation de la trémolite. Cependant la réaction de Key et Hill (1989) n'indique pas la source du Ti (trémolite?), alors que le Na, qui proviendrait des carbonates selon eux, n'a pas été détecté dans les carbonates de Lemshuku et de Namalulu en Tanzanie. Leur équation est donc incomplète et ne permet pas de tout expliquer. Par ailleurs, Key et Hil (1989) contraignent la température maximale de formation de la tsavorite et de la scapolite à 850-875°C, dans le faciès granulite, sinon elles auraient été destabilisées en anorthite, wollastonite et calcite au cours du métamorphisme rétrograde.

L'auréole de zoïsite (tanzanite) des nodules est communément acceptée comme étant une auréole de rétromorphose formée lors du métamorphisme rétrograde (Sarbas et al., 1984; Suwa et al., 1996). Sarbas et al. (1984) estiment les conditions de formation de la tanzanite des nodules à P = 2 kbar et T = 500°C, correspondant à l'instar de la tsavorite à des conditions P-T plus faibles que celles déterminées dans ce travail.

Aucune donnée est disponible actuellement sur les conditions P-T de formation de la tsavorite des veines de quartz. Le faible nombre de gisement de ce type (ceinture de Lelatema, Pakistan) en est la raison principale. En revanche, Olivier (2006) a estimé les conditions de formation de la tanzanite des veines de quartz à P = 5-6 kbar et T = 650 ± 50°C à partir du thermomètre isotopique quartz-zoïsite et de l'équation de formation de la tanzanite à partir de la tsavorite. Cependant, en reprenant les données d'Olivier (2006) et son calcul de la température de formation de la tanzanite, il s'avère que cet auteur a oublié de convertir les températures calculées en °C. Il a obtenu deux températures de 650°C et 699°C, qui correspondent en fait à des températures de 650 K et 699 K. Les valeurs réelles en °C sont donc de 377°C et 426°C, ce qui correspond aux températures trouvées dans ce travail à Merelani et Kimwengan.

CHAPITRE VII

GEOCHIMIE

7.1 Les analyses géochimiques en roches totales

La colonne lithostratigraphique des régions de Lemshuku et Namalulu est composée de bas en haut d'amphibolites et de quartzites, d'une unité à gneiss et roches calco-silicatées majoritairement graphiteux et contenant un niveau de pegmatite, et d'une unité de marbre dolomitique (voir chapitres IV et VI). Les analyses de composition en roches totales des différentes roches étudiées sont présentées dans les tableaux VII-1 à VII-3. Cependant, à cause de l'état d'altération météorique avancé de la majorité des roches, peu d'échantillons ont été analysés.

7.1.1 Les éléments majeurs et traces

7.1.1.1 Les gneiss et les roches calco-silicatées

7.1.1.1.1 Résultats

L'unité à gneiss et roches calco-silicatées est composée de différents faciès décrits dans le chapitre VI et identifiés à Lemshuku, alors que seul un échantillon de gneiss graphiteux métasomatisé bréchique (GGMB) de Namalulu a pu être étudié.

Les gneiss graphiteux à grains fins (GGF), dominés par le quartz, sont très enrichis en SiO_2 (81,5 %poids) et ils contiennent de l'Al_2O_3 (10,98 %poids). Les concentrations des autres éléments sont inférieures à 1 %poids, voire nulles. Les éléments traces dont les teneurs ne sont pas négligeables sont les suivants : le soufre (1400 ppm), le baryum (407 ppm), le zirconium (235 ppm), le vanadium (220 ppm) et le chrome (131 ppm).

Les gneiss graphiteux à kyanite (GGK) sont plus pauvres en SiO_2 (53,8-75,6 %poids) mais plus riches en Al_2O_3 (10,9-19,5 %poids) que les GGF. Cette observation s'explique par une diminution de la quantité de quartz au profit de la kyanite dans la roche. Les GGK ont des teneurs variables de K_2O (0,3-6,5 %poids), Fe_2O_3 (0,5-4,6 %poids), Na_2O (0,1-3,4 %poids), CaO (0,1-3,4 %poids) et MgO (<0,1-1,3 %poids) selon les quantités de feldspaths et de muscovite présents dans la roche. A l'instar des GGF, les éléments traces les plus importants sont le soufre ($3200 < S < 11700$ ppm), le baryum ($380 < Ba < 1719$ ppm), le vanadium ($202 < V < 1054$ ppm), le chrome ($131 < Cr < 302$ ppm), le zirconium ($167 < Zr < 269$ ppm), ainsi que le strontium (localement jusqu'à 237 ppm).

Les gneiss à almandin et biotite (GAB) ont une composition en éléments majeurs similaire à celle des GGK, mais avec des teneurs moins variables et légèrement plus élevées en Na_2O (4,4-4,7 %poids), en Fe_2O_3 (2,5-2,8 %poids), en K_2O (1,5-2,8 %poids) et en CaO (2,3-2,5

Faciès		**GGF**		**GGK**		**GAB**		**GGMB**		**GGQF**		
Echantillon		JF037	JF045	JF057	JF076	JF118	JF120	JF006	JF012	JF013	JF016	JF132
SiO_2	*%poids*	81,54	53,75	75,62	72,78	67,32	70,96	40,02	40,96	62,59	75,42	60,05
Al_2O_3		10,98	19,54	16,80	10,92	16,76	15,49	12,68	4,17	15,48	8,84	14,58
Fe_2O_3		0,25	4,61	1,33	0,49	2,79	2,52	3,33	1,42	1,79	0,95	5,66
MnO		0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,07
MgO		0,06	1,29	0,02	0,15	1,27	0,93	0,22	0,19	0,72	0,07	5,26
CaO		0,13	2,23	0,15	0,13	2,33	2,54	6,50	23,48	1,57	0,22	5,61
Na_2O		0,00	3,38	0,08	0,15	4,66	4,40	0,15	0,01	1,52	0,00	1,26
K_2O		0,14	6,49	0,27	2,09	2,77	1,45	0,26	0,10	7,22	0,99	2,09
TiO_2		0,43	0,85	0,82	0,57	0,96	0,51	0,79	0,44	0,72	0,44	0,93
P_2O_5		0,06	0,13	0,08	0,16	0,13	0,10	0,63	0,18	0,10	0,11	0,24
PF		6,55	8,56	5,76	12,85	1,09	0,56	34,50	29,29	8,30	13,47	4,85
Total		100,13	100,87	100,93	100,28	100,11	99,48	99,09	100,25	100,04	100,49	100,62
S	*%poids*	0,14	1,17	0,32	0,53	0,07	0,02	3,06	0,08	0,23	0,44	2,00
Be	*ppm*	0,00	1,05	0,00	0,00	2,06	1,22	0,00	0,00	2,11	0,00	1,98
V		220,10	202,10	1054,00	388,60	57,91	42,25	433,40	200,80	238,50	666,30	285,00
Cr		130,90	130,70	260,20	301,80	47,08	21,53	59,64	59,18	68,46	101,80	142,20
Co		0,67	23,50	2,35	0,69	3,55	5,50	5,20	0,71	0,62	5,44	13,19
Ni		17,07	150,50	15,65	18,31	12,41	14,60	38,33	30,07	11,15	40,86	60,49
Cu		106,50	41,38	25,32	64,66	7,97	0,00	19,95	0,00	18,85	48,28	36,70
Zn		0,00	109,10	18,86	0,00	98,94	44,64	119,00	48,03	40,50	0,00	176,00
Rb		1,38	141,40	10,28	45,26	79,09	38,51	5,72	0,74	223,70	18,95	63,47
Sr		51,81	236,50	35,72	85,46	1030,00	1722,00	235,00	313,20	314,50	161,40	161,20
Y		34,91	13,83	40,53	34,92	216,00	10,45	4,95	6,82	9,32	20,74	26,66
Zr		230,70	167,30	191,10	269,20	351,80	303,30	178,60	76,18	194,70	128,10	173,30
Nb		7,87	7,54	13,05	10,08	18,84	7,67	13,27	6,88	10,27	5,81	8,84
Mo		12,43	6,86	64,17	8,25	1,06	0,57	25,75	8,86	21,66	32,58	7,30
Cd		0,25	0,16	0,37	0,87	0,18	0,24	0,00	1,19	0,40	0,22	0,55
Cs		0,00	2,58	0,00	0,84	1,28	0,56	0,00	0,00	6,91	0,66	2,39
Ba		406,90	1719,00	380,30	1181,00	2242,00	2733,00	54,08	62,08	1987,00	424,90	937,30
Hf		5,57	4,29	4,58	6,53	7,96	6,71	4,52	1,92	4,91	3,38	4,32
Ta		0,76	0,69	1,13	0,72	1,57	0,30	1,15	0,48	0,86	0,53	0,67
W		0,67	1,11	6,49	0,95	0,94	0,67	2,15	1,94	1,85	1,11	1,09
Th		6,21	3,48	3,52	6,17	22,65	16,51	7,10	4,61	6,18	4,49	4,76
U		6,43	2,29	7,49	7,58	3,72	1,45	25,55	8,42	7,20	6,78	3,70
Ga		9,35	25,74	20,37	14,33	22,96	19,09	18,27	12,17	13,53	9,03	19,97
In		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sn		1,86	2,30	6,37	5,30	1,24	0,89	1,83	1,89	1,85	1,29	2,54
Pb		6,60	38,37	5,15	8,54	28,24	28,45	5,36	9,37	17,63	9,50	11,63
Bi		0,00	0,13	0,27	1,68	0,00	0,00	0,00	0,12	0,18	0,21	0,11
Ge		0,85	1,08	2,00	0,59	1,09	0,85	2,54	0,64	0,89	0,92	1,97
As		0,00	0,00	2,18	2,53	2,93	0,00	4,24	0,00	3,55	1,53	0,00
Sb		0,96	0,00	0,00	5,38	1,07	0,70	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00
La	*ppm*	30,270	20,870	19,530	22,630	81,150	67,560	22,590	34,670	23,030	19,930	24,690
Ce		60,230	39,500	32,470	40,790	148,100	114,700	36,140	64,580	31,160	36,790	51,420
Pr		7,383	4,910	4,825	5,674	16,010	11,200	3,955	6,774	2,850	5,128	6,519
Nd		28,390	18,810	19,690	21,870	55,460	35,540	13,520	15,650	8,783	20,450	25,620
Sm		5,595	3,787	4,211	4,410	8,766	4,910	2,377	1,616	1,417	4,366	5,444
Eu		0,537	1,281	0,491	0,960	3,013	2,029	0,434	0,316	0,946	0,693	1,396
Gd		4,902	3,002	4,547	4,199	10,060	3,228	1,801	1,236	1,127	3,653	4,884
Tb		0,756	0,434	0,728	0,721	2,512	0,437	0,237	0,187	0,196	0,541	0,753
Dy		4,859	2,494	4,895	4,770	21,280	2,156	1,218	1,157	1,370	3,119	4,448
Ho		1,047	0,472	1,095	1,006	5,822	0,370	0,211	0,230	0,309	0,613	0,883
Er		3,272	1,297	3,298	3,035	20,640	0,993	0,552	0,741	1,024	1,757	2,553
Tm		0,513	0,186	0,482	0,489	3,434	0,138	0,069	0,112	0,175	0,261	0,387
Yb		3,463	1,310	2,989	3,252	24,180	0,875	0,486	0,727	1,270	1,745	2,644
Lu		0,546	0,212	0,435	0,513	4,040	0,131	0,076	0,112	0,200	0,269	0,398

Tableau VII-1 : Analyses en roches totales des différents gneiss graphiteux et des gneiss à almandin et biotite de Lemshuku

GGF : gneiss graphiteux à grains fins; GGK : gneiss graphiteux à kyanite; GAB : gneiss à almandin et biotite; GGMB : gneiss graphiteux métasomatisé bréchique; GGQF : gneiss graphiteux quartzo-feldspathique.

Faciès		**CSG**			**$CSGB_I$**		**CSGS**	**$CSGB_{III}$**	**MP**	**MI**	**Amphibolite**	**Pegmatite**	
Echantillon		JF125(4)	JF125(10)	JF129	JF125(11)	JF125(13)	JF135a	JF135b	JF025	JF081	JF119	JF133a	JF133b
SiO_2	*%poids*	47,91	53,59	55,49	43,39	46,91	28,28	8,91	0,86	14,81	48,67	70,50	68,52
Al_2O_3		14,93	10,52	15,48	8,61	7,44	5,61	1,84	0,13	0,08	12,89	15,00	15,43
Fe_2O_3		6,81	4,43	5,95	5,41	2,05	4,46	4,60	0,07	0,12	9,72	1,69	5,38
MnO		0,04	0,06	0,04	0,09	0,12	0,70	0,76	0,01	0,02	0,18	0,03	0,04
MgO		2,25	3,13	4,18	9,37	11,84	5,41	2,42	19,26	20,21	10,57	0,48	2,81
CaO		8,55	10,91	2,43	15,16	14,07	23,77	32,53	33,83	26,92	11,55	1,74	0,91
Na_2O		0,38	0,24	0,72	0,24	0,24	0,42	0,12	0,00	0,17	1,46	2,47	0,90
K_2O		5,23	0,00	7,51	2,54	3,84	0,07	0,00	0,00	0,00	0,34	5,64	0,51
TiO_2		0,69	0,58	0,80	0,41	0,28	0,26	0,11	0,00	0,02	1,23	0,36	0,62
P_2O_5		0,22	0,49	0,23	0,11	0,00	0,22	0,20	0,07	0,06	0,86	0,12	0,18
PF		11,94	16,92	7,78	15,29	13,31	27,27	42,87	45,07	36,28	1,36	1,62	2,17
Total		98,94	100,85	100,62	100,62	100,11	96,46	94,35	99,29	98,68	98,81	99,64	97,48
S	*%poids*	3,84	2,72	4,18	4,09	1,32	1,57	2,32	<0,01	0,01	0,01	0,03	0,17
Be	*ppm*	1,80	0,00	1,60	2,83	1,51	0,00	0,00	0,00	0,00	1,15	6,53	2,10
V		261,30	280,80	242,20	260,80	272,40	2009,00	829,20	3,26	2,98	283,80	13,80	59,11
Cr		91,47	67,42	118,90	60,32	33,29	143,70	71,72	0,00	0,00	596,40	17,19	13,36
Co		21,09	11,70	18,58	9,42	3,31	6,78	14,34	0,63	0,67	45,21	3,18	6,25
Ni		60,55	51,09	69,70	34,83	20,58	75,94	124,50	0,00	6,56	160,70	14,36	19,15
Cu		62,77	73,81	42,73	0,00	6,85	18,34	28,04	0,00	0,00	0,00	9,61	19,28
Zn		53,16	31,13	248,40	36,23	159,70	84,79	137,10	13,62	13,42	116,80	46,27	155,80
Rb		207,30	0,62	280,10	119,60	196,40	0,57	0,00	0,00	0,43	1,66	162,20	12,69
Sr		383,30	310,20	300,40	168,90	232,50	102,50	126,80	90,61	88,85	113,70	769,80	219,30
Y		30,34	30,02	24,23	15,71	4,42	42,83	42,68	1,64	1,60	26,04	12,39	14,37
Zr		142,90	110,80	140,30	48,13	27,55	92,40	89,08	1,32	1,54	235,00	229,40	188,50
Nb		9,11	8,53	7,74	3,46	0,63	2,97	1,30	0,00	0,00	6,28	14,30	6,83
Mo		19,58	40,61	12,18	3,89	4,38	54,57	61,50	0,00	0,00	1,82	1,85	1,57
Cd		0,26	0,16	1,53	0,00	0,91	0,27	0,45	0,00	0,00	0,62	0,22	0,29
Cs		4,58	0,00	20,20	4,45	9,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,78	0,67
Ba		392,30	7,36	1153,00	199,30	4330,00	40,35	22,15	20,89	21,60	181,20	1579,00	134,80
Hf		3,73	2,87	3,64	1,35	0,73	1,93	1,27	0,03	0,03	6,62	6,52	5,29
Ta		0,76	0,70	0,67	0,24	0,04	0,22	0,13	0,00	0,01	0,40	1,01	0,68
W		1,00	1,98	0,69	0,00	0,00	1,99	2,10	0,37	0,40	1,90	3,70	2,42
Th		7,07	5,81	6,37	3,25	0,55	2,83	1,59	0,05	0,06	2,15	24,08	25,10
U		6,94	8,60	4,44	2,25	0,85	12,23	8,30	0,20	0,19	1,28	9,58	13,12
Ga		20,74	23,84	18,86	15,01	15,97	15,09	7,72	0,00	0,00	16,95	24,56	52,90
In		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sn		2,24	1,88	0,97	0,00	0,41	2,54	1,97	0,00	0,00	2,80	2,48	7,18
Pb		15,03	6,21	19,89	3,72	4,71	7,69	8,59	2,64	2,71	5,83	55,72	15,94
Bi		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,11	0,23
Ge		3,00	2,71	1,72	5,45	4,75	6,19	1,90	0,00	0,00	2,32	1,54	1,64
As		8,31	5,37	7,96	9,64	3,28	3,78	7,09	1,53	0,00	2,34	7,32	18,04
Sb		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,89	0,87	0,89	1,42	1,06
La	*ppm*	27,930	21,060	25,860	11,630	3,356	8,257	18,200	1,264	1,234	24,160	85,230	67,790
Ce		54,470	42,320	52,540	23,930	6,570	13,660	29,100	1,383	1,383	59,280	147,000	115,700
Pr		6,947	5,595	6,646	3,193	0,815	1,766	3,544	0,202	0,200	8,291	14,550	11,450
Nd		27,790	22,380	26,590	12,960	2,899	7,758	14,450	0,762	0,765	37,130	46,560	36,320
Sm		5,587	4,869	5,491	2,605	0,570	2,248	3,009	0,148	0,150	8,230	6,276	5,158
Eu		1,344	1,060	1,633	0,408	0,286	0,587	0,743	0,044	0,041	2,660	1,694	0,669
Gd		4,991	4,522	4,644	2,399	0,526	3,031	3,406	0,134	0,154	6,705	3,759	3,362
Tb		0,793	0,741	0,708	0,381	0,089	0,595	0,604	0,023	0,023	0,937	0,480	0,446
Dy		4,762	4,584	4,176	2,418	0,576	4,521	3,977	0,163	0,154	5,038	2,382	2,392
Ho		0,963	0,909	0,814	0,500	0,124	1,111	0,979	0,035	0,034	0,908	0,391	0,444
Er		2,835	2,678	2,247	1,528	0,428	3,626	3,235	0,094	0,095	2,428	1,103	1,286
Tm		0,441	0,402	0,336	0,248	0,075	0,602	0,524	0,014	0,014	0,353	0,155	0,186
Yb		2,939	2,704	2,257	1,787	0,588	4,473	4,006	0,094	0,092	2,237	1,072	1,405
Lu		0,453	0,435	0,368	0,307	0,119	0,766	0,722	0,013	0,015	0,341	0,168	0,218

Tableau VII-2 : Analyses en roches totales des roches calco-silicatées graphiteuses, des marbres, des amphibolites et des pegmatites de Lemshuku

CSG : roche calco-silicatée graphiteuse 'commune'; $CSGB_I$: roche calco-silicatée graphiteuse bréchique à ciment d'orthose; CSGS : roche calco-silicatée graphiteuse à scapolite; $CSGB_{III}$: roche calco-silicatée graphiteuse bréchique à ciment calcitique; MP : marbre dolomitique pur; MI : marbre dolomitique impur.

Faciès		**GGMB**	**Marbre**			**LI**	**Lentille**	**LII**	**Biotitite**
			Gris-blanc	**Jaune**	**Orange**		**Nodule LI**		
Echantillon		JF101	JF109	JF110a	JF110b	JF106b	JF107	JF060	JF115
SiO_2	*%poids*	40,84	0,18	0,34	1,02	3,07	0,55	10,43	57,66
Al_2O_3		11,98	0,11	0,08	0,32	0,00	0,00	1,37	16,22
Fe_2O_3		0,09	0,18	0,09	0,56	0,03	0,05	1,08	5,85
MnO		0,00	0,03	0,02	0,06	0,00	0,00	0,02	0,04
MgO		0,54	21,39	21,34	20,74	19,48	19,29	1,56	6,27
CaO		21,30	30,46	30,50	30,36	30,65	33,18	47,72	1,88
Na_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,34
K_2O		1,19	0,00	0,07	0,20	0,01	0,02	0,11	7,79
TiO_2		1,26	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,11	0,85
P_2O_5		0,00	0,09	0,05	0,07	0,00	0,00	0,10	0,20
PF		23,57	46,52	46,07	45,90	45,49	46,27	37,06	1,98
Total		100,78	98,96	98,56	99,23	98,73	99,37	99,87	99,08
S	%poids	<0,01	0,01	<0,01	0,01	-	-	0,70	0,03
Be	*ppm*	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V		796,900	1,105	1,064	4,454	1,741	1,094	134,800	175,700
Cr		213,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	22,640	80,840
Co		1,299	0,000	0,000	0,925	0,362	0,000	2,775	24,300
Ni		11,430	0,000	0,000	6,502	0,000	0,000	57,400	49,720
Cu		9,756	0,000	0,000	62,360	10,330	0,000	18,430	103,600
Zn		36,700	82,010	0,000	35,890	15,400	0,000	193,300	61,200
Rb		31,890	0,434	0,642	3,064	0,000	0,695	2,424	120,000
Sr		16,100	28,020	55,020	45,510	151,600	146,800	754,800	77,840
Y		16,420	1,119	1,168	1,435	0,000	0,000	11,820	13,040
Zr		272,300	1,550	1,242	2,955	0,855	0,000	16,010	157,100
Nb		23,940	0,000	0,000	0,105	0,000	0,000	1,319	6,179
Mo		13,440	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	10,520	0,690
Cd		4,687	0,427	0,000	0,000	0,000	0,000	0,683	0,000
Cs		0,410	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	3,059
Ba		426,600	6,243	3,684	11,040	4,370	6,649	87,970	930,400
Hf		7,342	0,038	0,000	0,075	0,000	0,000	0,403	4,119
Ta		2,743	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,124	0,513
W		7,851	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,607	0,920
Th		0,239	0,021	0,021	0,051	0,000	0,000	0,985	0,936
U		1,838	0,197	0,122	0,163	0,032	0,086	6,934	0,655
Ga		17,230	0,383	0,401	0,608	0,000	0,000	2,250	20,520
In		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sn		3,065	0,000	0,000	0,869	0,000	0,000	0,512	3,171
Pb		3,245	1,701	2,510	3,429	1,307	0,000	2,234	2,921
Bi		0,415	0,000	0,000	0,145	0,000	0,000	0,000	0,224
Ge		0,848	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,379	1,406
As		0,000	0,000	0,000	0,000	1,612	0,000	6,723	0,000
Sb		0,398	0,228	0,000	0,532	0,148	0,000	0,403	0,579
La	*ppm*	2,302	1,007	1,462	1,240	0,170	0,156	7,878	4,281
Ce		4,416	1,738	2,520	1,999	0,301	0,256	9,765	9,716
Pr		0,576	0,217	0,284	0,241	0,035	0,027	1,434	1,332
Nd		2,296	0,801	0,978	0,924	0,133	0,080	5,975	5,550
Sm		0,617	0,173	0,194	0,199	0,018	0,013	1,216	1,471
Eu		0,144	0,041	0,047	0,066	0,007	0,005	0,314	0,615
Gd		1,048	0,147	0,155	0,185	0,022	0,000	1,303	1,718
Tb		0,232	0,022	0,023	0,027	0,004	0,000	0,208	0,321
Dy		1,904	0,146	0,156	0,198	0,019	0,016	1,326	2,238
Ho		0,474	0,029	0,030	0,042	0,004	0,003	0,291	0,476
Er		1,587	0,087	0,085	0,124	0,014	0,007	0,873	1,389
Tm		0,266	0,009	0,013	0,020	0,000	0,000	0,133	0,217
Yb		1,830	0,063	0,084	0,122	0,010	0,010	0,848	1,458
Lu		0,313	0,009	0,011	0,018	0,002	0,001	0,128	0,241

Tableau VII-3 : Analyses en roches totales des gneiss graphiteux métasomatisés bréchiques (GGMB), des différents marbres dolomitiques et lentilles carbonatées, et des biotitites de Namalulu

%poids). En revanche, les GAB diffèrent des GGK par leurs concentrations en éléments traces. Ils sont plus enrichis en baryum (2242 < Ba < 2733 ppm), en strontium (1030 < Sr < 1722 ppm) et en zirconium (303 < Zr < 352 ppm). A l'inverse, les GAB sont appauvris en soufre (200 < S < 700 ppm), vanadium (42 < V < 58 ppm) et chrome (22 < Cr < 47 ppm).

Les gneiss graphiteux métasomatisés à grains fins (GGMF) n'ont pu être analysés à cause du manque de matériel non affecté par l'altération météorique.

Les gneiss graphiteux métasomatisés bréchiques (GGMB) sont enrichis en CaO (6,5-23,5 %poids) dont les variations de teneur dépendent de l'intensité de la métasomatose calcique (formation de calcite). Cette calcitisation est accompagnée par une diminution des teneurs en SiO_2 (environ 40 %poids) et en Al_2O_3 (4,2-12,7 %poids) principalement. Le GGMB de Namalulu est légèrement plus enrichi en K_2O (1,2 %poids) et en TiO_2 (1,3 %poids) que ceux de Lemshuku (0,1-0,3 %poids K_2O et 0,4-0,8 %poids TiO_2). L'enrichissement en potassium et en titane s'explique par la présence de la muscovite et du rutile dans le GGMB de Namalulu, et leur absence dans ceux de Lemshuku. Les abondances en éléments traces sont différentes entre les GGMB de Lemshuku et ceux de Namalulu : (i) le GGMB de Namalulu est plus riche en V (797 ppm contre 201-433 ppm), Ba (427 ppm contre 54-62 ppm), Zr (272 ppm contre 76-179 ppm) et Cr (213 ppm contre 59-60 ppm); (ii) les GGMB de Lemshuku sont enrichis en S (800-30600 ppm contre moins de 100 ppm) et en Sr (235-313 ppm contre 16 ppm). Les différences de concentration en V et en Cr s'expliquent par la présence de minéraux vanadifères et/ou chromifères (kyanite, muscovite, rutile) en plus grande proportion à Namalulu. A l'inverse, les teneurs en S plus importantes à Lemshuku sont dues à la présence de la jarosite dans ce gisement.

Les gneiss graphiteux quartzo-feldspathiques (GGQF) sont silico-alumineux avec des teneurs variables en SiO_2 (60,1-75,4 %poids) et Al_2O_3 (8,8-15,5 %poids). Cette géochimie est reliée à l'abondance de phases silicatées (quartz, feldspaths) dans la roche. Les autres éléments majeurs ont des teneurs qui varient : (i) selon la proportion et la nature des divers feldspaths, tels K_2O (1,0-7,2 %poids), CaO (0,2-5,6 %poids) et Na_2O (0,0-1,5 %poids); (ii) selon la présence de phlogopite et/ou de tourmaline, tels Fe_2O_3 (1,0-5,7 %poids) et MgO (0,1-5,3 %poids). Les éléments traces les plus importants des GGQF sont les mêmes que les gneiss précédents : soufre (800 < S < 30600 ppm), baryum (425 < Ba < 1987 ppm), vanadium (239 < V < 666 ppm), strontium (161 < Sr < 315 ppm), zirconium (128 < Zr < 195 ppm) et chrome (69 < Cr < 142 ppm).

Les roches calco-silicatées graphiteuses 'communes' (CSG) sont principalement composées de SiO_2 (47,9-55,5 %poids), Al_2O_3 (10,5-15,5 %poids), CaO (2,4-10,9 %poids), K_2O

(0,0-7,5 %poids), Fe_2O_3 (4,4-6,8 %poids) et MgO (2,3-4,2 %poids). Ces teneurs varient selon l'abondance de la calcite, des différents types de feldspaths, et des phlogopites. Certains éléments traces présentent des teneurs non négligeables, comme le soufre (27200 < S < 41800 ppm), le baryum (7 < Ba < 1153 ppm), le strontium (300 < Sr < 383 ppm), le vanadium (242 < V < 281 ppm) et le chrome (67 < Cr < 119 ppm). Localement, le rubidium atteint une teneur de 280 ppm.

Les roches calco-silicatées graphiteuses bréchiques à ciment d'orthose ($CSGB_I$) sont plus enrichies en CaO (14,1-15,2 %poids) et en MgO (9,4-11,8 %poids) que les CSG, dû à une proportion accrue de minéraux à calcium et/ou magnésium tel le diopside. En revanche, elles contiennent moins de SiO_2 (43,4-46,9 %poids), d'Al_2O_3 (7,4-8,6 %poids), de Fe_2O_3 (2,1-5,4 %poids) et de K_2O (2,5-3,8 %poids). Les éléments traces ont des teneurs voisines de celles des CSG, avec notamment le soufre (13200 < S < 40900 ppm), le baryum (199 < Ba < 4320 ppm), le vanadium (261 < V < 272 ppm), le strontium (169 < Sr < 233 ppm) et le rubidium (120 < Rb < 196 ppm). Les concentrations en chrome sont faibles (33 < Cr < 60 ppm).

Les roches calco-silicatées graphiteuses à scapolite (CSGS) sont les roches calco-silicatées les plus carbonatées (23,8 %poids CaO). A l'inverse, elles sont les roches calco-silicatées les moins siliceuses (28,3 %poids SiO_2) et les moins alumineuses (5,6 %poids Al_2O_3). Par ailleurs, elles contiennent 5,4 %poids de MgO. La variante bréchifiée des CSGS, c'est-à-dire les $CSGB_{III}$, sont encore plus enrichies en calcium (32,5 %poids CaO) suite au remplissage calcitique des fractures issues de la bréchification. En conséquence, elles sont appauvries par rapport aux CSGS en SiO_2 (8,9 %poids), en Al_2O_3 (1,8 %poids) et en MgO (2,4 %poids). Les teneurs en Fe_2O_3 de ces roches calco-silicatées restent stables avec ou sans bréchification (~4,5 %poids). Les CSGS et les $CSGB_{III}$ contiennent de la tsavorite-goldmanite, ce qui se traduit par une forte concentration en vanadium des roches (829 < V < 2009 ppm) et une légère augmentation de celles en manganèse (0,7-0,8 %poids MnO), quasiment absent des autres roches, et en chrome (jusqu'à 144 ppm). Les teneurs en soufre, liées à l'abondance de la pyrite, demeurent élevées comme pour les autres roches calco-silicatées, entre 15700 et 23200 ppm, et celles en strontium sont comprises entre 103 et 127 ppm. En revanche, les concentrations en baryum sont faibles (22 < Ba < 40 ppm).

7.1.1.1.2 La métasomatose calcique

Il apparaît que les roches de l'unité à gneiss et roches calco-silicatées peuvent être classées en deux catégories d'après leur composition chimique : (i) les gneiss non affectés par la

métasomatose calcique (GGF, GGK, GAB), qui ont une teneur en CaO inférieure à 2,5 %poids, et qui sont les roches résultant du métamorphisme des protolithes initiaux; (ii) les gneiss et roches calco-silicatées affectés par la métasomatose calcique (GGMF, GGMB, CSG, CSGB, CSGS), qui ont une teneur en CaO supérieure à 6,5 %poids. Les GGQF, niveaux très silico-alumineux, sont à part : ils sont appauvris en CaO (0,2-5,6 %poids) par rapport aux roches métasomatisées, bien qu'étant intercalés avec les GGMF et les GGMB, mais la composition de leur plagioclase (An_{35-44}) notamment est plus calcique que le plagioclase des gneiss graphiteux non métasomatisés (An_{13-29}). L'influence de la métasomatose sur ces gneiss apparaît donc très limitée, mais du fait de leur relation avec les GGMF et les GGMB, les GGQF seront traités par la suite avec les gneiss graphiteux métasomatisés.

La métasomatose calcique s'accompage d'une nette diminution des teneurs en SiO_2 (Figures VII-1a et VII-2b) et Al_2O_3 (Figures VII-1b et VII-2a) depuis les GGQF jusqu'aux CSGS. Dans une moindre mesure, les concentrations en TiO_2 sont aussi corrélées négativement avec la métasomatose calcique, alors qu'il y a un enrichissement en potassium au cours de cette même métasomatose (Figure VII-2a).

Les roches calco-silicatées graphiteuses (CSG, CSGB, CSGS) sont plus riches en MgO (> 2 %poids) par rapport aux gneiss graphiteux métasomatisés (< 1,3 %poids sauf un échantillon de GGQF qui contient du diopside), correspondant à l'apparition du diopside ainsi que de la phlogopite dans ces roches (Figures VII-1c et VII-2c). Une telle observation est également constatée pour le MnO dont la concentration est quasi-nulle dans tous les gneiss exceptés les roches calco-silicatées où sa teneur est supérieure à 0,04 %poids, avec des maxima (0,7-0,8 %poids) atteints dans les CSGS où la tsavorite contient du manganèse. Enfin, la pyritisation des roches calco-silicatées est marquée par une augmentation des teneurs en Fe_2O_3 et en S (Figure VII-1d) : (i) la concentration en Fe_2O_3 est généralement inférieure à 4 %poids dans la majorité des gneiss et supérieure à 4 %poids dans les roches calco-silicatées; (ii) la concentration en soufre ne dépasse pas 0,50 %poids dans la majorité des gneiss alors qu'elle est supérieure à 1,3 %poids dans les roches calco-silicatées. Les échantillons de GGK et GGQF ne respectant pas ces observations contiennent de la jarosite et/ou de la pyrite en proportions non négligeables.

Les concentrations en vanadium et en chrome des divers gneiss graphiteux et roches calco-silicatées sont plus ou moins constantes, entre 200 et 280 ppm de V et entre 60 et 130 ppm de Cr (Figures VII-1e et VII-1f). Seuls quelques GGK à fortes proportions de kyanite vanadifère et les CSGS porteuses de disséminations de tsavorite ont des teneurs en V plus élevées (> 800 ppm). De même pour le chrome, seuls quelques GGK dont les kyanites sont chromifères ont une teneur en Cr plus élevée (> 260 ppm).

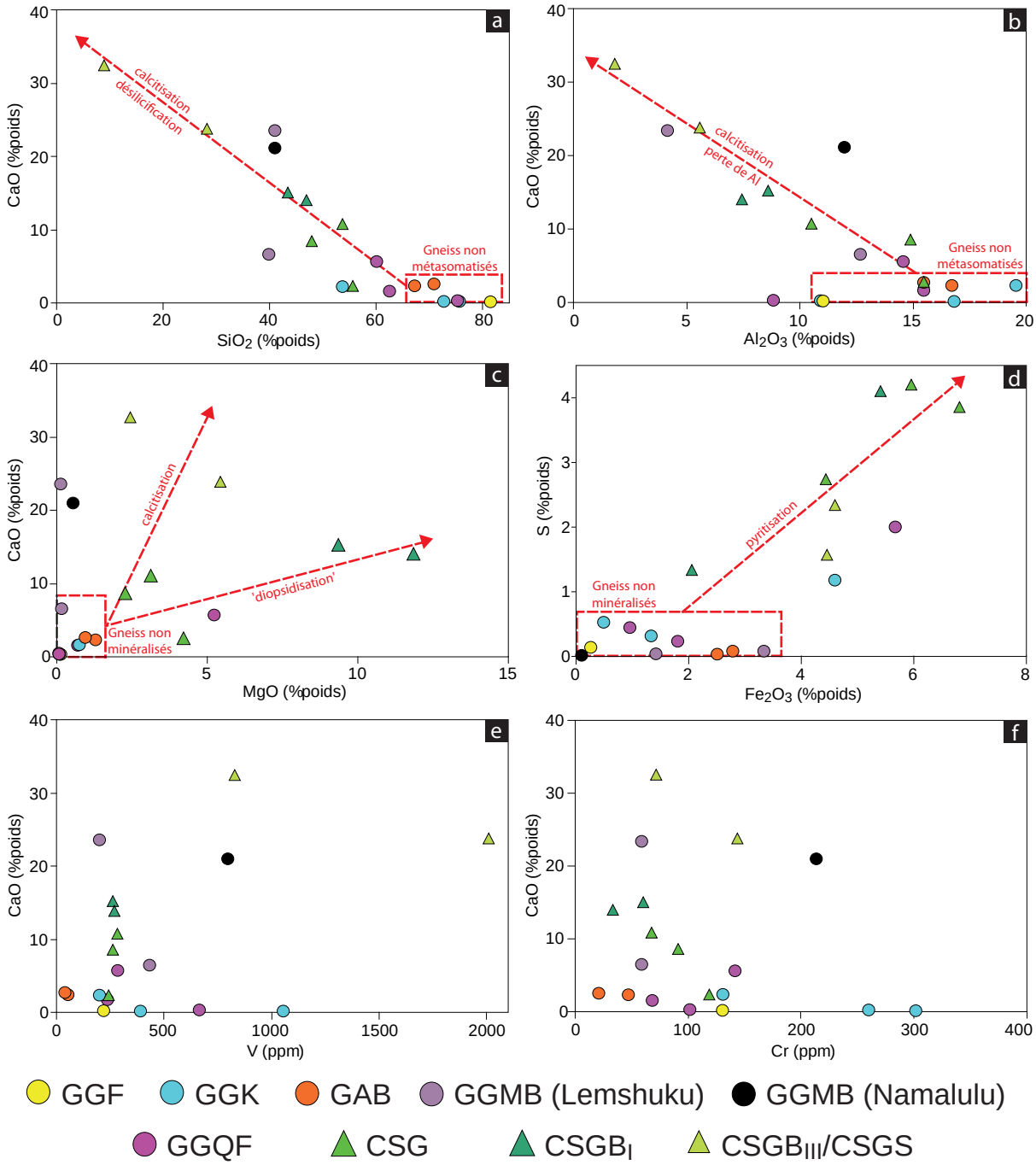


Figure VII-1 : Composition chimique des gneiss de Lemshuku et de Namalulu

Diagrammes CaO (%poids) en fonction de : a) SiO_2 (%poids); b) Al_2O_3 (%poids); c) MgO (%poids); e) V (ppm); f) Cr (ppm). d) Diagramme S (%poids) en fonction de Fe_2O_3 (%poids).

Les gneiss métasomatisés et les roches calco-silicatées graphiteux sont caractérisés par un enrichissement en CaO et un appauvrissement en SiO_2 et en Al_2O_3. De plus, les roches calco-silicatées ont les teneurs en MgO, S et Fe_2O_3 les plus importantes traduisant des phénomènes de 'diopsidisation' (± phlogopitisation) et pyritisation. Les teneurs en V et Cr varient généralement peu entre les différents gneiss.

GGF : gneiss graphiteux fins; GGK : gneiss graphiteux à kyanite; GAB : gneiss à almandin et biotite; GGMB : gneiss graphiteux métasomatisé bréchique; GGQF : gneiss graphiteux quartzo-feldspathique; CSG : roche calco-silicatée graphiteuse 'commune'; CSGB : roche calco-silicatée graphiteuse bréchique; CSGS : roche calco-silicatée graphiteuse à scapolite.

7.1.1.2 Les marbres dolomitiques et les lentilles carbonatées

Les marbres dolomitiques purs (MP) et impurs (MI) de Lemshuku diffèrent uniquement par leurs teneurs en SiO_2, respectivement 0,9 %poids pour les MP et 14,8 %poids pour les MI, et en CaO, respectivement 33,8 %poids pour les MP et 26,9 %poids pour les MI. La composition des MI témoigne de la présence d'impuretés siliceuses (quartz) et/ou silico-calco-magnésiennes (trémolite, diopside). Leurs concentrations en MgO sont similaires, autour de 20 %poids. Les éléments traces sont négligeables, les teneurs les plus élevées mesurées étant seulement de 91 ppm pour le strontium et de 22 ppm pour le baryum.

A Namalulu, les différents marbres dolomitiques (gris-blanc, jaune, orange) sont quasiment purs, avec des teneurs en CaO de près de 30 %poids et en MgO de près de 21 %poids. Les autres éléments ont des concentrations inférieures à 1 %poids et l'élément trace le plus abondant est le strontium (28-55 ppm). Ces compositions sont similaires à celles des marbres purs de Lemshuku.

La lentille LI et les nodules carbonatés associés ont des compositions très proches de celles des marbres purs, avec une teneur en CaO comprise entre 31 et 33 %poids, et avec une concentration légèrement plus faible en MgO (~19 %poids). La lentille LII, dont le carbonate principal est la calcite contrairement aux autres roches carbonatées où la dolomite prédomine, est logiquement riche en CaO (47,7 %poids) et pauvre en MgO (1,6 %poids). La lentille LI contient 3,1 %poids de SiO_2, alors que les nodules n'en contiennent que 0,6 %poids. Tous les autres éléments ont soit des teneurs très faibles soit des teneurs non mesurables en analyse ICPMS-AES, sauf pour le strontium dont les teneurs sont comprises entre 147 et 152 ppm. En revanche, la lentille LII qui contient des silicates et des sulfures présente une teneur en SiO_2 égale à 10,4 %poids, et des teneurs en Al_2O_3, Fe_2O_3 et MgO légèrement supérieures à 1 %poids. La concentration en soufre s'élève à 0,7 %poids. Quelques éléments traces ont des teneurs non négligeables comme le strontium (755 ppm) probalement lié à l'abondance de calcite, le zinc (193 ppm) lié aux sulfures, et le vanadium (135 ppm) lié à la présence du diopside vanadifère et de la karélianite.

7.1.1.3 Amphibolite, pegmatite et biotitite

Les amphibolites, les pegmatites et les biotitites sont les formations mineures de la colonne lithostratigraphique des régions de Lemshuku et de Namalulu et en conséquence ne seront pas discutées extensivement dans ce chapitre.

Les amphibolites de Lemshuku, composées principalement de plagioclase calcique et

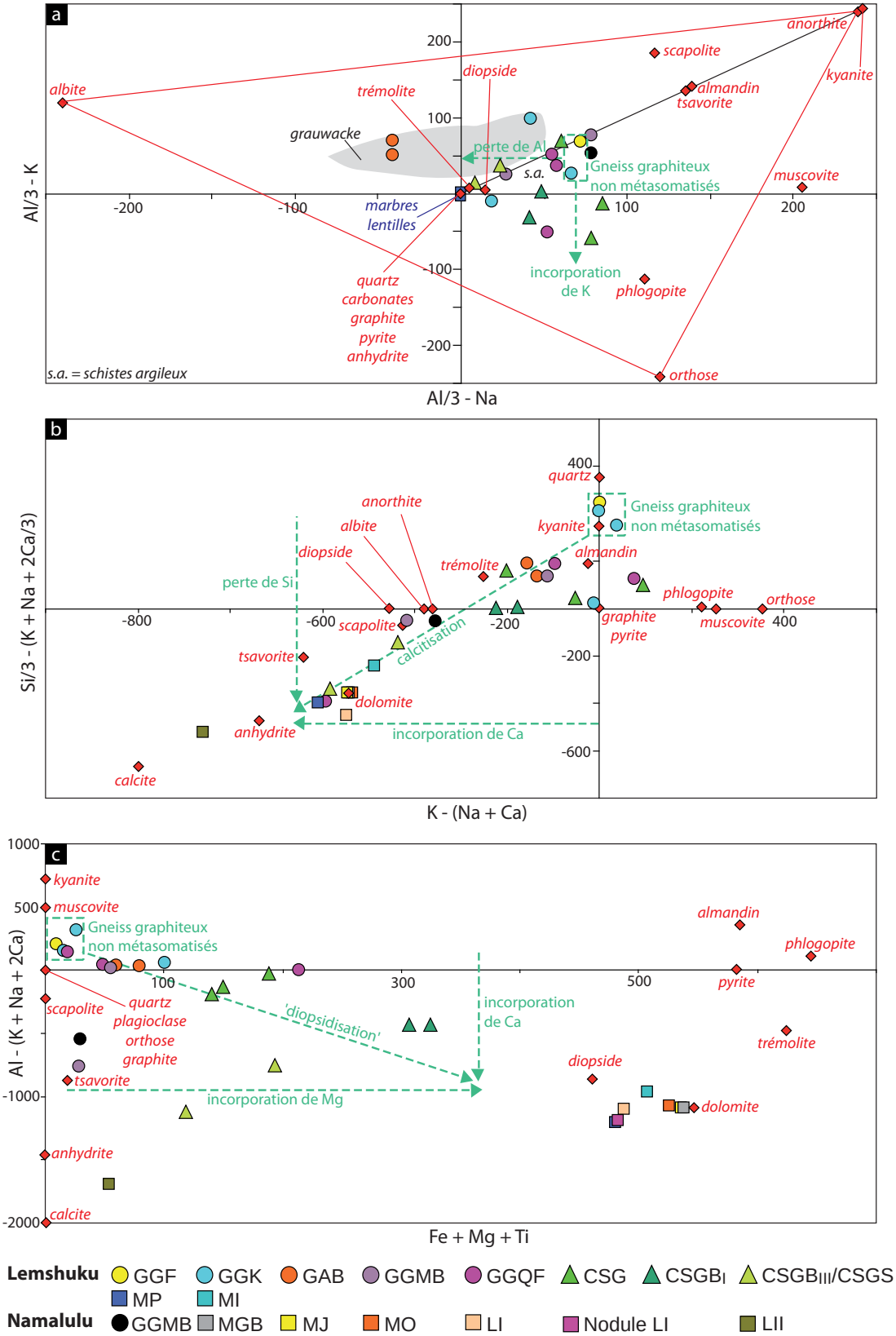


Figure VII-2 : Composition chimique des gneiss, roches calco-silicatées et marbres de Lemshuku et de Namalulu

a) Diagramme Al/3-K en fonction de Al/3-Na (d'après La Roche, 1968) montrant l'incorporation de K et la perte d'Al dans les gneiss et roches calco-silicatées graphiteux au cours de la métasomatose. Ces mêmes roches appartiennent au domaine des schistes argileux, alors que les GAB appartiennent au domaine des grauwackes. b) Diagramme Si/3-(K+Na+2Ca/3) en fonction de K-(Na+Ca) (d'après Debon et Le Fort, 1982) montrant la calcitisation des gneiss et des roches calco-silicatées au cours de la métasomatose. c) Diagramme Al-(K+Na+2Ca) en fonction de Fe+Mg+Ti (d'après Debon et Le Fort, 1982) montrant l'incorporation de Ca et de Mg ('diopsidisation') dans les gneiss et les roches calco-silicatées au cours de la métasomatose.

Les pôles chimiques des minéraux correspondent aux compositions chimiques des minéraux analysés à Lemshuku.

d'amphibole, sont logiquement enrichies en SiO_2 (48,67%), Al_2O_3 (12,89%), CaO (11,55%), MgO (10,57%) et Fe_2O_3 (9,72%). Les éléments traces les plus concentrés sont le chrome (596 ppm), le vanadium (284 ppm), le zirconium (235 ppm), le baryum (181 ppm), le nickel (161 ppm), le zinc (117 ppm) et le strontium (114 ppm).

Les pegmatites boudinées et concordantes aux GGK de Lemshuku contiennent principalement du SiO_2 (67,32-70,96%) et de l'Al_2O_3 (15,49-16,76%). Selon la quantité des différents feldspaths et micas, certains éléments présentent des variations de teneur, comme le K_2O (0,51-5,64%), le Fe_2O_3 (1,69-5,38%), le MgO (0,48-2,81%), le Na_2O (0,90-2,47%) et le CaO (0,91-1,74%). Les pegmatites contiennent également du baryum (135-1579 ppm), du strontium (219-770 ppm) et du zirconium (189-229 ppm).

La biotitite de Namalulu, composée de biotite, de quartz, de plagioclase et de tourmaline, contient principalement du SiO_2 (57,66 %poids), de l'Al_2O_3 (16,22 %poids), du K_2O (7,79 %poids), du MgO (6,27 %poids) et du Fe_2O_3 (5,85 %poids). Parmi les éléments traces détectés, les plus importants sont le baryum (930 ppm), le vanadium (176 ppm), et le zirconium (157 ppm).

7.1.1.4 Analyses en roches totales et assemblages minéralogiques

Les diagrammes de la figure VII-2 permettent de relier la géochimie des éléments majeurs des roches à la composition chimique de leurs assemblages minéralogiques. Les diagrammes géochimiques des figures VII-2b et VII-2c, utilisés pour caractériser l'évolution géochimique des roches de Lemshuku et de leur métasomatose, ont été établis à l'origine pour classifier les roches plutoniques, et notamment les granitoïdes (Debon et Le Fort, 1982). La figure VII-2b est la représentation géochimique la plus proche des assemblages minéralogiques identifiés dans les roches et décrits dans le chapitre VI. Les gneiss graphiteux non métasomatisés, représentatifs des roches avant la métasomatose, sont très proches des pôles du quartz et de la kyanite, et corroborent les observations minéralogiques. En effet, ce sont deux silicates cardinaux de ces roches. Puis au cours de la métasomatose calcique, la tendance géochimique définie par les différents faciès métasomatisés s'oriente ou se raccroche aux pôles du plagioclase, du diopside, de la scapolite et de la tsavorite.

De même, les figures VII-2b et VII-2c permettent de déterminer clairement le type de carbonate présent dans les marbres et si ceux-ci contiennent des impuretés. Les marbres de Namalulu, contenant très peu d'impuretés et étant légèrement moins calcique que ceux de Lemshuku, se juxtaposent au pôle de la dolomite, alors que les marbres purs de Lemshuku sont plus

éloignés de ce pôle, suivant la direction des points représentatifs de la dolomite et de la calcite. Le raisonnement est similaire avec la lentille LI et les nodules associés contenant un peu d'anhydrite. Enfin, la nature calcitique de la lentille LII est mise en évidence par sa proximité avec le pôle de la calcite.

7.1.1.5 Apports des analyses géochimiques en roches totales sur l'origine des protolithes des gneiss

7.1.1.5.1 La nature des protolithes des gneiss

Les données en roches totales permettent d'obtenir les premières informations sur la nature des protolithes des gneiss. Pour cela, seuls les GGF, GGK et GAB sont considérés car ils n'ont pas été influencés par la métasomatose. Cinq analyses géochimiques de gneiss non métasomatisés de Merelani (Malisa, 1987; Olivier, 2006) ont été ajoutées aux données de Lemshuku et de Namalulu afin d'obtenir une meilleure représentation du champ de distribution géochimique de ces faciès qui se retrouvent dans des colonnes lithostratigraphiques identiques.

Tarney (1977) et Winchester et al. (1980) ont compilé les analyses chimiques de gneiss et de schistes provenant respectivement d'Amérique du Sud et d'Ecosse. Ils en ont déduit des diagrammes géochimiques permettant de déterminer l'origine des protolithes de ces roches en utilisant respectivement les teneurs en SiO_2 et en TiO_2 (Figure VII-3a), ou les teneurs en Ni, en Zr et en TiO_2 (Figure VII-3b).

Les données géochimiques des gneiss non métasomatisés de Lemshuku reportées dans les deux diagrammes indiquent que leurs protolithes ont une origine sédimentaire. Les données de Merelani appartiennent au même domaine géochimique, appuyant ainsi l'origine sédimentaire des protolithes des gneiss.

La figure VII-2a, proposée pour la première fois par de La Roche (1968) à partir des données géochimiques en Al, Na et K acquises sur des formations sédimentaires et volcaniques, permet de déterminer l'origine magmatique ou sédimentaire d'une roche. Au sein du domaine sédimentaire, deux principaux types de sédiments sont distingués : les schistes argileux et les grauwackes.

Il apparaît, en reportant les données des gneiss de Lemshuku, que ces gneiss ont deux origines sédimentaires : (i) les gneiss graphiteux (GGF, GGK) proviennent de schistes argileux; (ii) les GAB, non graphiteux, proviennent de grauwackes. Les gneiss métasomatisés et les ro-

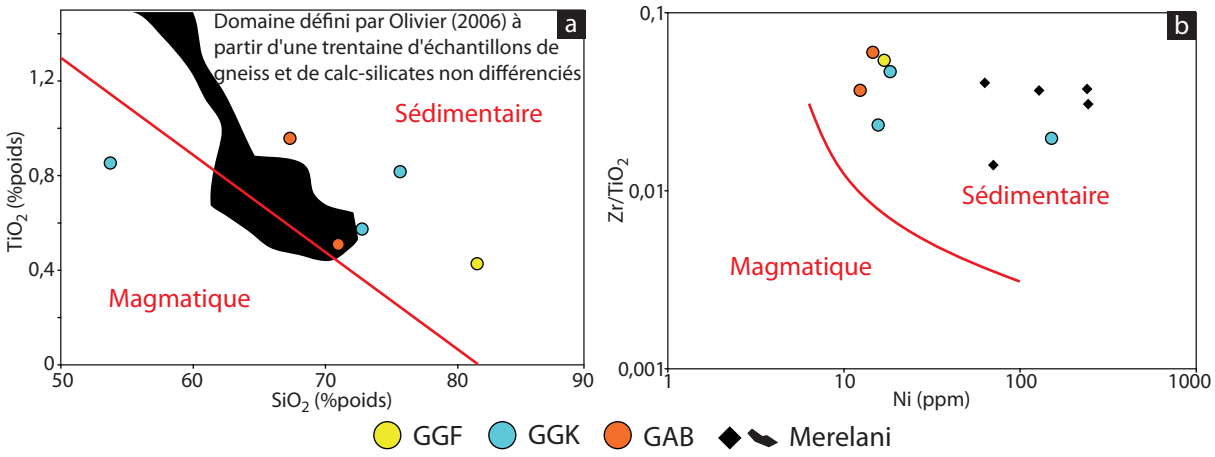


Figure VII-3 : Nature des protolithes des gneiss de Lemshuku et comparaison avec les gneiss de Merelani
a) Diagramme TiO_2 en fonction de SiO_2 (d'après Tarney, 1977) montrant l'origine sédimentaire des gneiss de Lemshuku et de Merelani. b) Diagramme Zr/TiO_2 en fonction de Ni (d'après Winchester et al., 1980) montrant l'origine sédimentaire des gneiss de Lemshuku et de Merelani.
Les données de Merelani sont issues de Malisa (1987) et d'Olivier (2006).

ches calco-silicatées contenant du graphite, leurs protolithes sont certainement proches de ceux des GGF et des GGK, c'est-à-dire les schistes argileux.

7.1.1.5.2 Un apport évaporitique

Jarousse (1978) et Moine et al. (1981) ont compilé les données géochimiques des sédiments évaporitiques du Protérozoïque du bassin de l'Amadeus (Australie), du Dévonien du bassin de Canning (Australie) et du Trias des bassins aquitain et parisien (France). Ils ont ainsi défini les domaines géochimiques des marnes et argiles de plate-forme carbonatée, des (méta-) évaporites et des sédiments associés, et des (méta-)évaporites sulfatées (SO_3 > 5 %poids) à partir des teneurs en fer, magnésium, titane, sodium, potassium, aluminium, nickel et chrome (Figure VII-4). Ces domaines peuvent se recouper.

Les gneiss non métasomatisés de Lemshuku appartiennent ou sont très proches du domaine des marnes et argiles de plate-forme carbonatée (Figures VII-4a, VII-4c, VII-4e et VII-4f), mais ne sont pas associés à des évaporites (Figures VII-4b, VII-4d et VII-4f). Les gneiss et roches calco-silicatées métasomatisés se situent généralement dans le même domaine de marnes et d'argiles de plate-forme carbonatée, mais ils sont également localisés dans le domaine des sédiments à caractères évaporitiques (Figure VII-4). Cette observation est confirmée par la présence de veines de gypse associées aux faciès métasomatisés (voir Chapitres IV et VI) indiquant que des évaporites (sulfates) étaient effectivement intercalées dans les protolithes des gneiss et des roches calco-silicatées métasomatisés. De plus, les roches calco-silicatées porteuses de tsavorite (CSGS) font partie du domaine des roches associées aux évaporites et contenant

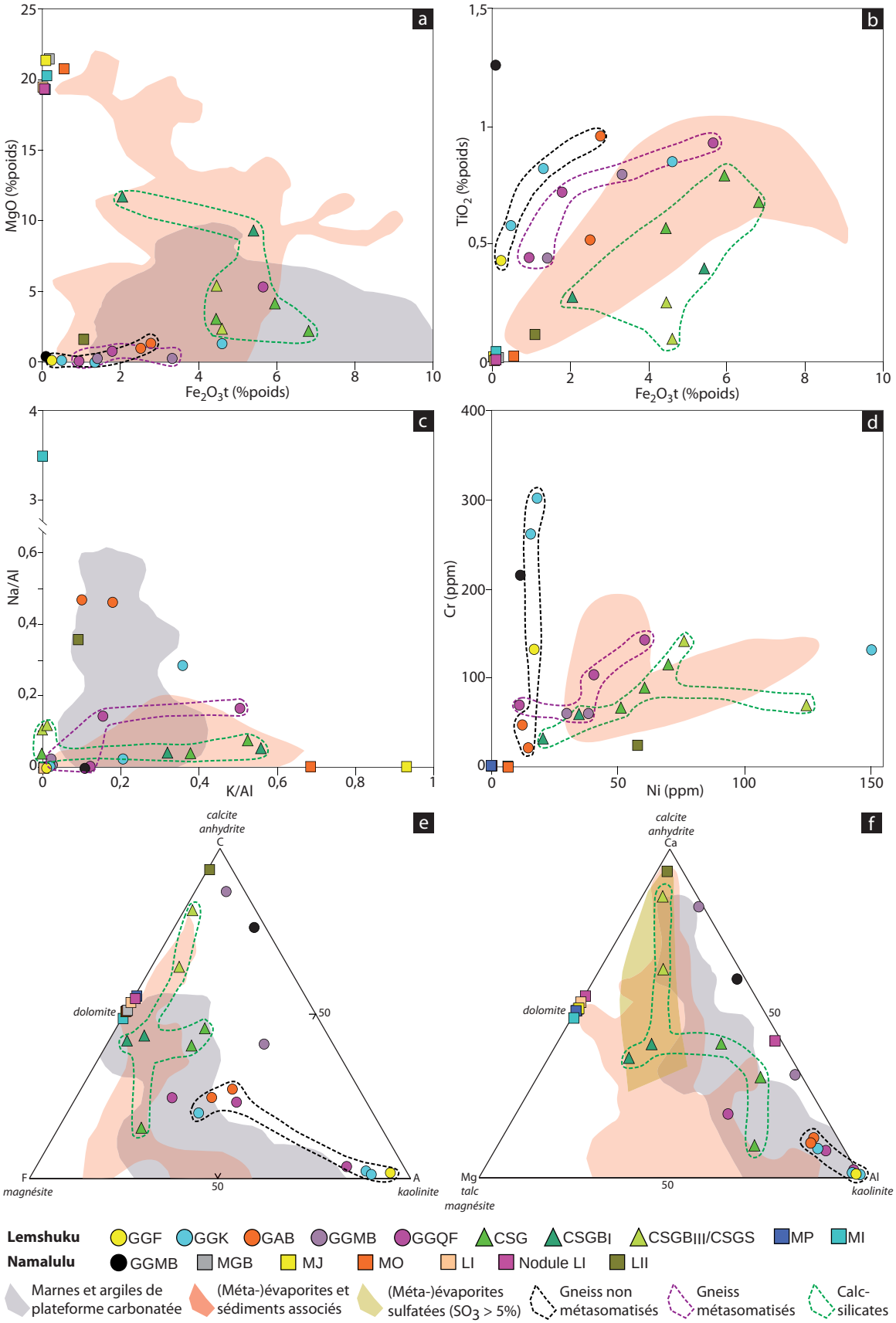


Figure VII-4 : Composition chimique des gneiss, roches calco-silicatées et marbres de Lemshuku et de Namalulu comparée à celles des marnes et argiles de plate-forme carbonatée et des sédiments associés à des évaporites

Diagrammes montrant les relations entre les roches de Lemshuku et de Namalulu et les domaines des marnes et argiles de plate-forme carbonatée, des méta-évaporites et de leurs sédiments associés, et des méta-évaporites sulfatées (d'après Jarousse, 1978; Moine et al., 1981) : a) MgO en fonction de Fe_2O_3t; b) TiO_2 en fonction de Fe_2O_3t; c) Na/Al en fonction de K/Al; d) Cr en fonction de Ni; e) ternaire C-A-F (C = Ca; A = (Al-Na-K)/2; F = Mg + Fe); f) ternaire Ca-Al-Mg.

plus de 5% de SO_3 (Figure VII-4f), suggérant que la minéralisation est liée aux niveaux les plus sulfatés, et donc aux niveaux où les évaporites étaient les plus abondantes.

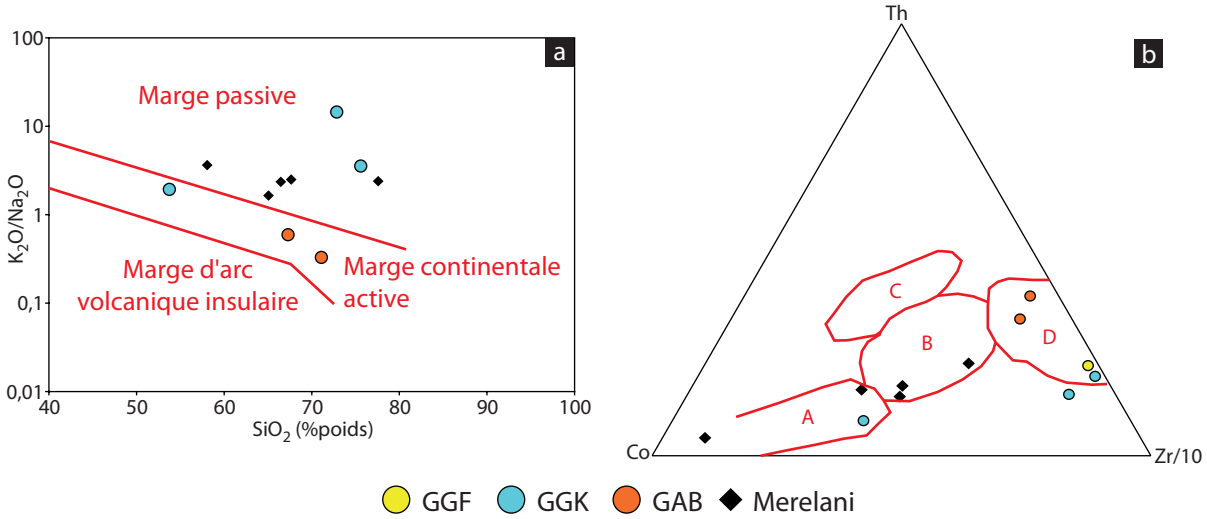
Ainsi, les protolithes des gneiss et des roches calco-silicatées métasomatisés sont probablement des schistes argileux à intercalations d'évaporites et déposés sur une plate-forme carbonatée.

7.1.1.5.3 Le contexte tectonique de dépôt des protolithes sédimentaires

Les protolithes ont des caractéristiques géochimiques de sédiments déposés sur une plate-forme carbonatée (Figure VII-4), caractère renforcé par la présence des marbres dolomitiques. Afin de déterminer les conditions redox de l'environnement de dépôt des protolithes, le manganèse, par l'intermédiaire de la valeur Mn*, est généralement utilisé car il est très sensible aux conditions redox du milieu de dépôt (Machhour et al., 1994; Bellanca et al., 1996). Les valeurs de Mn* sont calculées par la formule $Mn^* = \log [(Mn_{échantillon}/Mn_{schiste})/(Fe_{échantillon}/Fe_{schiste})]$, en utilisant les données de Wedepohl (1978) pour $Mn_{schiste}$ et $Fe_{schiste}$, soit respectivement 600 ppm et 46 150 ppm. Machhour et al. (1994) et Bellanca et al. (1996) ont établi des profils de Mn* le long de séquences stratigraphiques caractéristiques d'environnements marins et montrent que les valeurs négatives et faiblement positives de Mn* correspondent aux marnes et aux schistes noirs formés dans des conditions réductrices, alors que les valeurs plus positives sont associées aux formations carbonatées déposées dans des mileux oxydants.

Les résultats obtenus pour les GGK et les GAB non affectés par la métasomatose sont compris entre -2,2 et -1,1. De telles valeurs négatives de Mn* indiquent donc que les conditions de sédimentation des protolithes des gneiss de Lemshuku étaient moyennement à fortement réductrices (Machhour et al., 1994), et que le milieu de dépôt était anoxique.

Plusieurs auteurs ont tenté de déterminer le contexte tectonique de dépôt des protolithes de diverses roches à partir des compositions chimiques des roches. Roser et Korsch (1986) ont utilisé la teneur en SiO_2 et le rapport K_2O/Na_2O de roches ordoviciennes à miocènes à grains fins (grauwackes, grès, argilites, siltites) de Nouvelle-Zélande, et ont défini trois domaines représentant trois contextes tectoniques de dépôt (Figure VII-5a) : (i) la marge passive; (ii) la marge continentale active; (iii) la marge d'arc volcanique insulaire. Bhatia et Crook (1986) ont élaboré un modèle basé sur les teneurs en Th, Co et Zr de grauwackes paléozoïques australiens, définissant quatre domaines (Figure VII-5b) : (i) la marge passive; (ii) la marge continentale active; (iii) la marge d'arc volcanique continental; (iv) la marge d'arc volcanique insulaire.



A : arc volcanique insulaire; B : arc volcanique continental; C : marge continentale active; D : marge passive

Figure VII-5 : Contexte tectonique lors du dépôt des protolithes des gneiss de Lemshuku et comparaison avec les gneiss de Merelani

a) Diagramme K_2O/Na_2O en fonction de SiO_2 (d'après Roser et Korsch, 1986) montrant que les protolithes des gneiss de Lemshuku se sont déposés dans un contexte de marge passive à active, alors que ceux de Merelani se sont déposés dans un contexte de marge passive. b) Diagramme ternaire Th-Zr/10-Co (d'après Bhatia et Crook, 1986) montrant que les protolithes des gneiss de Lemshuku se sont déposés dans un contexte de marge passive, alors que ceux de Merelani se sont déposés dans un contexte d'arc volcanique continental.
Les données de Merelani sont issues de Malisa (1987) et d'Olivier (2006).

Les concentrations en SiO_2, K_2O et Na_2O des gneiss non métasomatisés de Lemshuku indiquent que la plate-forme carbonatée s'est formée dans un contexte de marge passive à marge continentale active (Figure VII-5a), alors que les données de Merelani (Malisa, 1987; Olivier, 2006) favorisent uniquement un contexte de marge passive. En considérant les teneurs en Th, Co et Zr, il apparaît que les protolithes des gneiss de Lemshuku se sont déposés dans un contexte de marge passive, alors que ceux de Merelani sont caractéristiques d'un contexte d'arc volcanique continental (Figure VII-5b). Les deux diagrammes ne donnent donc pas les mêmes informations, même si le domaine du contexte de la marge passive est le domaine qui rassemble le plus de données. Roser et Korsch (1986) précisent bien que la granulométrie des roches analysées doit être fines pour utiliser de tels diagrammes, ce qui est le cas pour les échantillons de Lemshuku (voir Chapitre VI), alors que la granulométrie des échantillons de Merelani n'est pas toujours précisée (Malisa, 1987; Olivier, 2006). De plus, ces diagrammes ont été élaborés à partir de roches plus récentes (Paléozoïque-Mésozoïque) que celles des régions de Lemshuku et de Merelani (Néoprotérozoïque; voir Chapitres II et VIII), et donc il n'est pas impossible que les domaines des différents contextes aient été différents. Enfin, il est très probable que le contexte tectonique de dépôt des protolithes ait été le même à Lemshuku et à Merelani car ces deux sites ne sont séparés que d'une quarantaine de kilomètres.

D'après l'histoire de la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine (voir

Chapitre II), la marge est des cratons du Congo et du Kalahari, où se sont déposés les protolithes tanzaniens, étaient des marges passives qui ont ensuite été transformées en marges actives suite à la subduction du plancher océanique mozambicain. Ce phénomène peut être une explication quant à la dispersion des points d'analyse entre les domaines de marge passive et de marge active sur la figure VII-5a : les protolithes se sont déposés pendant la période de transition entre la marge passive et la marge active.

Ainsi, le contexte le plus probable de dépôt des protolithes des roches de Lemshuku, d'après les données en roches totales, est une plate-forme carbonatée de marge passive associée à un milieu anoxique et réducteur. Olivier (2006) favorise un contexte d'arc volcanique à Merelani, en se basant uniquement sur les hautes teneurs en Zn, Ni et Ba des gneiss. Les gneiss de Lemshuku sont généralement enrichis en Ba, même si c'est très variable entre les différents échantillons (Tableaux VII-1 et VII-2). En revanche, les teneurs en Zn (< 160 ppm) et Ni (< 150 ppm) sont plus faibles qu'à Merelani (0,45 %poids de Zn et 300 ppm de Ni) et ne permettent pas d'évoquer la présence d'un arc volcanique.

7.1.1.5.4 La source du protolithe des amphibolites

Le calcul de la norme CIPW, avec un rapport Fe_2O_3/FeO de 0,5, donne : Q = 2,94, Or = 2,07, Ab = 12,78, An = 28,53, Di = 19,80, Hy = 24,89, Mt = 4,52, Il = 2,41, Ap = 2,05. Ces valeurs correspondent à celles d'une tholéiite à quartz.

Sur les diagrammes de discrimination Ti/Cr en fonction de Ni (Beccaluva et al., 1979) et Ti/Y en fonction de Nb/Y (Pearce, 1982), l'amphibolite présente des caractéristiques chimiques de tholéiites océaniques ou de MORB. Toutefois les valeurs élevées en Zr (235 ppm) et en P_2O_5 (0,86 %poids) placent cette amphibolite dans le domaine des basaltes alcalins sur les diagrammes de Winchester et Floyd (1976), et dans le domaine des tholéiites continentales dans le diagramme Nb/Y en fonction de $Zr/(P_2O_5.10^4)$ de Floyd et Winchester (1975). Les compositions chimiques ne permettent donc pas de déterminer le protolithe de l'amphibolite de Lemshuku. C'est pourquoi les teneurs en terres rares de l'amphibolite sont étudiées dans la prochaine partie.

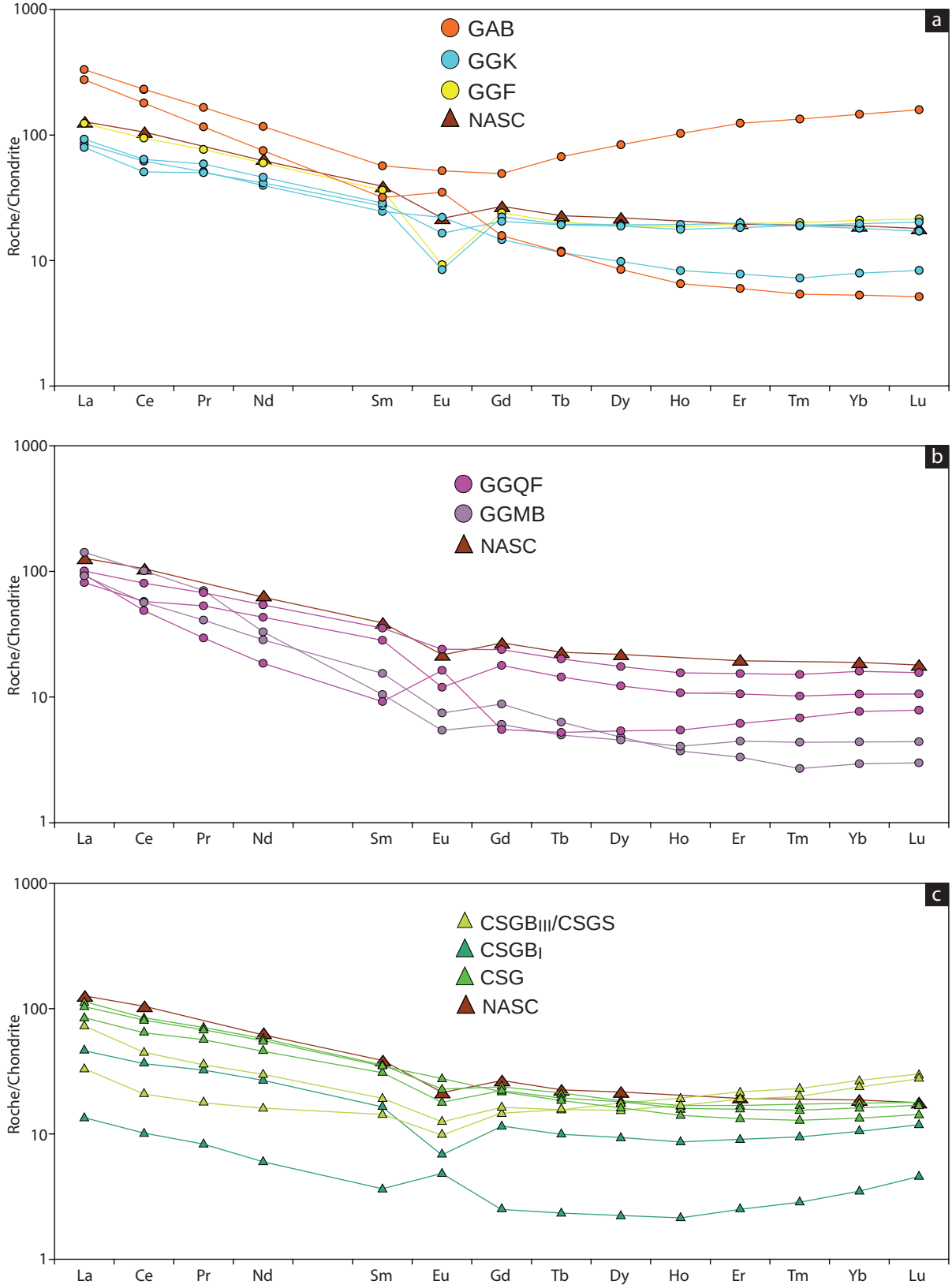


Figure VII-6 : Spectres des terres rares des gneiss et des roches calco-silicatées de Lemshuku

a) Spectres des terres rares des gneiss non métasomatisés. b) Spectres des terres rares des gneiss métasomatisés. c) Spectres des terres rares des roches calco-silicatées. Les spectres sont comparés à celui du NASC (North American Shale Composite) de Gromet et al. (1984).

7.1.2 Les terres rares

7.1.2.1 Les gneiss et les roches calco-silicatées de Lemshuku

Les spectres des terres rares des gneiss et des roches calco-silicatées de Lemshuku sont présentés dans la figure VII-6. L'ensemble des roches de l'unité à gneiss et roches calco-silicatées, excepté un échantillon de GAB, est caractérisé par un enrichissement en terres rares légères (La à Sm) par rapport aux terres rares lourdes (Gd à Lu). Alors que les teneurs en terres rares légères normalisées à la chondrite d'Evensen (1978) décroissent depuis le La jusqu'à l'Eu, les spectres décroissent légèrement jusqu'à atteindre un palier dans le domaine des terres rares lourdes. Il n'y a donc pas de fractionnement pour les terres rares lourdes, sauf pour un échantillon de GAB. Cependant, la plupart des gneiss métasomatisés et des roches calco-silicatées présente un faible enrichissement en terres rares lourdes depuis le Ho jusqu'au Lu (Figures VII-6b et VII-6c). La majorité des roches présente une très faible anomalie négative en europium, sauf les gneiss à almandin et biotite (Figure VII-6a) et quelques GGQF (Figure VII-6b) et $CSGB_I$ (Figure VII-6c) qui sont marqués par de fortes proportions de feldspaths (> 50%).

Les concentrations en terres rares sont plus importantes dans les gneiss non métasomatisés ($99 < \Sigma TR < 405$ ppm; $\Sigma TR_{moyen} = 186 \pm 120$ ppm; n = 6) que dans les gneiss métasomatisés ($74 < \Sigma TR < 132$ ppm; $\Sigma TR_{moyen} = 103 \pm 26$ ppm; n = 5) et les roches calco-silicatées ($17 < \Sigma TR < 142$ ppm; $\Sigma TR_{moyen} = 87 \pm 46$ ppm; n = 7), indiquant que la métasomatose calcique s'accompagne d'un appauvrissement en terres rares des roches (Figures VII-7a et VII-8). Le fractionnement entre terres rares légères et terres rares lourdes (Figure VII-8) n'est pas constant pour les gneiss non métasomatisés ($3,4 < La/Yb < 77,2$) et les gneiss métasomatisés ($9,3 < La/Yb < 47,7$). Pour les roches calco-silicatées, il y a un appauvrissement en terres légères par rapport aux terres rares lourdes (Figure VII-8) depuis les CSG ($La/Yb = 9,6 \pm 1,8$) vers les CSGS porteuses de tsavorite ($La/Yb = 1,8$), en passant par les $CSGB_I$ ($La/Yb = 5,7$-$6,5$) et les $CSGB_{III}$ ($La/Yb = 4,5$).

La forme des spectres des terres rares des gneiss et roches calco-silicatées graphiteux est très proche de celle des schistes argileux NASC (North American Shale Composite; Gromet et al., 1984), notamment les GGF et les GGK, sensés être les plus proches des protolithes initiaux (Figure VII-6). De plus, la somme des terres rares des GGF ($\Sigma TR = 152$ ppm) ainsi que le rapport des terres rares légères sur les terres rares lourdes ($La/Yb = 8,7$) est similaire à ceux des NASC ($\Sigma TR = 155$ ppm; $La/Yb = 10,0$; Gromet et al., 1984). Gromet et al. (1984) n'avaient

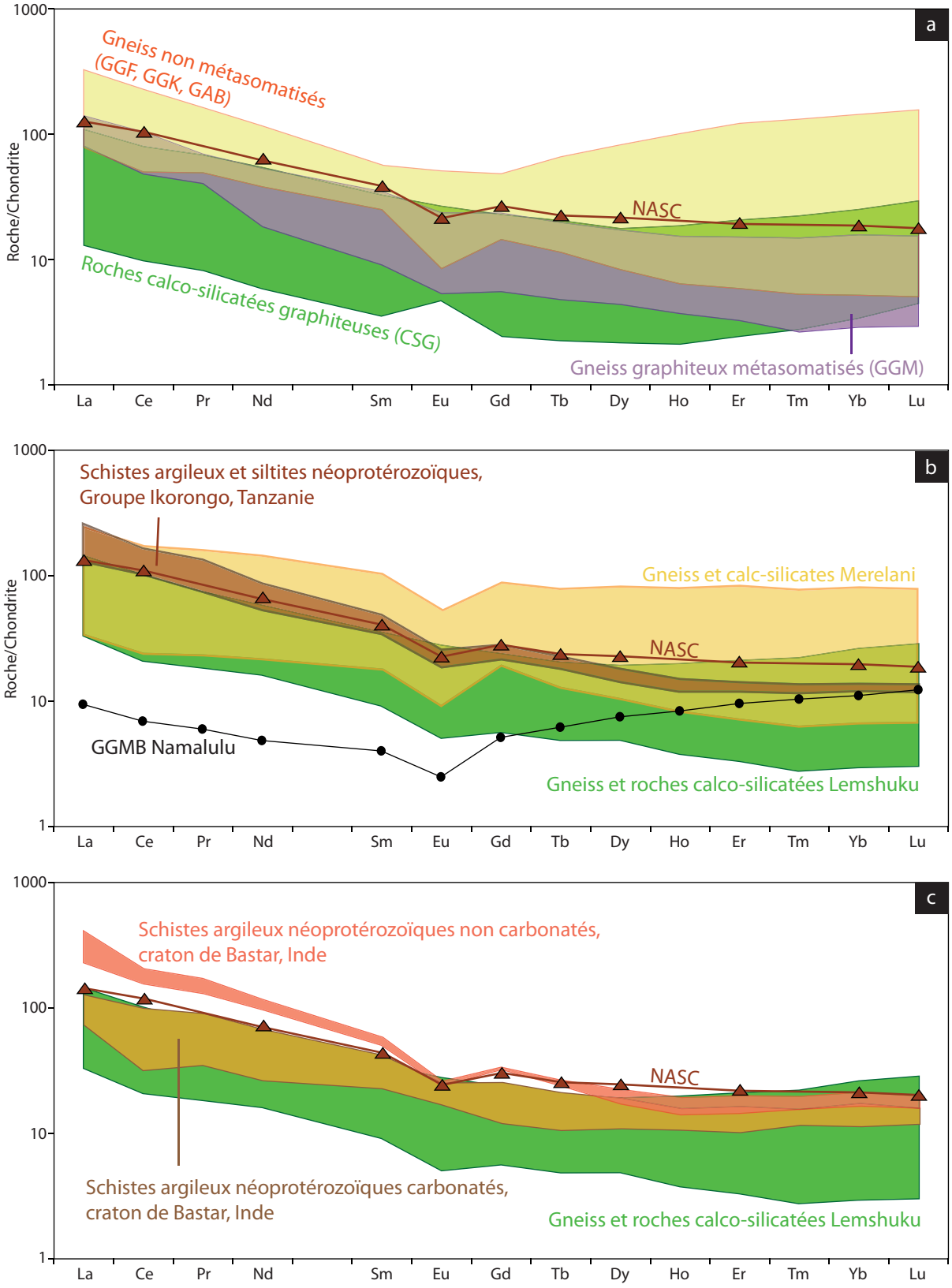


Figure VII-7 : Spectres des terres rares des gneiss et des roches calco-silicatées de Lemshuku comparés à ceux de divers schistes argileux

a) Spectres des terres rares de l'ensemble des gneiss et roches calco-silicatées de Lemshuku. b) Spectres des terres rares des gneiss de Lemshuku comparés à ceux de Merelani et Namalulu, et aux schistes argileux et siltites du groupe d'Ikorongo (Kasanzu et al., 2008). c) Spectres des terres rares des gneiss de Lemshuku comparés aux schistes argileux du craton de Bastar en Inde (Paikaray et al., 2008). Les spectres des terres rares sont comparés à celui du NASC (North American Shale Composite) de Gromet et al. (1984). Le domaine des gneiss et des roches calco-silicatées de Lemshuku dans les figures b) et c) est formé de tous les spectres obtenus exceptés le spectre GAB ayant les plus hautes teneurs en terres rares et le spectre $CSGB_1$ ayant les plus basses teneurs en terres rares, ces spectres étant différents des autres.

pas mesuré les teneurs en Pr, Ho et Tm, mais leur somme ne dépasse pas 10 ppm pour les GGF similaires.

Les gneiss et roches calco-silicatées de Lemshuku ont des teneurs en terres rares légèrement plus faibles que celles des gneiss de Merelani ($94 < \Sigma TR < 221$ ppm; Olivier, 2006), mais leurs spectres demeurent similaires (Figure VII-7b). A Merelani, le fractionnement moyen entre terres rares légères et terres rares lourdes (La/Yb = 7,1; Olivier, 2006) est proche de celui des NASC. En revanche, le spectre des GGMB de Namalulu (Figure VII-7b) est différent avec un appauvrissement général en terres rares ($\Sigma TR = 18$ ppm) par rapport aux gneiss de Lemshuku, et surtout en terres rares légères dont le rapport aux terres rares lourdes (La/Yb = 1,3) est proche de celui des CSGS.

Les spectres des terres rares des gneiss graphiteux non métasomatisés de Lemshuku sont comparables à ceux des schistes argileux et siltites du groupe Ikorongo du nord de la Tanzanie ($137 < \Sigma TR < 234$ ppm; $15,7 < La/Yb < 27,4$; Figure VII-7b), et qui sont également néoprotérozoïques (Kasanzu et al., 2008). De même, les schistes argileux néoprotérozoïques du craton de Bastar en Inde présentent des spectres de terres rares similaires à ceux des gneiss de Lemshuku (Figure VII-7c). Dans ce craton, deux types de schistes sont distingués (Paikaray et al., 2008) : (i) les schistes argileux non calcaires ($190 < \Sigma TR < 314$ ppm; $16,1 < La/Yb < 37,4$); (ii) les schistes argileux calcaires, mais non métasomatisés ($59 < \Sigma TR < 144$ ppm; $8,6 < La/Yb < 10,9$). Ces derniers sont appauvris en terres rares par rapport à leurs homologues non calcaires, à l'instar de ce qui est observé à Lemshuku. Les gneiss de Lemshuku sont plus proches des schistes calcaires indiens que des schistes non calcaires. La présence accrue de calcium peut être une explication de l'appauvrissement en terres rares des schistes et gneiss calcaires.

Ainsi, il apparaît que les protolithes des gneiss et des roches calco-silicatées de Lemshuku étaient des schistes argileux. De plus, les fluides minéralisateurs reliés à la métasomatose des gneiss et des roches calco-silicatées étaient en déséquilibre avec l'encaissant. La métasomatose a soutiré les terres rares des gneiss et des roches calco-silicatées métasomatisés comme le montrent les spectres et la quantité totale en terres rares (Tableaux VII-1 et VII-2). Ainsi, les roches calco-silicatées étroitement associées à la tsavorite, telles les CSGS, sont très appauvries en terres rares légères, ce qui indique que les fluides minéralisateurs ont préférentiellement mobilisé celles-ci.

Ces hypothèses peuvent être confrontées aux spectres des terres rares des tsavorites de veines de quartz, notamment celles de Lemshuku et de Merelani, et des tanzanites de veine de quartz de Merelani (Figure VII-9). Les teneurs en terres rares des tsavorites de Lemshuku et

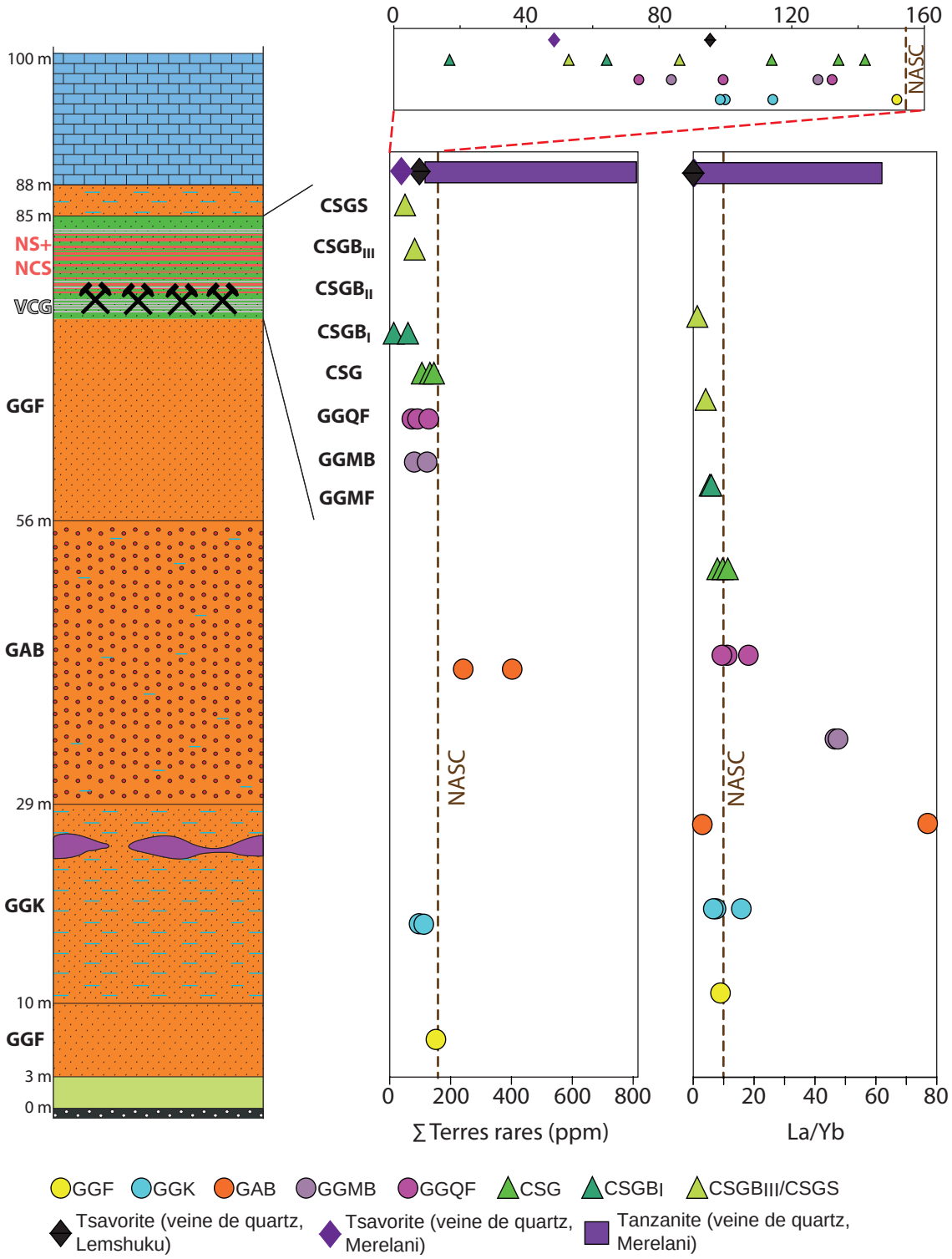


Figure VII-8 : Somme des terres rares et rapport des terres rares légères sur les terres rares lourdes des gneiss et des roches calco-silicatées de Lemshuku

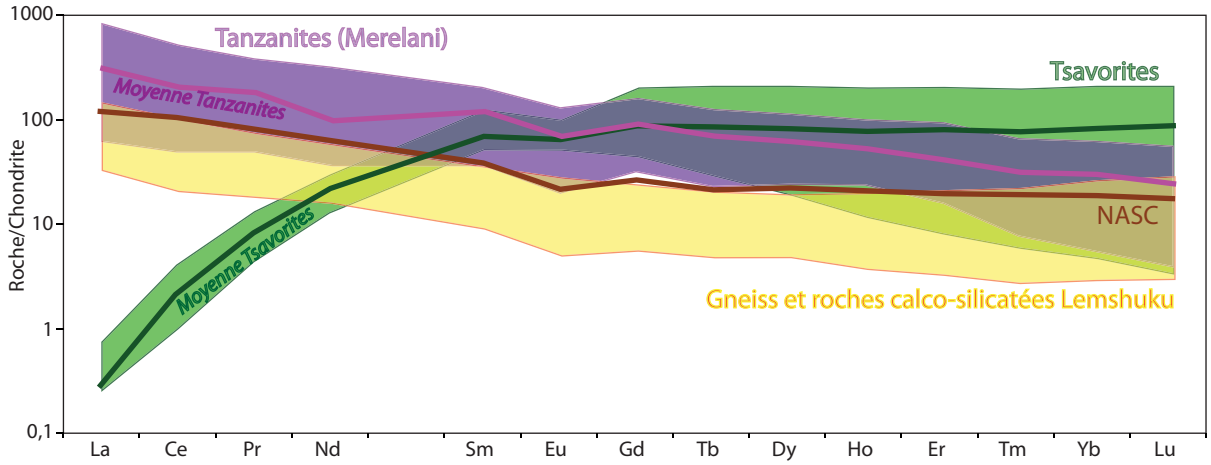


Figure VII-9 : Spectres des terres rares des tsavorites de la ceinture de Lelatema (voir Chapitre V) et des tanzanites de Merelani (Zancanella, 2004) comparés à ceux des gneiss et des roches calco-silicatées de Lemshuku

de Merelani (respectivement ΣTR = 95 ppm et ΣTR = 48 ppm; Figure VII-8) sont similaires à celles des CSGBIII et des CSGS de Lemshuku, mais elles sont très fortement appauvries en terres rares légères (respectivement La/Yb << 1 et La/Yb << 1; Figure VII-8). Les tanzanites de Merelani (Zancanella, 2004) présentent de fortes concentrations en terres rares (127 < ΣTR < 752 ppm; Figure VII-8) par rapport aux différents gneiss et roches calco-silicatées, mais ont un profil similaire à celui de ces roches (Figure VII-9). Le rapport entre les terres rares légères et les terres rares lourdes est variable (1,9 < La/Yb < 61,1; Figure VII-8), couvrant une grande partie des rapports calculés pour les gneiss et les roches calco-silicatées, mais ce rapport est supérieur à celui des tsavorites, comme le montre leurs spectres respectifs (Figure VII-9). Ces observations indiquent que la tanzanite, une épidote dont la structure permet l'incorporation des terres rares, cristallise à partir de fluides associés à la métasomatose et enrichis en terres rares, plus particulièrement en terres rares légères. En revanche, les spectres des tsavorites sont typiques pour des grenats d'environnement métamorphique, minéraux dont la structure n'incorpore que très faiblement les terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, et ne permettent donc pas d'établir une relation sur le profil de terres rares des fluides minéralisateurs. Cependant, il est fort probable que les fluides minéralisateurs associés aux deux minéraux proviennent de la même source comme l'indique la composition chimique de leurs inclusions fluides qui appartiennent au système H_2S-S_8 ± CH_4 ± N_2 (Giuliani, 2010). La comparaison de l'allure des spectres des terres rares montre que ceux de la tanzanite sont similaires à ceux des encaissants gneissiques. En conséquence, il apparaît évident que la source des terres rares incorporées par la tanzanite soit d'origine méta-sédimentaire, c'est-à-dire issue des protolithes initiaux qui ont ensuite été infiltrés par les fluides métasomatiques.

7.1.2.2 Les marbres dolomitiques et les lentilles carbonatées

Les marbres et les lentilles carbonatées de Lemshuku et de Namalulu présentent le même type de spectre des terres rares. Ces roches sont enrichies en terres rares légères et appauvries en terres rares lourdes (Figure VII-10a). Les teneurs en terres rares légères décroissent depuis le La jusqu'à l'Eu, alors que les teneurs en terres rares lourdes forment un palier.

Les marbres purs et impurs de Lemshuku (ΣTR ~ 4 ppm; La/Yb = 13,4) et les marbres purs de Namalulu (4 < ΣTR < 6 ppm; 10,2 < La/Yb < 17,4) ont des teneurs en terres rares

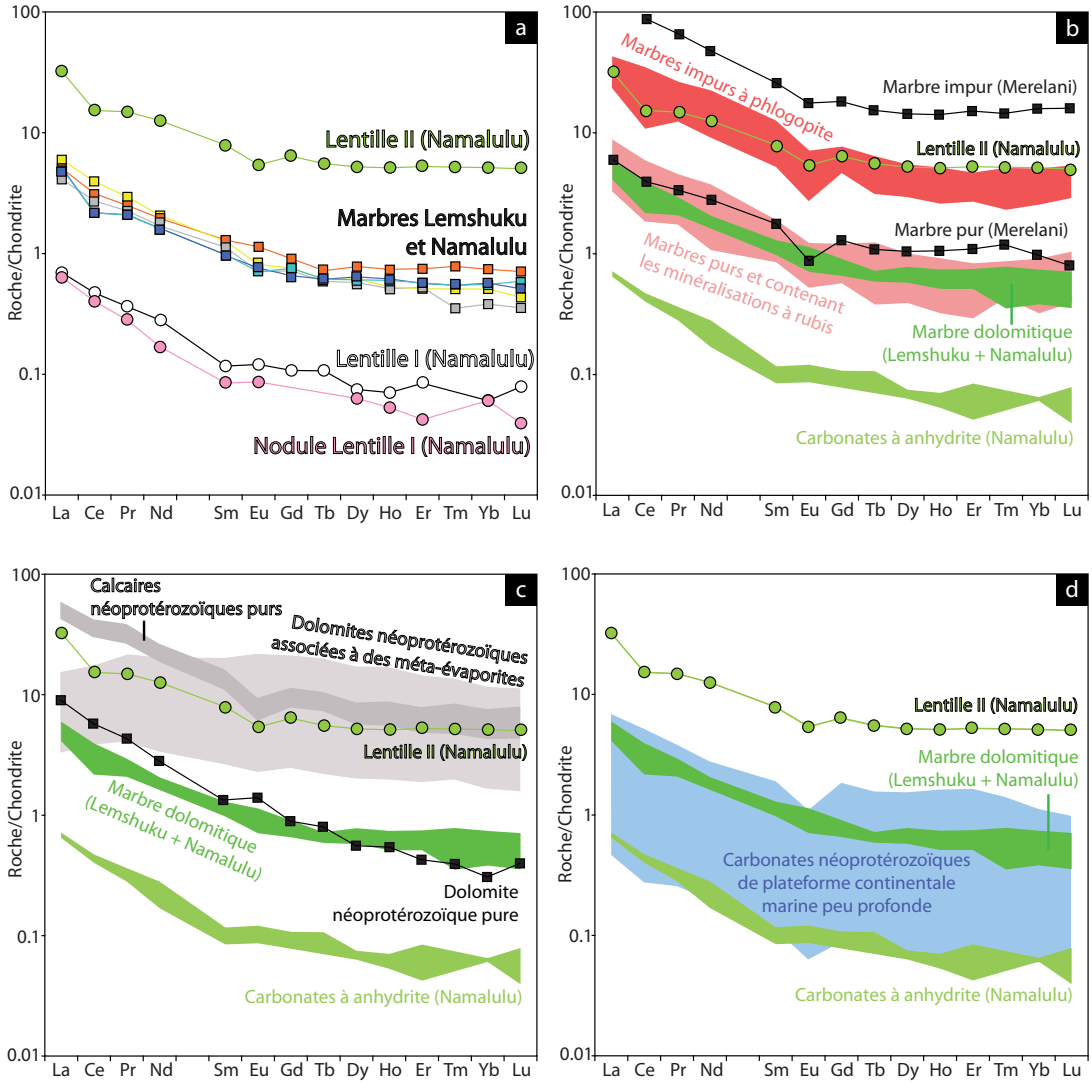


Figure VII-10 : Spectres des terres rares des marbres et des lentilles carbonatées de Lemshuku et Namalulu ***a) Spectres des terres rares des marbres et des lentilles carbonatées de Lemshuku et Namalulu. b) Spectres des terres rares des roches carbonatées de Lemshuku et Namalulu comparés à ceux des marbres de Merelani (Olivier, 2006) et des marbres associés aux minéralisations de rubis d'Asie du Sud-Est (en rose et rouge; Garnier, 2003). c) Spectres des terres rares des roches carbonatées de Lemshuku et Namalulu comparés à ceux des carbonates néoprotérozoïques de Namibie associés à des évaporites (Frimmel et Jiang, 2001). d) Spectres des terres rares des roches carbonatées de Lemshuku et Namalulu comparés à ceux des carbonates néoprotérozoïques indiens de plate-forme continentale marine peu profonde (Mazumdar et al., 2003).***

identiques, et comparables à celles des marbres purs de Merelani (ΣTR = 7 ppm; La/Yb = 9,0; Olivier, 2006; Figure VII-10b). En revanche, la lentille LI et les nodules carbonatés associés ont des teneurs en terres rares beaucoup plus faibles (ΣTR < 1 ppm; 15,6 < La/Yb < 17,0), alors que la lentille LII (ΣTR = 32 ppm; La/Yb = 9,3) est enrichie en terres rares par rapport aux marbres.

La forte proportion de silicates (~ 40%), tels la scapolite, le diopside, le feldspath potassique et le quartz, est certainement responsable de l'enrichissement en terres rares de la lentille LII, alors que dans le cas des marbres impurs de Lemshuku, ces impuretés demeurent faibles. Cette hypothèse est confirmée en comparant le spectre de la lentille LII avec ceux des marbres associés aux minéralisations à rubis d'Asie du Sud-Est (Garnier, 2003; Figure VII-10b). Les marbres purs de cette région ont des teneurs en terres rares identiques (4 < ΣTR < 9 ppm; 13,1 < La/Yb < 20,7) à celles des marbres de Lemshuku et de Namalulu, alors que les marbres impurs à phlogopite (22 < ΣTR < 53 ppm; 7,2 < La/Yb < 9,1) sont similaires à la lentille LII. Les marbres impurs de Merelani (ΣTR = 141 ppm; La/Yb = 14,0), pourtant semblables à ceux de Lemshuku d'après leur description pétrographique (Olivier, 2006), sont plus enrichis en terres rares que la lentille LII (Figure VII-10b).

La seule différence entre la lentille LI, ses nodules et les autres marbres est la présence de gypse : l'association carbonates-méta-évaporites est peut-être responsable de l'appauvrissement observé en terres rares. Cependant, les données en terres rares de dolomies néoprotérozoïques à méta-évaporites de Namibie (14 < ΣTR < 68 ppm; 1,6 < La/Yb < 14,5) indiquent que celles-ci sont plus enrichies en terres rares que que des dolomies non évaporitiques associées (ΣTR = 8 ppm; La/Yb = 43,6; Frimmel et Jiang, 2001; Figure VII-10c). De plus, ces dolomies à méta-évaporites ont des teneurs en terres rares beaucoup plus élevées que celles de la lentille LI et de ses nodules associés, indiquant que l'association carbonates-méta-évaporites n'est peut-être pas le seul responsable de l'appauvrissement en terres rares de la lentille LI et de ses nodules.

Les teneurs en terres rares des roches carbonatées, exceptée la lentille LII qui contient le plus d'impuretés, sont toutes dans la gamme de valeurs des concentrations en terres rares des carbonates néoprotérozoïques de plate-forme continentale marine peu profonde (<1 < ΣTR < 7 ppm; 1,8 < La/Yb < 82,7) déduite de deux bassins indiens (Mazumdar et al., 2003; Figure VII-10d). Cette information appuie un milieu de dépôt des protolithes de type plate-forme carbonatée de marge passive suggéré par les données en roches totales.

7.1.2.3 Les amphibolites

Le spectre des terres rares de l'amphibolite de Lemshuku (ΣTR = 159 ppm) est quasiment plat au niveau des terres rares les plus légères et au niveau des terres rares les plus lourdes, mais il présente une décroissance entre le Nd et le Dy (Figure VII-11). L'amphibolite est donc plus enrichie en terres rares légères qu'en terres rares lourdes (La/Yb = 8,7).

La forme du spectre des terres rares de l'amphibolite est similaire à celle des spectres de tholéiites continentales (Figure VII-11a) de Columbia River (Wilson, 1989) et d'arc océanique (Thompson et al., 1984), alors que les concentrations en terres rares de l'amphibolite sont bien supérieures à celles des MORB (ΣTR = 46 ppm) définis par Humphris et al. (1985). Ces observations corroborent les données de roches totales qui indiquaient que l'amphibolite avait une origine tholéiitique continentale. Le spectre des terres rares de l'amphibolite de Lemshuku appartient également au domaine des différentes amphibolites néoprotérozoïques issues des complexes granulitiques tanzaniens et kenyans (Figure VII-11b). Ces amphibolites ont des te-

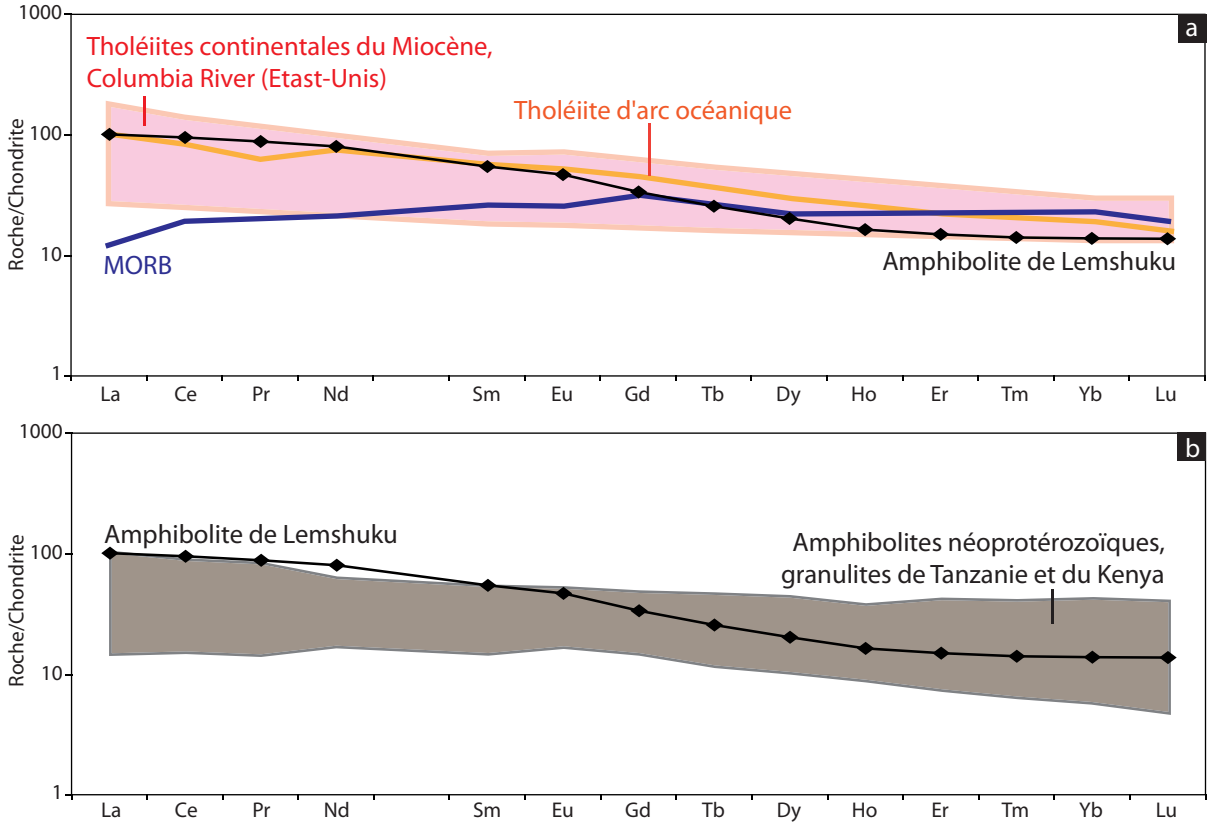


Figure VII-11 : Spectre des terres rares de l'amphibolite de Lemshuku

a) Spectre des terres rares de l'amphibolite de Lemshuku comparé à ceux des MORB (Humphris et al., 1985), des tholéiites d'arc océanique (Thompson et al., 1984) et des tholéiites continentales (Wilson, 1989). L'amphibolite de Lemshuku a un spectre similaire à ceux des tholéiites. b) Spectre des terres rares de l'amphibolite de Lemshuku comparé à ceux des amphibolites néoprotérozoïques de Tanzanie et du Kenya (Bauernhofer et al., 2009).

neurs en terrs rares et des fractionnements La/Yb variables (39 < ΣTR < 152 ppm; 1,6 < La/Yb < 10,2), et leur spectre des terres rares est sub-plat. Elles se sont mises en place dans un environnement d'arc volcanique ou d'arrière-arc volcanique océanique à continental lors de la transition rift-subduction du Pan-Africain (Bauernhofer et al., 2009). L'amphibolite de Lemshuku, proche temporairement et géographiquement de ces amphibolites, s'est très probablement formée dans un contexte similaire.

7.2 Les analyses isotopiques (O, C, S, B) des roches et des minéraux

7.2.1 Signatures isotopiques du carbone et de l'oxygène des marbres

Les résultats des mesures du $\delta^{13}C$ et du $\delta^{18}O$ des marbres et lentilles carbonatées de Lemshuku et de Namalulu sont donnés dans le tableau VII-4 et la figure VII-12.

A Lemshuku (n = 8), le $\delta^{13}C_{moyen}$ de la calcite est mesuré à +2,0 ± 2,7‰ (-3,6‰ < $\delta^{13}C$ < +4,4‰), alors que celui de la dolomite est de +2,2 ± 2,4‰ (-2,2‰ < $\delta^{13}C$ < +4,2‰). Le $\delta^{13}C$ est légèrement plus faible dans les marbres impurs. Le $\delta^{18}O_{moyen}$ de la calcite et de la dolomite sont également similaires, avec des valeurs de +23,7 ± 3,3‰ (+17,0‰ < $\delta^{18}O$ < +28,3‰) et +23,0 ± 3,2‰ respectivement (+16,5‰ < $\delta^{18}O$ < +27,5‰).

A Namalulu (n = 9), les compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des marbres et des lentilles sont comparables à celles des marbres de Lemshuku. Le $\delta^{13}C_{moyen}$ de la calcite et de la dolomite est mesuré à +2,0 ± 1,8‰ (-2,7‰ < $\delta^{13}C$ < +3,2‰) et à +2,1 ± 1,8‰ (-2,5‰ < $\delta^{13}C$ < +3,3‰) respectivement. De même, les valeurs de $\delta^{18}O_{moyen}$ s'élèvent à 25,3 ± 1,4‰ pour la calcite (+23,5‰ < $\delta^{18}O$ < +27,6‰) et à 24,4 ± 1,2‰ pour la dolomite (+22,1‰ < $\delta^{18}O$ < +26,1‰).

Que ce soit à Lemshuku ou à Namalulu, les couples calcite-dolomite sont à l'équilibre isotopique pour le carbone et l'oxygène (Figure VII-12). Sur l'ensemble des carbonates analysés, seuls deux marbres dolomitiques impurs (JF081 et JF088) de Lemshuku et la lentille LII de Namalulu ont des valeurs de $\delta^{13}C$ négatives.

Dans la lentille LII, la présence de graphite qui possède une valeur de $\delta^{13}C$ égale à -7,2 ± 0,6‰ indique que des échanges isotopiques ont eu lieu entre la matière organique du sédiment et le carbonate. Ce rééquilibrage isotopique laisse supposer que ces échanges isotopiques sont responsables de la valeur négative du $\delta^{13}C$ de -2,5‰ des carbonates de la lentille LII. Cependant, cet écart est trop faible par rapport à la valeur moyenne des marbres analysés (+2,0 ±

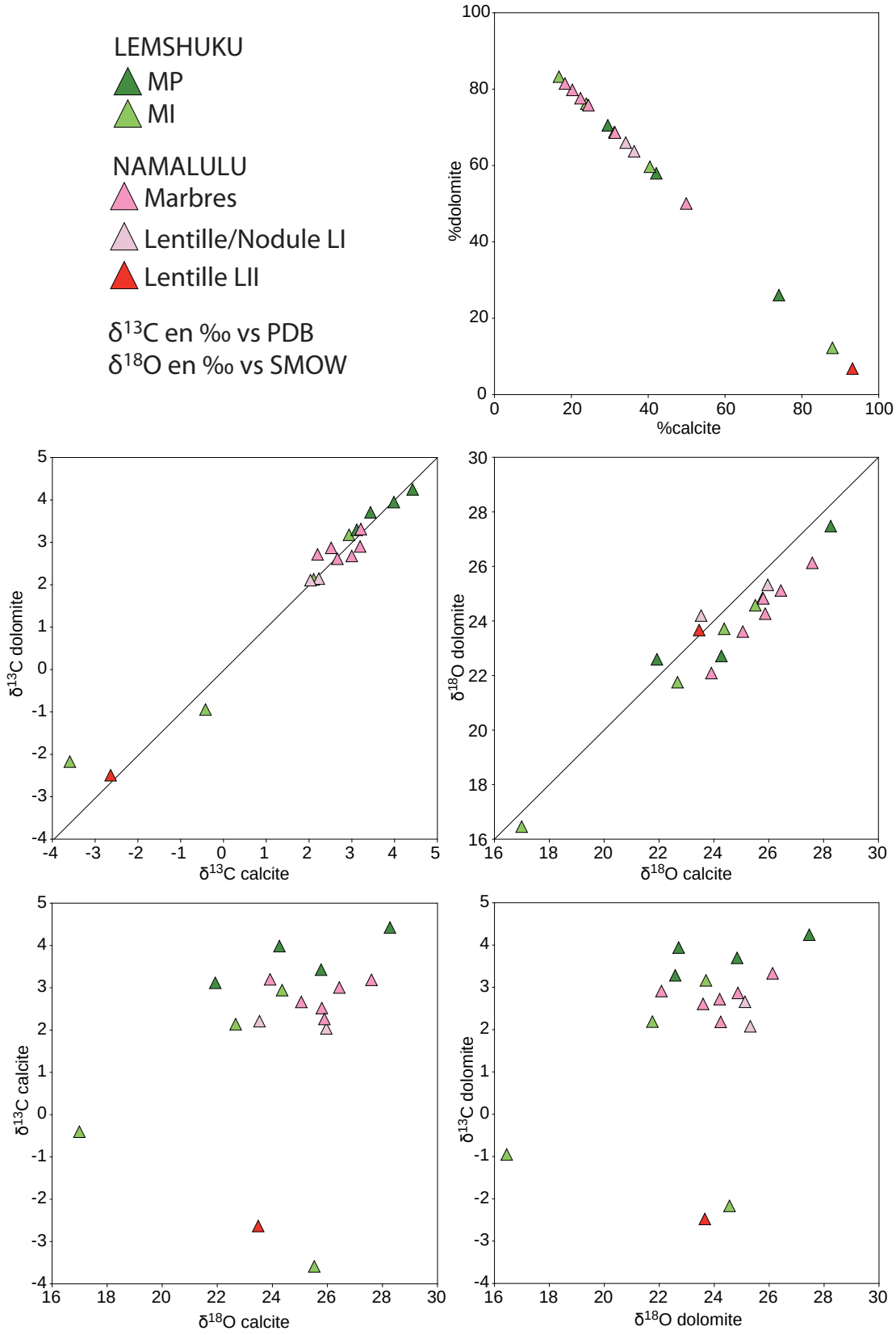


Figure VII-12 : Composition isotopique des marbres et des lentilles carbonatées de Lemshuku et Namalulu

GISEMENT	Faciès	*Echantillon*	Calcite $\delta^{13}C$ (‰ vs PDB)	Calcite $\delta^{18}O$ (‰ vs SMOW)	%Calcite	Dolomite $\delta^{13}C$ (‰ vs PDB)	Dolomite $\delta^{18}O$ (‰ vs SMOW)	%Dolomite
LEMSHUKU	Veine de CSG	*JF125(8)*	-13,13	20,73	75,38	-13,08	19,66	18,20
	MP	*JF 025*	3,43	25,75	42,24	3,70	24,83	57,76
	MP	*JF 069*	4,41	28,26	29,45	4,24	27,46	70,55
	MP	*JF 082*	3,98	24,26	31,30	3,94	22,71	68,70
	MP	*JF 087*	3,11	21,94	74,06	3,28	22,59	25,94
	MI	*JF 073*	2,93	24,36	40,46	3,15	23,70	59,54
	MI	*JF 081*	-3,59	25,52	16,78	-2,17	24,57	83,22
	MI	*JF 088*	-0,42	17,00	87,94	-0,96	16,45	12,06
	MI	*JF 094a*	2,12	22,67	23,80	2,17	21,74	76,20
NAMALULU	GGMB	*JF101*	-6,70	25,75	36,44	-7,91	23,50	3,57
	MB	*JF 111*	2,53	25,81	24,40	2,86	24,86	75,60
	MB	*JF 112*	3,19	27,60	18,48	3,33	26,14	81,52
	MB	*JF 113*	3,00	26,44	50,00	2,66	25,13	50,00
	MJ	*JF 110a*	2,24	25,88	22,41	2,16	24,24	77,59
	MO	*JF 110b*	3,20	23,93	31,42	2,90	22,08	68,58
	MGB	*JF 109*	2,66	25,06	20,21	2,60	23,61	79,79
	Lentille LI	*JF 106b*	2,04	25,96	36,24	2,10	25,33	63,76
	Nodule LI	*JF 107*	2,21	23,53	34,09	2,70	24,19	65,91
	Lentille LII	*JF 060*	-2,65	23,49	93,27	-2,49	23,67	6,73

Tableau VII-4 : Composition isotopique des carbonates des gneiss et des roches calco-silicatées, des marbres et des lentilles carbonatées de Lemshuku et Namalulu

2,2‰; n = 17) pour envisager cette hypothèse. Cette valeur négative peut alors s'expliquer par une variation du $\delta^{13}C$ du protolithe carbonaté au cours de sa sédimentation.

Les échantillons JF081 et JF088 ne contiennent pas de graphite et leur appauvrissement en ^{13}C par rapport aux autres marbres peut être la conséquence d'une circulation de fluides ou de réactions de dévolatilisation des carbonates (Valley, 1986). L'échantillon JF088 étant également fortement appauvri en ^{18}O ($\delta^{18}O$ = 16,5‰) au regard des autres carbonates (> 6‰ d'écart), l'hypothèse d'une interaction fluide-roche est favorisée pour cet échantillon. Pour l'échantillon JF081 dont le $\delta^{18}O$ ($\delta^{18}O$ = 24,6‰) est comparable à celui des autres marbres, l'hypothèse d'une dévolatilisation des carbonates est à envisager. S'il y a eu une infiltration de fluides, cela signifie qu'il y a eu au moins deux types de fluide : (i) un fluide crustal ($\delta^{18}O$ ~ 10-13‰ pour un granite à deux micas; Sheppard et al., 1986) ou un fluide carbonique dérivé du manteau ($\delta^{18}O$ ~ 12‰; Pineau et Javoy, 1994) pour expliquer la valeur plus faible du $\delta^{18}O$ de l'échantillon JF088; (ii) un fluide métamorphique issu de la dévolatilisation des carbonates ($\delta^{18}O$ ~ 22-25‰; Valley, 1986) pour expliquer la valeur du $\delta^{18}O$ comparable aux autres marbres de l'échantillon JF081.

Cependant, la majorité des échantillons étant comparables à des marbres non altérés ($\delta^{13}C$ ~ 0‰ et $\delta^{18}O$ ~ 25‰; Hoefs, 1987; Buick et al., 1998), il apparaît que les marbres n'ont pas été infiltrés par des fluides, et que les compositions isotopiques des échantillons JF081 et JF088 sont le résultat de phénomènes très localisés. A Merelani, Olivier (2006) considère également que les marbres n'ont pas été infiltrés par des fluides. En conséquence, le calcium des fluides métasomatiques affectant les gneiss et les roches calco-silicatées ne provient pas des marbres, mais des gneiss et des roches calco-silicatées dont les protolithes étaient calcaires.

Olivier (2006) considère que les fluides minéralisateurs pour la tanzanite sont issus de la déshydratation des pélites durant le métamorphisme prograde. Les fluides se sont ensuite accumulés dans des pièges structuraux limités par les marbres dolomitiques imperméables, avant d'être relachés à travers des zones de cisaillement pendant le métamorphisme rétrograde.

Les compositions isotopiques des carbonates de Lemshuku et de Namalulu sont similaires à celles mesurées dans les marbres de Merelani par Olivier (2006). En effet, le $\delta^{13}C$ y est compris entre +2,2 et +3,7‰, alors que le $\delta^{18}O$ varie de +25,6 à +28,3‰ (n = 8). De même, dans la région à tsavorite de Mgama Hills dans le sud-est du Kenya, les marbres ont des compositions en $\delta^{13}C$ et en $\delta^{18}O$ respectivement comprises entre -5,2 et +4,4 ‰ et entre +14,9 et +28,6 ‰ (Arneth et al., 1985).

Ces compositions isotopiques, que ce soit celles du carbone ou de l'oxygène, correspondent à celles de carbonates néoprotérozoïques d'origine marine ($-12,0‰ < \delta^{13}C < +9,0‰$ et $+20,0‰ < \delta^{18}O < +28,0‰$; Valley, 1986; Halverson et al., 2010).

7.2.2 Signature isotopique du carbone et de l'oxygène de la calcite des gneiss métasomatisés et des veines de quartz recoupant les roches calco-silicatées

La composition isotopique du carbone et de l'oxygène des carbonates retrouvés dans les veines de quartz issues de la minéralisation à tsavorite de Lemshuku, ainsi que dans les GGMB de Namalulu, a été mesurée (Tableau VII-4).

Les valeurs de $\delta^{18}O$ obtenues sont les suivantes : (i) +20,7‰ et +19,7‰ respectivement pour la calcite et la dolomite des veines de quartz de Lemshuku; (ii) +25,7‰ et +23,5‰ respectivement pour la calcite et la dolomite des GGMB de Namalulu. Le $\delta^{13}C$ a été mesuré à : (i) -13,1‰ à la fois pour la calcite et la dolomite des veines de quartz; (ii) -6,7 et - 7,9‰ respectivement pour la calcite et la dolomite des GGMB.

Ces valeurs indiquent que les couples calcite-dolomite sont à l'équilibre isotopique pour le carbone et l'oxygène et que la composition isotopique de l'oxygène est similaire à celle des carbonates marins. En revanche ces carbonates sont appauvris en ^{13}C par rapport aux carbonates marins de Lemshuku et de Namalulu. Cela s'explique par la présence non négligeable de graphite au contact des carbonates qui va conduire à des échanges isotopiques en carbone : le graphite sera enrichi en ^{13}C alors que les carbonates s'appauvriront. De plus, il y a une corrélation entre l'appauvrissement en ^{13}C des carbonates et la proportion de graphite dans la roche : les veines de quartz à carbonates sont localisées dans des roches calco-silicatées ayant subi une

intense graphitisation (jusqu'à 20% de graphite) alors que les GGMB contiennent moins de graphite (jusqu'à 15%). Néanmoins, ces compositions isotopiques indiquent que les carbonates des gneiss graphiteux ont une origine marine.

A Merelani, Olivier (2006) a également mesuré la composition isotopique de la calcite des roches calco-silicatées boudinées et il obtient un $\delta^{13}C$ de -8,5‰ et un $\delta^{18}O$ de +24,2‰. Ces valeurs sont proches de celles de la calcite des GGMB de Namalulu. Olivier (2006) attribue ces compositions à la décarbonatation des carbonates et/ou à une équilibration isotopique partielle avec le graphite des roches calco-silicatées.

7.2.3 Signature isotopique du carbone des graphites

Le $\delta^{13}C$ du graphite peut varier de -40 à +10‰ (Figure VII-13). Hahn-Weinheimer et Hirner (1981) identifient trois sources principales de carbone pour le graphite : (i) la matière organique ($\delta^{13}C$ = -25‰); (ii) les carbonates ($\delta^{13}C$ = 0‰); (iii) le carbone hérité du manteau, qui peut être mobile ($\delta^{13}C$ = -7‰) ou immobile ($\delta^{13}C$ = -24‰). Le large intervalle de valeur de $\delta^{13}C$ s'explique notamment par les nombreux échanges isotopiques entre le graphite et d'autres phases carbonées comme la calcite, ou entre le graphite et un fluide, durant le métamorphisme (Valley et O'Neil, 1981).

La composition isotopique du carbone des graphites issus des différents faciès de gneiss et de roches calco-silicatées graphiteux de Lemshuku, et des gneiss métasomatisés et minéralisés de Namalulu et Merelani, a été mesurée par le spectromètre de masse Elementar IsoPrime avec une précision de 0,1‰. Les résultats obtenus sont exposés dans les tableaux VII-5 et VII-6 et la figure VII-13.

Le $\delta^{13}C$ du graphite de Lemshuku a des valeurs croissantes depuis le graphite en base de colonne lithostratigraphique, dans les GGF ($\delta^{13}C$ = -27,0‰), jusqu'aux gneiss et roches calco-silicatées métasomatisés du sommet de la même colonne, dans les GGM et les CSG ($\delta^{13}C$ = -19,9‰). Le graphite des gneiss de Namalulu a un $\delta^{13}C$ compris entre -22,9 et -19,9‰, alors que celui issu de la minéralisation de Merelani présente des valeurs entre -27,3 et -22,9‰. Ces dernières valeurs sont concordantes avec celles de Merelani obtenues par Olivier (2006), entre -26,7 et -22,9‰. Enfin, le graphite de la lentille LII de Namalulu présente les valeurs les plus élevées à -7,2 ± 0,6‰ (n = 6).

L'augmentation légère du $\delta^{13}C$ en remontant la colonne lithostratigraphique de Lems-

GISEMENT	Roche	*Echantillon*	$\delta^{13}C$ (‰ vs PDB)	Moyenne	Ecart-type
LEMSHUKU	GGF	*JF 031*	-25,34 -25,19 -24,85 -25,15 -25,15	-25,14	0,18
		JF 037	-26,98 -26,97	-26,97	0,01
		JF 068	-16,44 -16,59	-16,51	0,10
	GGK	*JF 057*	-25,21 -23,42 -25,30	-24,64	1,06
		JF 076	-23,89 -23,69	-23,79	0,14
	GGMB	*JF 006*	-21,63 -21,46 -21,55 -21,63 -21,59	-21,57	0,07
	GGQF	*JF 013*	-20,51 -20,35 -20,47	-20,44	0,08
	CSG	*JF 123b*	-20,56 -20,42 -20,62	-20,53	0,10
		JF 125 (4)	-21,20 -20,81 -20,76 -20,56	-20,83	0,27
		JF 125 (10)	-20,95 -20,87 -20,90 -20,81	-20,89	0,06
		JF 128	-20,64 -20,79	-20,71	0,11
		JF 129	-20,19 -20,17	-20,18	0,01
	$CSGB_I$	*JF 125 (11)*	-20,88 -20,80	-20,84	0,06
		JF 125 (13)	-21,18 -20,91	-21,04	0,19
	CSGS	*JF 135a*	-19,98 -19,93	-19,95	0,04
	Nodule N_I	*JF 131*	-21,32 -21,10	-21,21	0,16

Tableau VII-5 : Composition isotopique du graphite des gneiss et des roches calco-silicatées graphiteuses de Lemshuku

GISEMENT	Roche	*Echantillon*	$\delta^{13}C$ (‰ vs PDB)	Moyenne	Ecart-type
NAMALULU	GGMB	*JF 101*	-19,95 -19,92	-19,94	0,02
	Minéralisation	*VP NAM*	-22,95 -22,52	-22,74	0,30
	Lentille II	*JF 060*	-7,41 -6,89 -7,19 -8,18 -6,61 -6,82	-7,18	0,57
MERELANI	Minéralisation	*GRCC 0145*	-25,34 -25,59 -25,69	-25,54	0,18
		GRCC 0149	-24,21 -24,18 -24,21	-24,20	0,02
		MEb	-27,41 -27,27 -27,15 -27,24	-27,27	0,11
		KARO EDE	-24,29 -24,86 -24,67 -24,66	-24,62	0,24
		KILI GG/08	-24,82 -24,92	-24,87	0,07
		MERE-Px	-23,21 -23,37	-23,29	0,12
		PRE-TANZ	-22,75 -23,04	-22,89	0,21
		TZ 200	-23,04 -22,85	-22,95	0,14

Tableau VII-6 : Composition isotopique du graphite des roches de Namalulu et Merelani

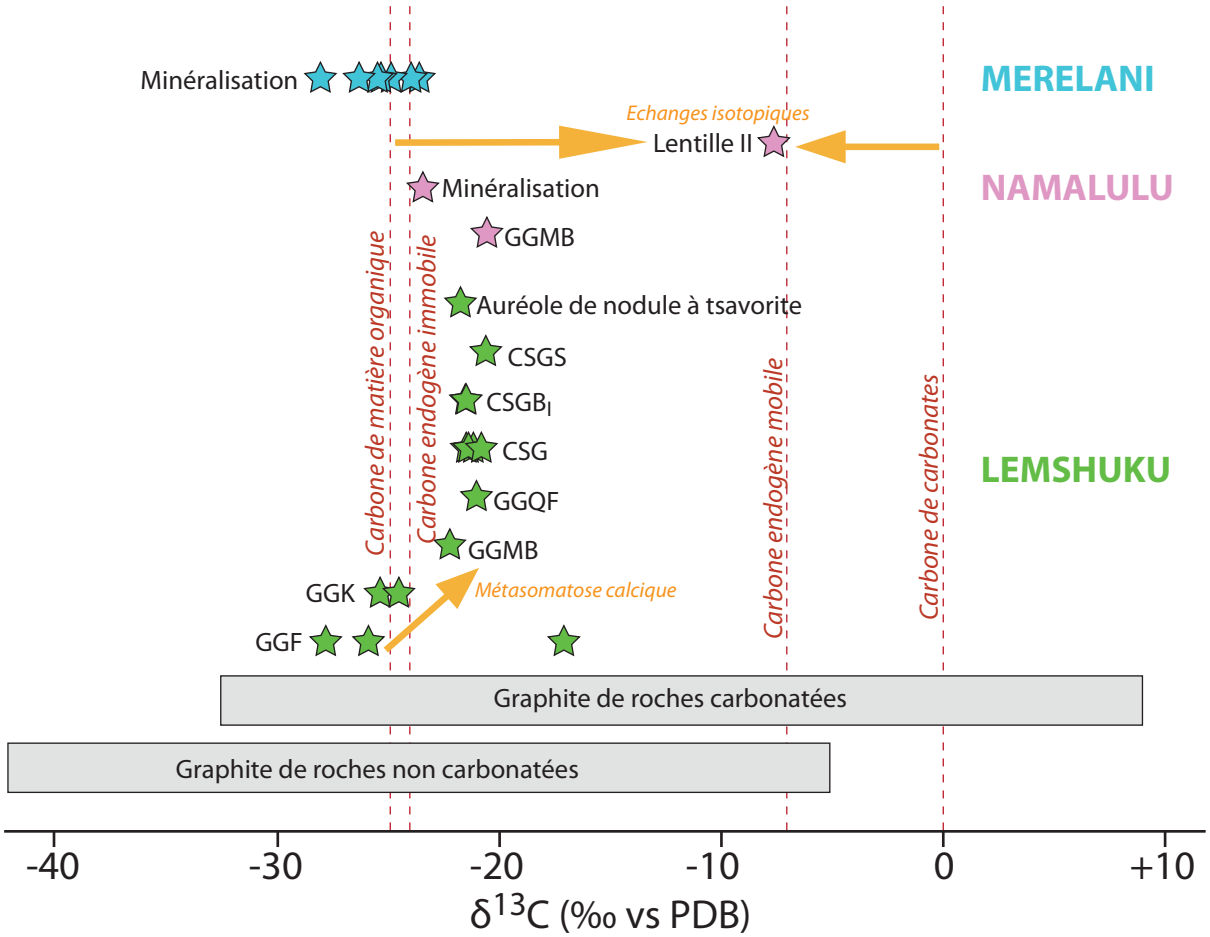


Figure VII-13 : Composition isotopique du graphite des gneiss et des roches calco-silicatées graphiteuses de Lemshuku, Namalulu et Merelani

Les données isotopiques représentées par les rectangles gris sont issues de Hahn-Weinheimer et Hirner (1981).

huku est corrélée à l'augmentation de la proportion de CaO dans les roches et à l'apparition progressive de calcite au cours de la métasomatose. Cette observation indique qu'il y a très probablement eu des échanges isotopiques entre le graphite et la calcite provoquant une augmentation de la valeur du $\delta^{13}C$ du graphite. La valeur initiale du $\delta^{13}C$ du graphite doit ainsi correspondre à celle des GGF ($\delta^{13}C$ = -27,0‰) situés au bas de la colonne lithostratigraphique et dépourvus de carbonates. De même, la valeur la plus élevée dans les gneiss de Namalulu correspond à un graphite contenu dans un GGMB et donc très enrichi en carbonates. Dans la lentille LII, la possibilité que le carbone soit mantellique ($\delta^{13}C$ = -7‰) est nulle du fait de la minéralogie de la lentille et de la nature des roches composant la série métasédimentaire. Les fortes valeurs de $\delta^{13}C$ sont dues à la forte proportion de calcite dans la roche, et donc à un rééquilibrage isotopique partiel entre le graphite organique et la calcite beaucoup plus important que dans les gneiss et les roches calco-silicatées. A Merelani, la composition isotopique du carbone des graphites de la minéralisation est plus faible que dans les niveaux métasomatisés et

minéralisés de Lemshuku et Namalulu. Cela peut s'expliquer par la faible présence des carbonates dans les gneiss et les roches calco-silicatées de Merelani (Olivier, 2006), et donc par une quasi-absence de rééquilibrage isotopique entre le graphite et la calcite.

Le $\delta^{13}C$ du graphite des gneiss, des roches calco-silicatées et de la lentille LII de l'antiforme de Lelatema a donc une valeur initiale proche de -25‰, correspondant à une source de carbone composée de matière organique.

Au Kenya, dans la région à tsavorite de Mgama Hills, les gneiss et schistes contiennent du graphite dont les valeurs du $\delta^{13}C$ sont plus élevées que dans la ceinture plissée de Lelatema, entre -23,6 et -12,5‰, avec une moyenne à -16,7 ± 2,4‰ (n = 41) pour les schistes et à -17,2 ± 3,6‰ (n = 9) pour les gneiss (Arneth et al., 1985). Ces compositions isotopiques élevées sont expliquées par la décarbonatation des roches lors du métamorphisme, libérant du CO_2 et cristallisant des calc-silicates. La présence de calc-silicates suggère à Arneth et al. (1985) qu'il y avait des carbonates dans les roches avant la décarbonatation et donc qu'il a pu y avoir des échanges isotopiques entre la matière organique et les carbonates, enrichissant le graphite en ^{13}C.

7.2.4 Signature isotopique du soufre des sulfures

Le $\delta^{34}S$ des sulfures n'est pas le meilleur traceur de source lorsqu'il est utilisé seul. Couplé à d'autres traceurs isotopiques, comme le $\delta^{13}C$, il permet de pointer plus finement la(les) source(s) du soufre. Le soufre issu de sulfates va généralement avoir un $\delta^{34}S$ supérieur à +10‰, alors que celui issu du magmatisme et du volcanisme aura globalement un $\delta^{34}S$ compris entre 0 et +10‰ (Figure VII-14). Un $\delta^{34}S$ négatif sera plutôt significatif d'une origine biogénique ou d'un environnement de type schiste noir. C'est à cause de ces intervalles de valeurs, qui regroupent plusieurs types de source, qu'il est difficile de retracer l'origine du soufre uniquement par l'utilisation du $\delta^{34}S$.

La composition isotopique du soufre des pyrites et des sphalérites des roches calco-silicatées graphiteuses de Lemshuku et de la lentille LII de Namalulu, ainsi que des pyrites issues des minéralisations à tsavorite de Merelani et de Ruangwa, a été mesurée. Les résultats sont reportés dans le tableau VII-7 et la figure VII-14, et ils sont compris entre +3,5 et +5,5‰ pour les sulfures de la lentille LII, et entre -7,8 et -1,3‰ pour les sulfures des roches calco-silicatées des différents gisements tanzaniens.

La lentille LII de Namalulu est de nature carbonatée et carbonée, et elle est associée à des évaporites, dont de l'anhydrite (voir Chapitre VI). Cela indique que la source la plus

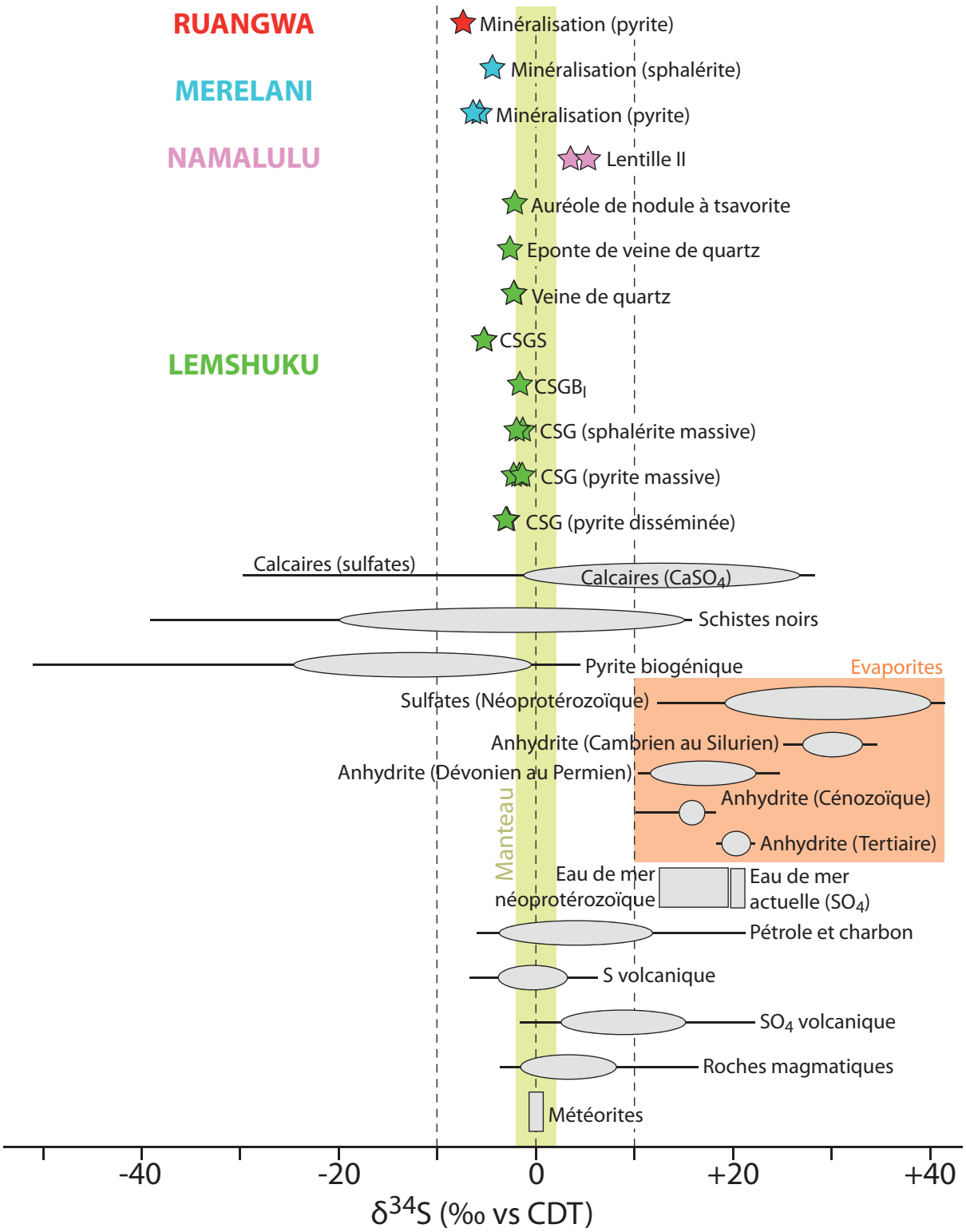


Figure VII-14 : Composition isotopique du soufre des sulfures de Lemshuku, Namalulu, Merelani et Ruangwa
Les données de composition isotopique du soufre représentées par les bulles grises sont tirées de Claypool et al. (1980), Warren (2006) et de Halverson et al. (2010).

GISEMENT	Faciès	Echantillon	Sulfure	δ34S (‰ vs CDT)
LEMSHUKU	CSG	JF125(3)	Pyrite massive	-1,3
		JF125(4)	Pyrite	-3,1
		JF129	Pyrite	-3,1
	$CSGB_I$	JF123	Pyrite massive	-2,4
		JF123	Sphalérite massive	-2,0
		JF125(13)	Pyrite	-1,8
		JF128	Pyrite massive	-1,3
		JF128	Sphalérite massive	-1,8
	CSGS	JF135a	Pyrite	-5,1
		JF136c	Pyrite massive	-5,5
	Eponte des veines de quartz	JF125(6)	Pyrite	-2,8
	Veines de quartz	127(3)b	Pyrite	-2,2
		JF130	Pyrite	-2,1
	Nodule N_{II}	JF127(6)	Pyrite	-2,1
NAMALULU	Lentille LII	JF060	Pyrite	3,5
			Pyrite	5,5
MERELANI	Minéralisation	Me_A	Pyrite	-6,5
		Me_A	Sphalérite	-4,4
		Me_C	Pyrite	-5,7
RUANGWA	Minéralisation	Ru	Pyrite	-7,8

Tableau VII-7 : Composition isotopique du soufre des sulfures de Lemshuku, Namalulu, Merelani et Ruangwa

évidente de soufre est un protolithe calcaire contenant de l'anhydrite. Les valeurs du $\delta^{34}S$ de l'anhydrite associée à la pyrite n'ont pu être analysées car l'anhydrite n'a été retrouvée que dans les cavités d'inclusion fluide du diopside. Cependant, ces valeurs peuvent être approchées en considérant l'âge de sédimentation des protolithes de la pyrite, qui est estimé entre 800 et 700 Ma (voir Chapitre VIII). Durant le Néoprotérozoïque, les valeurs du $\delta^{34}S$ des sulfates de l'eau de mer étaient comprises entre +12 et +20‰ (Claypool et al., 1980), avec une valeur moyenne de +17,5‰ (Figure VII-15). Suivant ces considérations, la valeur calculée du ΔSO_4-H_2S pour la pyrite de la lentille LII ($\delta^{34}S_{moyen}$ = +4,5‰; n = 2) est de 13‰. Cette valeur est compatible avec un phénomène de thermoréduction des sulfates (Ohmoto, 1986; Machel et al., 1995). Ainsi, la formation de la pyrite et de la calcite dans la lentille LII peut être interprétée suivant ce phénomène d'oxydation de la matière organique et de réduction du sulfate, suivant l'équation générale de Machel (1987) et les équations de précipitation de la pyrite et de la calcite, respectivement :

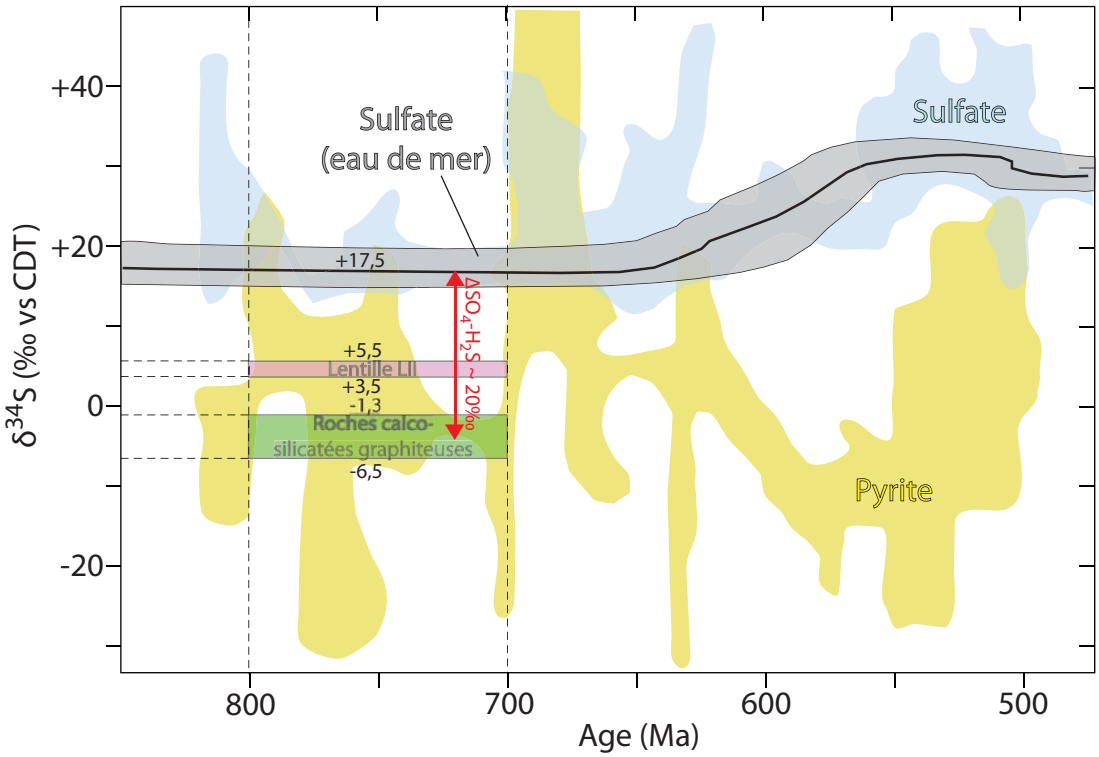


Figure VII-15 : Fractionnement isotopique du soufre entre le sulfate de l'eau de mer au Néoprotérozoïque et les sulfures des roches calco-silicatées de Lemshuku et de Merelani

Le domaine isotopique des sulfates de l'eau de mer est tiré de Claypool et al. (1980), et est légèrement modifié par Warren (2006). Les domaines isotopiques des pyrites, ainsi que des sulfates d'évaporites et de roches carbonatées sont issus de Halverson et al. (2010).

$$\text{matière organique 1} + SO_4^{2-} \rightarrow \text{matière organique 2} + H_2S + HCO_3^- + H_2O$$

$$Fe^{2+} + H_2S \rightarrow 2H^+ + FeS_2$$

$$Ca^{2+} + HCO_3^- \rightarrow H+ + CaCO_3$$

Le $\delta^{34}S_{moyen}$ des sulfures des roches calco-silicatées et des nodules de Lemshuku est de -2,6 ± 1,2‰ (n = 14). Les sulfures de Merelani et Ruangwa ont des compositions isotopiques du soufre légèrement plus faibles, mais qui demeurent similaires ($-7,8 < \delta^{34}S < -4,4$‰). Ces valeurs correspondent à plusieurs types d'environnement de dépôt, et permettent d'exclure une origine exclusivement évaporitique. La signature isotopique du carbone des graphites contenus dans les mêmes roches que les sulfures, et décrite précédemment, est caractéristique de la présence de matière organique dans le système étudié, et non de carbone endogène. Cette observation indique que le soufre a probablement une origine biogénique et/ou associée à des schistes noirs, alors qu'une origine magmatique (ou volcanique) est exclue.

L'intervalle des valeurs du $\delta^{34}S$ des sulfures des roches calco-silicatées de Lemshuku est très resserré, indiquant qu'il y a une unique source de soufre. Le $\delta^{34}S_{moyen}$ est inférieur d'environ 20‰ au $\delta^{34}S_{moyen}$ des sulfates de l'eau de mer du Néoprotérozoïque (Figure VII-15). Compte

tenu de la proximité des sites de Lemshuku et de Namalulu, le même mécanisme de thermoréduction des sulfates peut être envisagé pour la formation des sulfures. Cependant, ce fractionnement de 20‰ est important. Une deuxième hypothèse est possible pour la formation des sulfures : la réduction du sulfate de l'eau de mer par des bactéries caractérisée par des valeurs de ΔSO_4-H_2S comprises entre 15 et 60‰ (Ohmoto, 1986). Ce phénomène est donc compatible avec un fractionnement de l'ordre de 20‰, et il peut être appliqué aux gisements de Lemshuku, Merelani et Ruangwa.

A Merelani, Malisa (1987) trouve une composition isotopique du soufre des sulfures des roches minéralisées comprise entre -8,1 et -1,1‰, ce qui concorde avec les résultats obtenus dans le présent travail. Malisa (1987) attribue ces valeurs à un environnement euxinique contenant des sédiments sulfatés.

Dans la ceinture à cuivre néoprotérozoïque de Katanga en République Démocratique du Congo, des sulfures remplacent de la dolomite au sein de nodules et de lentilles où la dolomite a précipité de façon précoce (Muchez et al., 2008). Ces nodules et lentilles étaient initialement composés d'anhydrite. La composition isotopique du soufre de ces sulfures est comprise entre -10,3 et +3,1‰, ce qui correspond également à l'intervalle de valeurs des pyrites diagénétiques des schistes noirs de la ceinture cuprifère zambienne (McGowan et al., 2003, 2006). Dans le cas de la ceinture de Katanga, la composition isotopique du soufre indique que celui-ci est issu de la réduction de sulfates, dérivant de l'anhydrite initiale, par des bactéries (Muchez et al., 2008).

La présence de veines de gypse associées aux roches calco-silicatées à Lemshuku indique la présence de sulfates et les compositions isotopiques des sulfures tanzaniens et congolais sont voisines. Il n'est donc pas impossible que les sulfures des minéralisations tanzaniennes à tsavorite se soient formés par la réduction bactérienne de sulfates, tels le gypse ou l'anhydrite.

7.2.5 Signature isotopique du bore des tourmalines

Le $\delta^{11}B$ des tourmalines varie selon les environnements géologiques entre -25 et +40‰. Cette large gamme de valeurs en fait un excellent traceur de la source du bore et donc de l'environnement de dépôt des protolithes des roches contenant de la tourmaline (Slack et al., 1989; Barth, 1993; van Hinsberg et al., 2011). L'ensemble des intervalles de valeurs de $\delta^{11}B$ caractérisant les différents environnements géologiques à tourmaline est donné dans la figure VII-16. L'eau de mer a une composition stable à hauteur de +40‰, alors que les évaporites marines couvrent une gamme de composition isotopique du bore comprise globalement entre +18 et

ROCHE/ GISEMENT	*ECHANTILLON*	$\delta^{11}B$ (‰ vs NBS SRM 951)	σ	Moyenne	Ecart-type
GGQF Lemshuku (TANZANIE)	*JF126*	-19,65	0,47	**-20,01**	0,60
		-19,26	0,53		
		-20,28	0,58		
		-20,04	0,46		
		-20,84	0,49		
Placer Lemshuku (TANZANIE)	*V11b*	-18,90	0,40	**-18,99**	0,24
		-19,34	0,46		
		-18,91	0,40		
		-18,82	0,40		
Placer Lemshuku (TANZANIE)	*Nodule Tourmaline*	-18,48	0,49	**-18,53**	0,37
		-18,53	0,44		
		-17,95	0,42		
		-18,04	0,36		
		-18,37	0,40		
		-18,48	0,38		
		-17,75	0,37		
		-18,23	0,35		
		-18,32	0,35		
		-18,79	0,36		
		-18,09	0,37		
		-18,11	0,40		
		-18,42	0,35		
		-18,70	0,38		
		-18,29	0,40		
		-18,51	0,39		
		-18,55	0,38		
		-19,15	0,37		
		-19,03	0,37		
		-18,71	0,35		
		-18,84	0,40		
		-18,89	0,41		
		-19,10	0,37		
		-19,05	0,37		
		-18,55	0,38		
		-19,16	0,33		
		-18,40	0,38		
		-18,62	0,39		
		-18,56	0,36		
		-18,24	0,48		

Tableau VII-8 : Composition isotopique du bore des tourmalines de Lemshuku

ROCHE/ GISEMENT	*ECHANTILLON*	$\delta^{11}B$ (‰ vs NBS SRM 951)	σ	Moyenne	Ecart-type
Pegmatite Lemshuku (TANZANIE)	*JF059*	-11,12 -12,33 -11,76 -12,66 -11,64	0,49 0,50 0,56 0,47 0,55	**-11,90**	0,60
Bocrest (KENYA)	*BO1*	-18,66 -19,41	0,50 0,48	**-19,03**	0,53
Gogogogo (MADAGASCAR)	*GO1*	-19,45 -17,47 -15,37	0,38 0,38 0,44	**-17,43**	2,04
Gogogogo (MADAGASCAR)	*GO2*	-20,72 -20,21 -20,77 -19,69 -20,09 -20,74 -20,67 -21,11 -20,84 -20,17 -21,35 -20,82 -20,95 -20,94 -20,38 -21,78 -22,29 -23,15 -21,86 -22,79	0,60 0,50 0,51 0,49 0,55 0,53 0,46 0,51 0,51 0,57 0,53 0,46 0,50 0,50 0,53 0,52 0,46 0,54 0,51 0,43	**-21,06**	0,90

Tableau VII-9 : Composition isotopique du bore des tourmalines de Lemshuku, Bocrest et Gogogogo

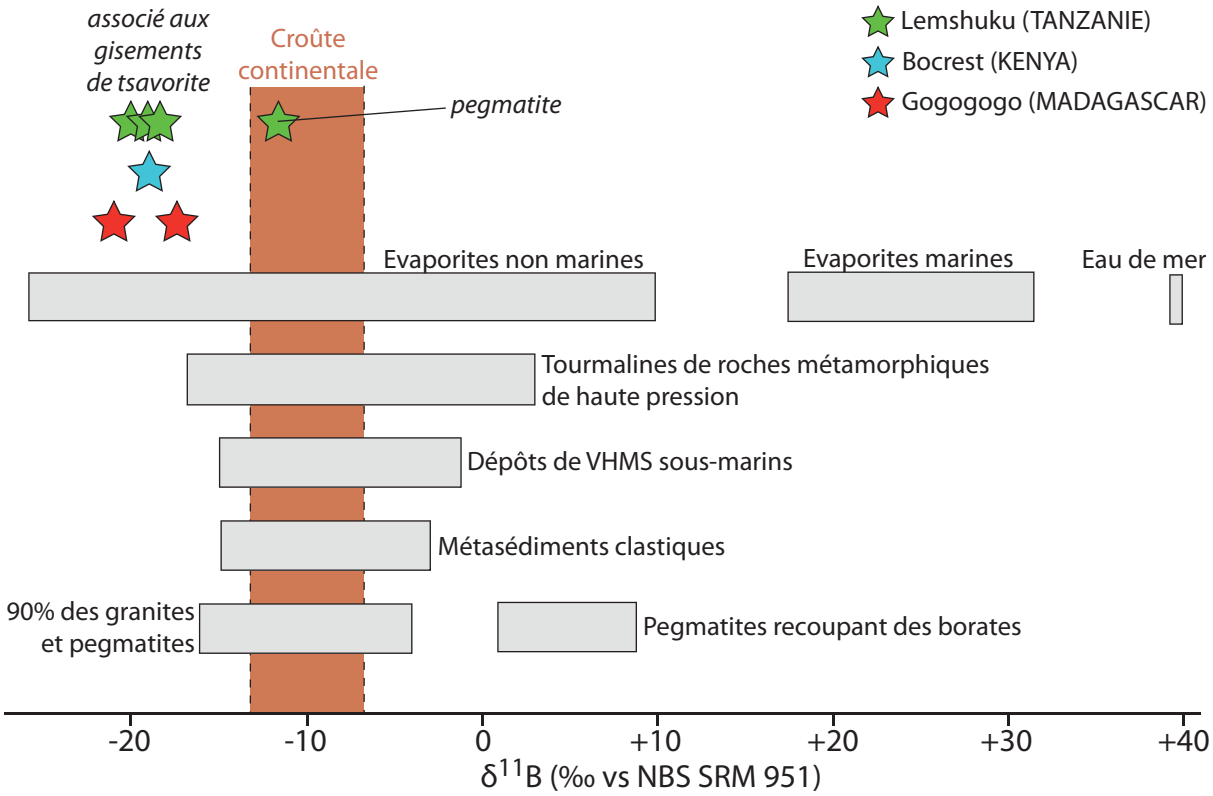


Figure VII-16 : Composition isotopique du bore des tourmalines de Lemshuku, Bocrest et Gogogogo
Les données de la composition isotopique du bore représentées par les rectangles gris sont tirées de Barth (1993)et de van Hinsberg et al. (2011).

+32‰. L'ensemble des roches magmatiques, métamorphiques et sédimento-clastiques ont un $\delta^{11}B$ avoisinant -10‰. Les valeurs les plus faibles de $\delta^{11}B$ sont enregistrées pour les tourmalines issues d'évaporites non marines, jusqu'à -25‰.

La composition isotopique du bore des tourmalines de Lemshuku, provenant d'une pegmatite, d'un GGQF et du placer à tsavorite, a été mesurée à la sonde ionique IMS 1270 (Tableaux VII-8 et VII-9). Des tourmalines issues des gisements de tsavorite de Bocrest (Kenya) et de Gogogogo (Madagascar) ont également été analysées (Tableau VII-9), et leurs compositions chimiques sont données dans l'annexe C.

La tourmaline issue de la pegmatite de Lemshuku a une valeur de $\delta^{11}B$ de -11,90 ± 0,60‰, conforme à la composition isotopique du bore des tourmalines issues des roches granitiques et pegmatitiques (Figure VII-16). Pour les tourmalines extraites des GGQF et du placer de Lemshuku, le $\delta^{11}B$ présente des valeurs plus négatives, entre -20,0 et -18,5‰. Les tourmalines du Kenya et de Madagascar ont des valeurs similaires, entre -21,1 et -17,4‰. Ces valeurs correspondent à une unique source pour le bore : les évaporites non marines.

7.3 Discussion : l'environnement de dépôt des protolithes

La géochimie des roches totales et la géochimie isotopique permettent d'identifier les caractéristiques de l'environnement de dépôt des protolithes des roches de Lemshuku et de Namalulu :

- les protholites des amphibolites sont des tholéiites continentales ou d'arc océanique mises en place pendant la transition rift-subduction du plancher océanique mozambicain;

- les protolithes des gneiss graphiteux non métasomatisés (GGF, GGK) sont des schistes argileux contenant de la matière organique, c'est-à-dire des schistes noirs;

- les protolithes des gneiss et roches calco-silicatées graphiteux métasomatisés (GGMF, GGMB, GGQF, CSG, CSGB, CSGS) sont des schistes noirs calcaires;

- les protolithes des gneiss à almandin et à biotite (GAB) sont des grauwackes;

- les protolithes des marbres sont des calcaires marins;

- les protolithes précédents sont intercalés avec des niveaux évaporitiques continentaux;

- les protolithes se sont déposés dans un bassin associé à une plate-forme carbonatée peu profonde, dans un contexte de marge passive, ou de transition entre une marge passive et une marge active;

- les protolithes se sont déposés dans un milieu réducteur.

L'environnement de dépôt des protolithes des roches associées aux minéralisations à tsavorite a donc une composante marine (carbonates) et une composante continentale (dépôts silicoclastiques et évaporites). Cela implique une zone continentale de type sabkha qui a été temporairement recouverte par les eaux marines sur une faible profondeur. Ces eaux péricontinentales étaient séparées des surfaces continentales et des eaux épicontinentales par une barrière sédimentaire ou tectonique. La forte concentration en matière organique suggère que les schistes noirs étaient originellement des niveaux microbactériens.

De telles caractéristiques sont retrouvées de nos jours dans les sabkhas de côte marine du golfe arabique, du nord de l'Afrique, du Sinaï, et de l'ouest et du sud de l'Australie (Warren, 2006). Ce type de sabkha est composé, depuis la mer vers le continent (Figure VII-17a) : (i) de bancs de sable insulaires formant des dunes et donc des barrières naturelles à l'intrusion d'eau marine; (ii) d'une zone littorale composée de sédiments marins en direction de la mer et de sédiments de lagon et de sabkha en direction du continent; (iii) d'une zone d'estran où se concentrent la majorité des (micro-)organismes (gastropodes, bivalves, foraminifères benthi-

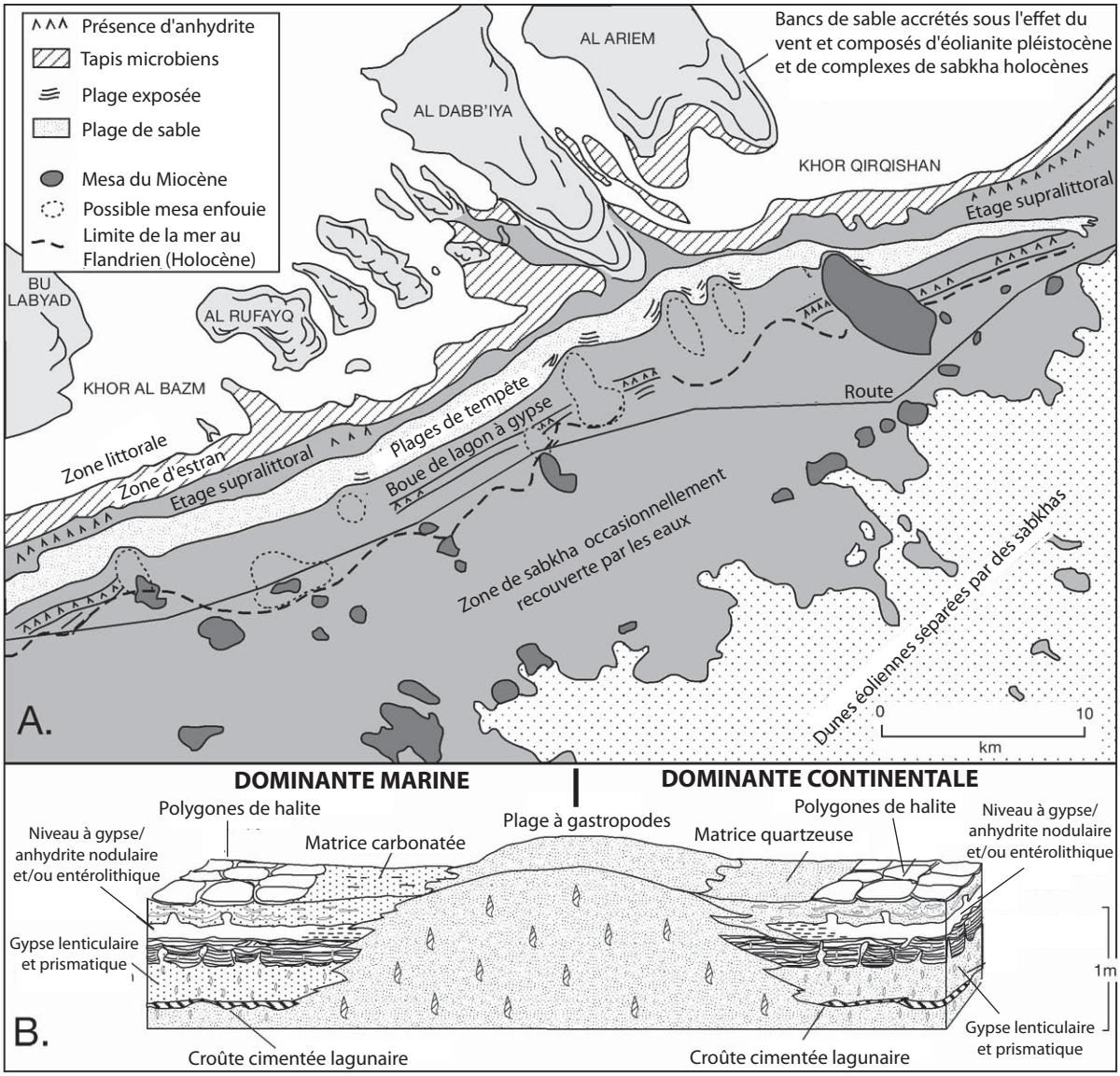


Figure VII-17 : La sabkha de côte marine de la région d'Abu Dhabi

a) Localisation des différentes zones composant la sabkha de côte marine, près de Bu Labyad - Al Du'yyaba (d'après Kirkham, 1997). b) Coupe transversale de la sabkha de côte marine au sud de la péninsule d'Al Du'yybaya et du mur du canal de Mussafah (d'après Warren et Kendall, 1985).

ques, cyanobactéries, algues); (iv) d'un étage supralittoral, recouvert par les eaux une à deux fois par mois dans sa partie basse, et une fois tous les quatre à cinq ans dans sa partie haute; (v) de la sabkha *ss*, c'est-à-dire d'un sol à dépôt salifère. Les sels sont contenus dans des matrices carbonatées marines pouvant former des rampes carbonatées, dans des niveaux silicoclastiques, voire dans des loess de désert. Ils sont présents dans les dépôts d'estran, de l'étage supralittoral et de la sabkha. Les sels se trouvent principalement sous la forme de nodules, de lentilles et de concrétions entérolithiques de gypse et/ou d'anhydrite au niveau des estrans et des étages supralittoraux (Figure VII-17b). Au niveau des sabkhas, ce sont les concrétions polygonales de halite qui prédominent.

A Merelani, Olivier (2006) ne signale pas de minéraux évaporitiques alors que Malisa (1987) évoque la présence de veines de gypse notamment. Par conséquent, le premier ne considère pas d'environnement associé à des évaporites, et suggère que les protolithes se sont déposés dans un contexte d'arc volcanique associé à des bassins d'avant et d'arrière-arc, en se basant sur l'enrichissement des schistes en Zn, Ni et Ba. Cependant, les protolithes des gneiss et marbres de Lemshuku sont identiques à ceux identifiés à Merelani par Olivier (2006) : schistes noirs enrichis en matière organique et carbonates marins.

CHAPITRE VIII

GEOCHRONOLOGIE

8.1 Apports des données isotopiques : la datation des protolithes

Les valeurs de composition isotopique de certains éléments tels C, S et Sr ont été établies au cours des temps géologiques, et notamment du Néoprotérozoïque (1000-500 Ma). Une grande partie de ces données a été compilée par Halverson et al. (2010).

8.1.1 La composition isotopique du carbone des carbonates

Les valeurs du $\delta^{13}C$ des carbonates sont représentatives de la composition isotopique du carbone de l'eau de mer au moment de leur précipitation. Durant le Néoprotérozoïque, le $\delta^{13}C$ de l'eau de mer a varié de -13‰ à +9‰, les valeurs positives correspondant généralement aux périodes interglaciaires et les valeurs négatives aux périodes glaciaires (Figure VIII-1a). Deux intervalles de temps sont distingués : (i) 1000-700 Ma où la moyenne du $\delta^{13}C$ est de +5‰; (ii) 700-500 Ma où la moyenne du $\delta^{13}C$ est de 0‰. En tenant compte de la succession des évènements ayant formé la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine (voir Chapitre II), les carbonates de la ceinture se sont certainement déposés durant la période 1000-700 Ma.

Les carbonates de Lemshuku et de Namalulu ont des valeurs de $\delta^{13}C$ qui s'étendent entre -3,6 et +4,4‰, pour une moyenne à +2,1 ± 1.8‰. Cet intervalle de valeurs correspond aux intervalles de $\delta^{13}C$ des carbonates précipités à deux dates (Figure VIII-1a) : (i) vers 800 Ma durant l'évènement de Bitter Springs associé à une importante rotation des supercontinents et qui a conduit à des anomalies isotopiques du carbone; (ii) vers 715 Ma et vers 700 Ma, avant et après la période glaciaire du Cryogénien.

Les valeurs de $\delta^{13}C$ des carbonates associés aux gisements de tsavorite de Merelani (+2 à +4‰: Olivier, 2006) et du Kenya (-5,2 à +4,4‰; Arneth et al., 1985) sont proches de celles de Lemshuku et Namalulu. Les valeurs isotopiques de Merelani indiquent que les protolithes carbonatés se sont déposés (Figure VIII-1a) : (i) entre 900 et 800 Ma; (ii) juste après 800 Ma, alors que le $\delta^{13}C$ des carbonates de Lemshuku et Namalulu indiquaient un dépôt juste avant et juste après 800 Ma; (iii) à 715 et 700 Ma, avant et après la glaciation du Cryogénien. Globalement, le $\delta^{13}C$ des carbonates du Kenya indiquent des périodes de dépôt identiques à celles de Lemshuku et Namalulu. Cependant, les très faibles valeurs de certains des carbonates kenyans sont caractéristiques de carbonates déposés juste avant la glaciation du Cryogénien, vers 715 Ma (Figure VIII-1a).

Afin que ces résultats soient acceptables, il faut s'assurer qu'il n'y a pas eu de fraction-

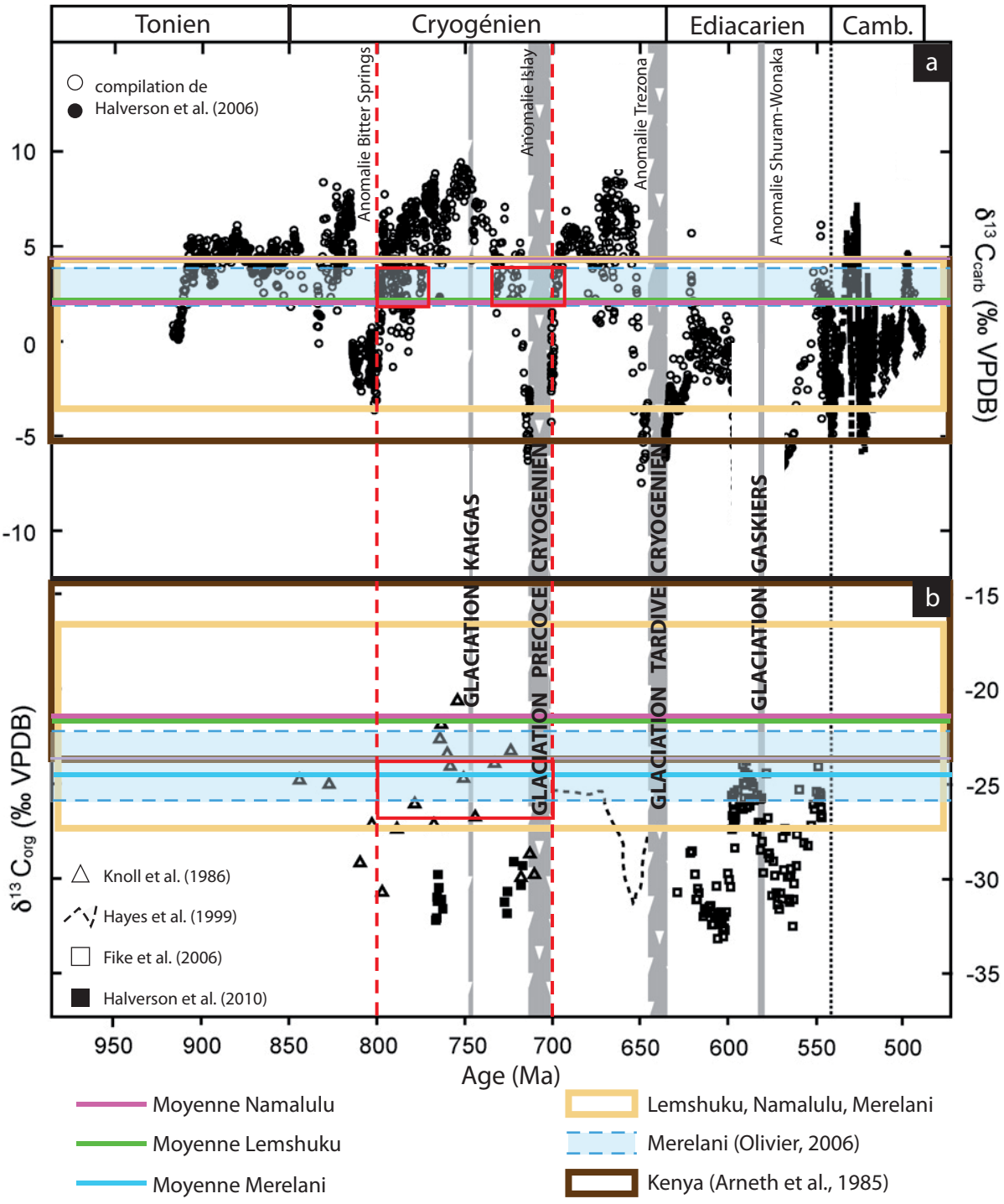


Figure VIII-1 : Composition isotopique du carbone dans les gisements de Lemshuku, Namalulu et Merelani comparée aux valeurs enregistrées pendant le Néoprotérozoïque

Les valeurs enregistrées au Néoprotérozoïque sont issues de Halverson et al. (2010). Les données des gisements kenyans (Arneth et al., 1985) et de Merelani (Olivier, 2006), à ne pas confondre avec les données de Merelani acquises dans ce travail, sont également reportées.

a) Composition isotopique du carbone des carbonates montrant que les valeurs positives mesurées dans les marbres purs associés aux gisements de tsavorite correspondent à deux périodes néoprotérozoïques situées entre 800 et 770 Ma et entre 730 et 700 Ma (rectangles rouges). b) Composition isotopique du carbone des graphites des gneiss associés aux minéralisations à tsavorite. Les valeurs mesurées dans les gneiss graphiteux où le graphite n'a pas été affecté par des phénomènes postérieurs à sa formation sont caractéristiques d'une période néoprotérozoïque située entre 800 et 700 Ma (rectangle rouge).

nement isotopique des carbonates des marbres lors de leur recristallisation au cours du métamorphisme ou lors d'une éventuelle interaction avec un fluide carbonaté, liquide ou gazeux. Il a été montré dans le chapitre VII que les marbres de Lemshuku et de Namalulu, sauf pour de rares exemples très localisés, n'ont pas été infiltrés par des fluides. De même, à Merelani, Olivier (2006) considère qu'il n'y a pas eu d'infiltration et de circulation de fluides dans les marbres. De plus, la majorité des marbres étant purs, un fractionnement isotopique lors de la recristallisation des carbonates au cours du métamorphisme paraît assez limité, et seules les compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des marbres impurs et de la lentile LII de Namalulu peuvent être sujettes à caution. En revanche, plusieurs marbres étudiés par Arneth et al. (1985) au Kenya contiennent du graphite, et il y a alors eu un fractionnement isotopique. Que ce soit en Tanzanie ou au Kenya, les valeurs de la composition isotopique du carbone des marbres sont généralement négatives pour les marbres impurs et positives pour les marbres purs. En conséquence, les compositions isotopiques positives ($+2,0 < \delta^{13}C < +4,4‰$) devraient être les seules à être considérées pour dater le dépôt des protolithes carbonatés.

En combinant ainsi les données de $\delta^{13}C$ positives des carbonates associés aux gisements de tsavorite d'Arneth et al. (1985), d'Olivier (2006) et de ce travail, il apparaît que les protolithes carbonatés se sont déposés soit entre 800 et 770 Ma après l'anomalie de Bitter Springs, soit entre 730 et 700 Ma juste avant et après la glaciation du Cryogénien.

8.1.2 La composition isotopique du carbone du graphite des gneiss

Les valeurs disponibles du $\delta^{13}C$ de la matière organique sédimentaire sont moins nombreuses que pour les carbonates au Néoprotérozoïque (Halverson et al., 2010). De plus, ces valeurs ont pu être affectées par la diagenèse, l'altération de la matière organique, ou encore par le recyclage de carbone plus ancient. Durant le Néoprotérozoïque, la composition isotopique du carbone organique a varié de -33‰ à -20‰ (Figure VIII-1b).

Les graphites des gneiss et des roches calco-silicatées de Lemshuku et de Namalulu ont des valeurs moyennes de $\delta^{13}C$ de $-21,6 \pm 2,5‰$ et de $-21,3 \pm 1,4‰$ respectivement. Les graphites de Merelani, étudiés dans ce travail, ont des valeurs légèrements plus faibles à $-24,5 \pm 1,5‰$. Avant 700 Ma, il existe une unique période où les compositions isotopiques du carbone organique sont similaires à celles mesurées dans les gisements de tsavorite tanzaniens. Il s'agit de l'intervalle de temps situé entre 800 et 700 Ma. Cependant le manque de données ne permet pas d'affiner cet intervalle, même si les données de Lemshuku et de Namalulu sont proches de celles datées entre 770 et 750 Ma (Figure VIII-1b).

La composition isotopique du carbone du graphite des gneiss de Merelani analysée par Olivier (2006) est comprise entre -26,7 et -22,8‰ (Figure VIII-1b), et elle est similaire à celles mesurées pour le graphite de Lemshuku, Namalulu et Merelani. Les implications de ces résultats identiques aux précédentes quant à la date de dépôt de la matière organique initiale. Au Kenya, Arneth et al. (1985) ont mesuré dans les graphites des gneiss et des schistes un intervalle de valeurs de $\delta^{13}C$ plus large, compris entre -23,6 et -12,6‰ (Figure VIII-1b). Cependant, ces compositions isotopiques du carbone témoignent de la même période de dépôt au Néoprotérozoïque que pour les gisements de la ceinture plissée de Lelatema, à savoir entre 800 et 700 Ma, et plus précisément entre 770 et 750 Ma.

Cependant, à l'instar des réserves sur le $\delta^{13}C$ des carbonates à propos du fractionnement isotopique, seuls les graphites présents dans des roches dépourvues d'autres phases carbonées (carbonates) ou dans des roches non affectées par des circulations de fluides sont à considérer. Ces critères peuvent être appliqués aux graphites des gneiss graphiteux à grains fins (GGF) et des gneiss graphiteux à kyanite (GGK) de Lemshuku, dont le $\delta^{13}C$ est compris entre -27,0 et -23,8‰. De telles valeurs sont mesurées dans l'intervalle 800-700 Ma, sans qu'il y ait de périodes caractéristiques plus restreintes à cause du faible nombre de données disponibles.

8.1.3 La composition isotopique du soufre des sulfures

Les valeurs de $\delta^{34}S$ des pyrites sédimentaires et des sulfates évaporitiques et/ou associés à des carbonates sont bien connues pour le Néoprotérozoïque. Les pyrites présentent un intervalle de valeur extrêmement important, couvrant l'ensemble des champs de valeur entre -30 et +50‰ (Figure VIII-2). Cependant ces valeurs diffèrent grandement selon les différentes périodes de temps. Pour les sulfates, les compositions isotopiques du soufre enregistrées couvrent également une large gamme, de 0 à +50‰.

A Lemshuku, Namalulu, Merelani et Ruangwa, le $\delta^{34}S$ des pyrites est compris entre -8,1 et +6,0‰. Les données de Malisa (1987) à Merelani sont similaires, avec des valeurs comprises entre -8,1 et -1,1‰. De tels intervalles de valeurs pour les pyrites correspondent à des périodes néoprotérozoïques datées vers 800 Ma, entre 770 et 730 Ma, et vers 700 Ma (Figure VIII-2).

8.1.4 La composition isotopique du strontium de la calcite et de la tanzanite

La composition isotopique du strontium de l'eau de mer, exprimée par le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$, est de plus en plus souvent utilisée pour des corrélations stratigraphiques, notamment au Néoprotérozoïque (Jacobsen et Kaufman, 1999). Les minéraux principaux utilisés pour re-

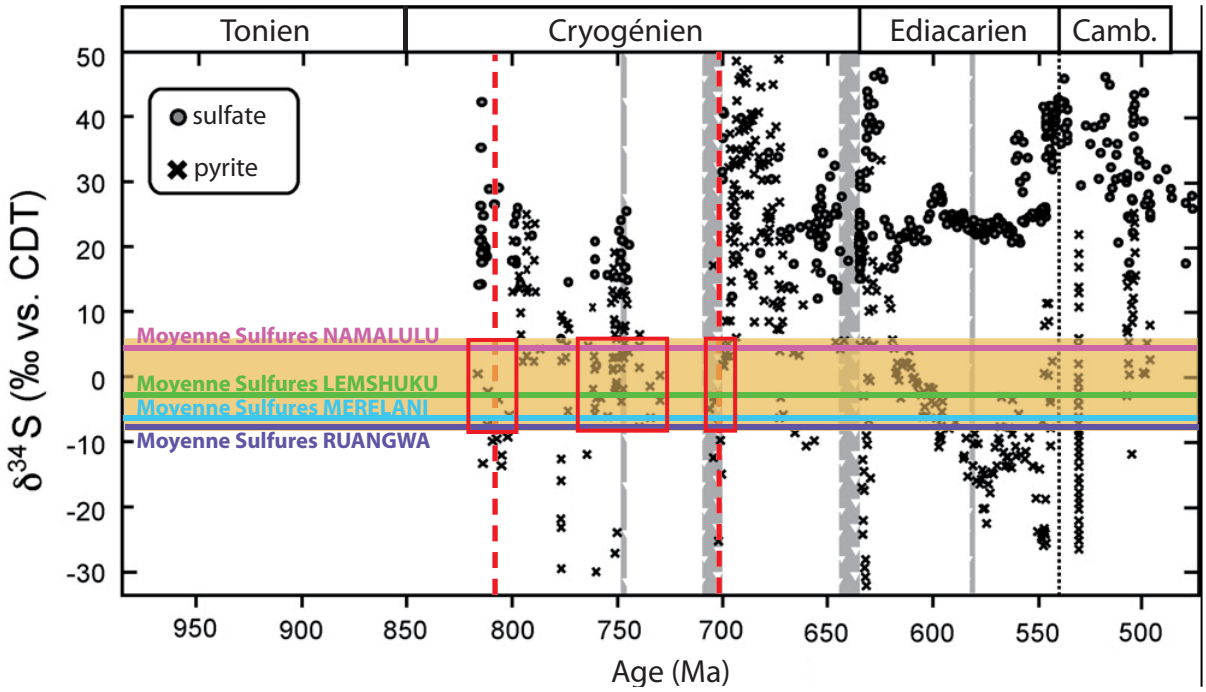


Figure VIII-2 : Composition isotopique du soufre des pyrites des gisements de Lemshuku, Namalulu, Merelani et Ruangwa comparée aux valeurs enregistrées pendant le Néoprotérozoïque

Les valeurs enregistrées au Néoprotérozoïque sont issues de Halverson et al. (2010). La zone colorée correspond à l'intervalle des valeurs mesurées. Le $\delta^{34}S$ des pyrites mesuré est caractéristique de trois périodes de temps au cours du Néoprotérozoïque (rctangles rouges) : (i) vers 800 Ma; (ii) entre 770 et 730 Ma; (iii) vers 700 Ma.

monter à la composition isotopique du strontium de l'eau de mer au moment du dépôt des protolithes sont ceux ayant précipité dans l'eau de mer et qui ne contiennent pas de rubidium. Il s'agit essentiellement de la calcite, la barytine et l'apatite (Halverson et al., 2010). Pendant le Néoprotérozoïque, le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de l'eau de mer a varié entre 0,7055 et 0,7080 (Figure VIII-3).

Un échantillon de calcite de Merelani a été analysé et a un rapport égal à 0,707470 (Tableau VIII-1). Cependant, pour que cette valeur soit utilisable, il faut que l'échantillon de calcite ne soit pas altéré par des fluides métamorphiques, diagénétiques ou météoriques qui modifieraient les concentrations et la composition isotopique du strontium. Jacobsen et Kaufman (1999) proposent plusieurs paramètres pour évaluer l'altération des minéraux, dont le plus efficient est le rapport Mn/Sr. Si l'échantillon présente un rapport supérieur à 2, il doit être considéré comme altéré. De même, afin de montrer qu'un échantillon n'a pas été altéré, des rapports Rb/Sr inférieurs à 5.10^{-3} et des concentrations en Sr supérieures à 150 ppm sont recommandés (Jacobsen et Kaufman, 1999). L'échantillon de calcite étudié contient 340 ppm de Mn, 299 ppm de Sr et 0 ppm de Rb (Tableau VIII-1), soit des rapports Mn/Sr et Rb/Sr respectivement égaux à 1,1 et 0. Les conditions de non altération sont donc remplies pour l'échantillon de calcite qui a donc probablement conservé le rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ de l'eau de mer au moment du dépôt

Minéral	Calcite	Tanzanite	Tanzanite	Tanzanite	Tanzanite	Tanzanite
Echantillon	*MC2*	*MT 1*	*MT 2*	*MT 3*	*ME 9*	*ME10*
Mn (ppm)	340	108	108	178	217	93
Rb (ppm)	< ld	< ld	< ld	0,38	1,42	0,95
Sr (ppm)	299	907	343	1476	1566	2899
Mn/Sr	1,137	0,120	0,316	0,121	0,138	0,032
Rb/Sr	0,000	0,000	0,000	<0,001	0,001	<0,001
$^{87}Rb/^{86}Sr$	nd	nd	nd	0,0007	0,0026	0,0009
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,707470	0,707315	0,707447	0,707603	0,707631	0,707564
2σ	0,000007	0,000008	0,000007	0,000008	0,000010	0,000010
$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{600Ma}$	nd	nd	nd	0,707597	0,707609	0,707556

Tableau VIII-1 : Composition isotopique du strontium de la calcite et des tanzanites de Merelani
< ld : sous la limite de détection; nd : non déterminé.

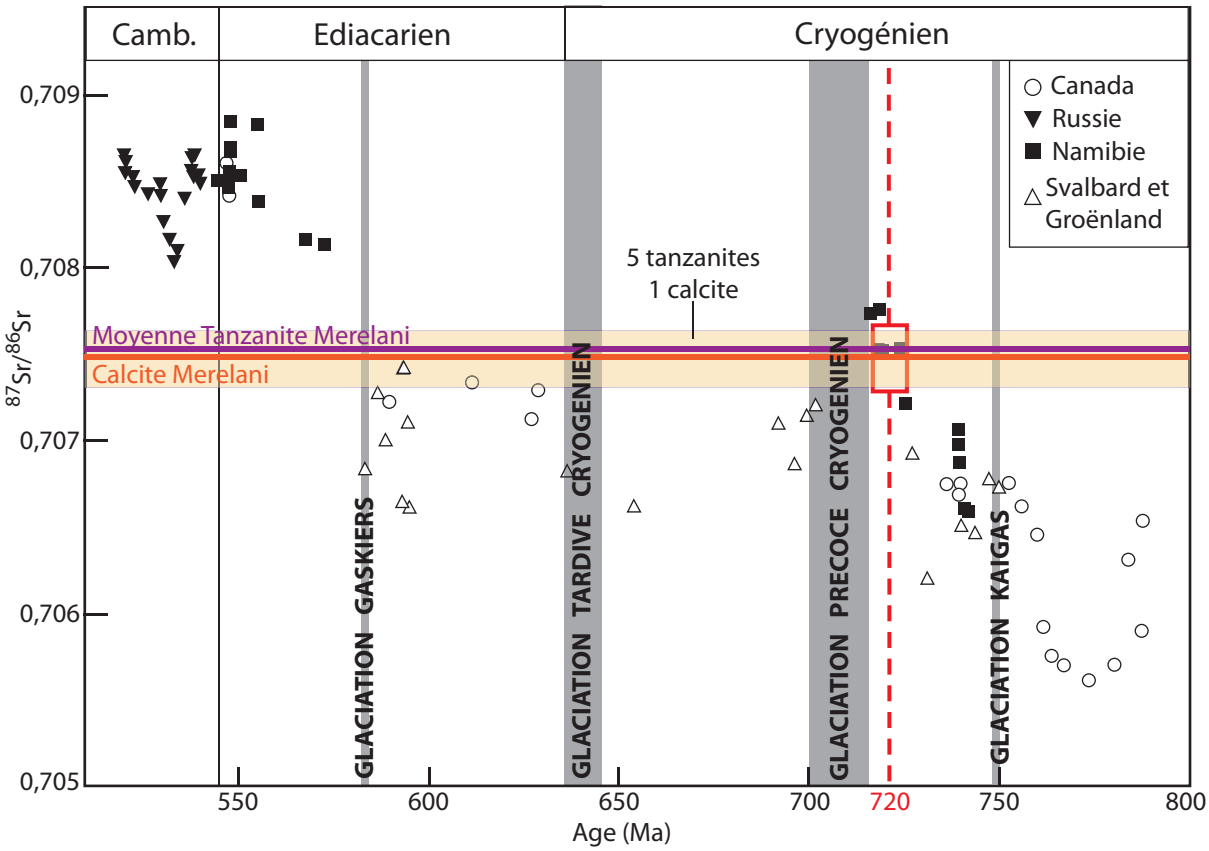


Figure VIII-3 : Composition isotopique du strontium de la calcite et des tanzanites de Merelani comparée aux valeurs enregistrées pendant le Néoprotérozoïque
Les valeurs enregistrées au Néoprotérozoïque sont issues de Jacobsen et Kaufman (1999). La zone colorée correspond à l'intervalle de l'ensemble des valeurs mesurées. Le $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la calcite et des tanzanites est caractéristique de celui de l'eau de mer à 720 Ma.

des protolithes. Il en est déduit, d'après la compilation de Jacobsen et Kaufman (1999), que ces protolithes se sont déposés vers 720 Ma (Figure VIII-3).

Cinq échantillons de tanzanite de Merelani ont également été analysés. La tanzanite est un minéral formé tardivement au cours du métamorphisme et de la métasomatose. En conséquence, il n'est pas possible d'utiliser les critères géochimiques (Mn, Sr, Rb) précédents pour évaluer son altération et un éventuel fractionnement isotopique. Cependant, le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ des tanzanites analysées est proche de celui de la calcite précédente (Tableau VIII-1), ce qui suggère que la composition isotopique du strontium de la tanzanite reflète celle de l'eau de mer, et donc que le strontium de la tanzanite est d'origine marine. Les âges de dépôt des protolithes estimés à partir du strontium de la tanzanite sont d'environ 720 Ma (Figure VIII-3).

8.1.5 Bilan des apports des données isotopiques

Les compositions isotopiques du carbone, du soufre et du strontium permettent ainsi d'estimer l'âge de dépôt des protolithes des roches associées aux minéralisations à tsavorite de Lemshuku et de Namalulu. Il apparaît que trois périodes se distinguent : (i) une première période vers 800 Ma; (ii) une deuxième période entre 770 et 730 Ma; (iii) une troisième période vers 720-700 Ma. Le $\delta^{13}C$ des graphites ne permet pas de favoriser l'une de ces périodes, en raison du peu de données mondiales disponibles pour le Néoprotérozoïque. Le $\delta^{13}C$ des carbonates privilégie des âges de dépôt compris entre 800 et 770 Ma ou entre 730 et 700 Ma, alors que le strontium des calcites et des tanzanites qui indiquent un âge voisin de 720 Ma. Il n'est donc pas possible de dater précisément l'âge de dépôt des protolithes, mais les compositions isotopiques du carbone, du soufre et du strontium indiquent tout de même que leur sédimentation s'est déroulée entre 800 et 700 Ma, et peut-être plus précisément dans l'intervalle 720-700 Ma.

La période vers 800 Ma correspond à l'anomalie de Bitter Springs alors que les deux autres périodes correspondent à des glaciations au Cryogénien. Ces trois périodes sont caractérisées par à une diminution nette du $\delta^{13}C$ des océans qui devient négatif. L'anomalie de Bitter Springs est due à la rotation de 55° des blocs continentaux appartenant au supercontinent Rodinia par rapport à l'axe de rotation de la Terre. Ce phénomène est nommé 'true polar wander'. Puis les continents ont repris leur position d'origine suite à une nouvelle rotation de 55° dans le sens inverse (Figure VIII-4). Ces évènements, datés entre 805 et 790 Ma, ont provoqué une diminution de la séquestration du carbone dans les océans, d'où les valeurs négatives de $\delta^{13}C$ (Maloof et al., 2005, 2006). De plus, le niveau des eaux a été modifié et les climats à la surface

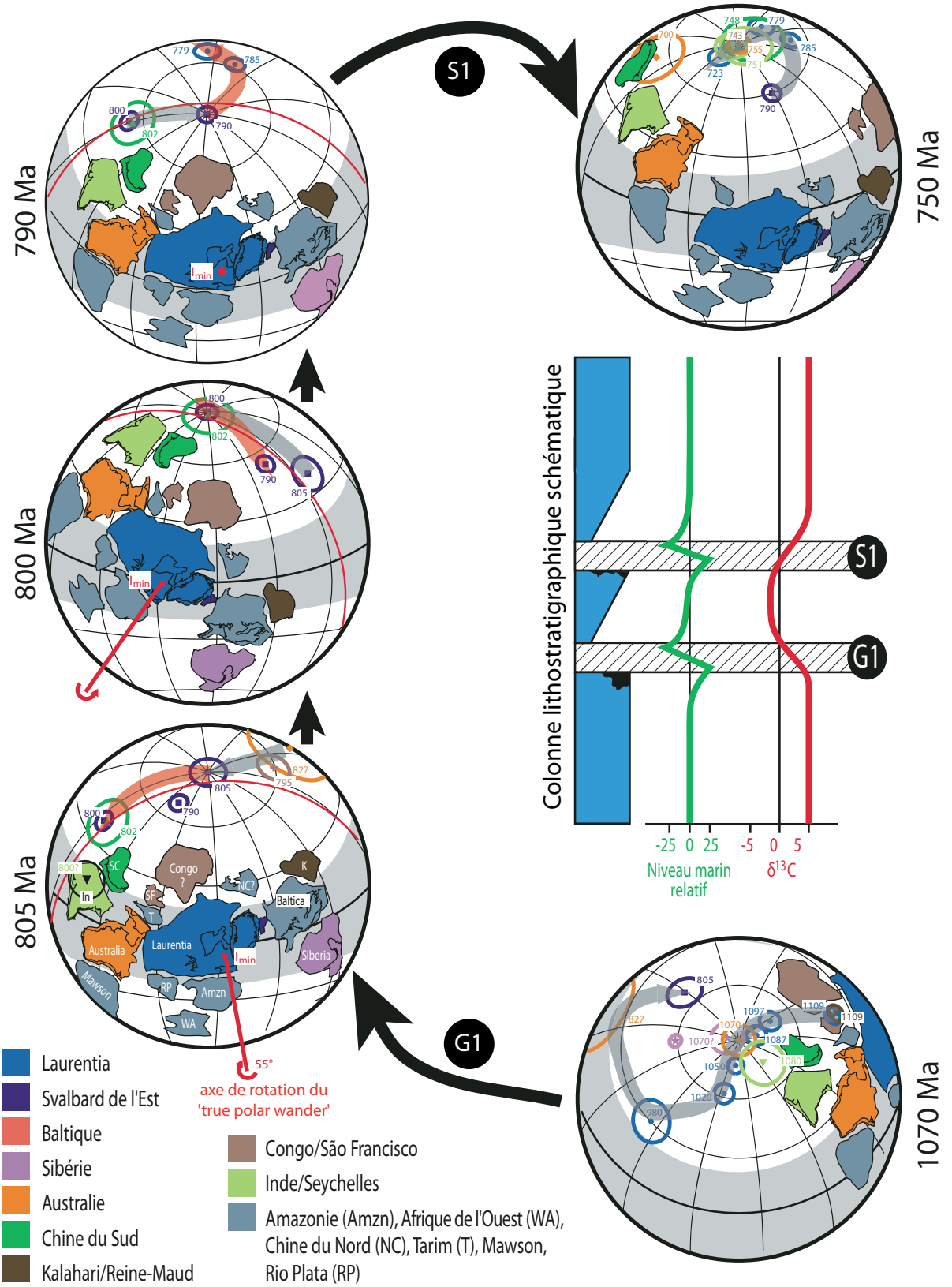


Figure VIII-4 : Reconstructions paléogéographiques du supercontinent Rodinia depuis 1070 Ma jusqu'à 750 Ma montrant les différentes étapes du 'true polar wander' et le début de fracturation du Rodinia (modifiée d'après Maloof et al., 2006)

Le 'true polar wander' (805-790 Ma) est marquée par une première rotation rapide de 55° de l'ensemble des continents qui sont alors affectés subitement par des climats différents. Après quelques millions d'années, les continents subissent une nouvelle rotation de 55° les ramenant à leur position initiale, ainsi qu'à des climats différents. Ces changements de climats influent sur la sédimentation anté- et post-rotation, et sont marqués par deux surfaces érosives nommées G1 et S1. Par ailleurs, le $\delta^{13}C$ marin diminue pendant le 'true polar wander', constituant l'anomalie de Bitter Springs.

des continents également. L'exemple connu est celui de l'Australie, qui est passé de latitudes tropicales à des latitudes subtropicales, faisant augmenter l'aridité à sa surface et permettant le dépôt d'évaporites (Alene et al., 2006; Maloof et al., 2006). D'après la représentation de Maloof et al. (2006), un processus similaire à celui observé en Australie a pu avoir lieu pour les cratons du Congo, de l'Inde et de Mawson (Antarctique de l'Ouest) impliqués dans la formation de la ceinture néoprotérozoïque métamorphique mozambicaine porteuse des gisements de tsavorite (Figure VIII-4).

La période entre 800 et 700 Ma est récente pour l'âge de la sédimentation par rapport à ce qui est trouvé généralement dans la littérature. Au Kenya et en Tanzanie, il est considéré que le dépôt des protolithes remonte à plus de 850 Ma (e.g. Key et al., 1989; Mosley, 1993; Meert, 2003; voir Chapitre II). Il est vrai que les données sur les compositions isotopiques antérieures à la fin du Néoprotérozoïque sont peu nombreuses, et donc que les remarques précédentes soient biaisées. Cependant, en Ethiopie qui appartient au bouclier arabo-nubien (BAN), le groupe Tambien composé de métasédiments clastiques et carbonatés s'est déposé entre 800 et 735 Ma, d'après les compositions isotopiques du carbone des carbonates et de la matière organique, combinées aux rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Alene et al., 2006). De plus, la période 800-700 Ma est considérée par Meert (2003) comme étant la période d'accrétion des arcs magmatiques, ce qui n'interdit pas la sédimentation de protolithes; de même cet auteur indique que la phase de subduction-obduction-collision ne s'initie qu'à partir de 750 Ma, ce qui n'interdit pas la sédimentation des protolithes. L'âge minimum de dépôt des protolithes est contraint par le pic de métamorphisme relevé à 640 ± 20 Ma d'après la compilation de Meert (2003).

8.2 Les datations U-Th-Pb sur monazites : la datation du métamorphisme

Quelques monazites présentes dans les gneiss à grenat et biotite (GAB) et les gneiss graphiteux quartzo-feldspathiques (GGQF) de Lemshuku ont été datées par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique. Les monazites des roches métapélitiques se forment généralement au cours d'un métamorphisme de faciès amphibolite lors de la déstabilisation d'apatite ou d'allanite (e.g. Smith et Barreiro, 1990; Pan, 1997). Elles préservent leur âge de formation jusqu'à 850°C dans des conditions anhydres empêchant leur recristallisation (Bingen et van Breemen, 1998). Il est actuellement possible d'estimer l'âge de cristallisation de la monazite et du(es) métamorphisme(s) associé(s) à partir des mesures de leur concentration en U, Th et Pb (et d'éventuelles zonations chimiques) à la microsonde électronique. Le protocole utilisé dans ce travail est celui exposé dans Montel et al. (1996). Trois cristaux issus d'un GAB (échantillon

ROCHE		**JF120**							**JF120**				
ECHANTILLON		***Mnz1***							***Mnz2***				
P_2O_5	*%poids*	29,73	29,93	30,03	27,95	29,89	28,14	28,80	29,80	29,64	30,26	30,21	30,09
SiO_2		0,54	0,49	0,24	1,59	0,46	1,39	0,97	0,44	0,66	0,25	0,24	0,29
UO_2		0,20	0,42	0,53	0,35	0,43	0,23	0,22	0,36	0,25	0,32	0,37	0,38
ThO_2		4,68	7,76	4,52	12,61	5,87	11,52	7,72	5,64	6,00	5,73	5,46	5,82
Y_2O_3		0,46	1,15	0,49	0,30	0,87	0,68	0,53	0,22	0,61	0,64	0,18	0,17
La_2O_3		18,57	16,33	17,88	17,47	17,56	16,56	18,07	17,71	18,13	17,44	18,00	17,78
Ce_2O_3		31,59	28,75	30,64	26,98	30,39	27,20	29,68	30,34	30,40	30,38	30,64	30,19
Pr_2O_3		3,32	3,16	3,24	2,80	3,03	2,89	3,07	3,22	3,07	3,14	3,18	3,30
Nd_2O_3		9,53	9,77	10,11	8,33	9,59	9,01	9,16	9,75	9,67	9,73	9,73	9,43
Sm_2O_3		1,10	1,33	1,31	1,01	1,23	1,29	1,17	1,23	1,25	1,20	1,27	1,12
Gd_2O_3		0,61	0,91	0,80	0,61	0,74	0,80	0,62	0,65	0,75	0,73	0,71	0,79
CaO		0,64	1,40	0,96	1,34	1,04	1,32	0,93	1,18	0,86	1,19	1,12	1,25
PbO		0,14	0,25	0,18	0,38	0,20	0,33	0,22	0,18	0,18	0,18	0,18	0,19
Total		101,10	101,64	100,92	101,74	101,29	101,37	101,15	100,71	101,47	101,18	101,29	100,80
P^{5+}	*apfu*	3,920	3,919	3,957	3,736	3,927	3,762	3,833	3,935	3,900	3,965	3,964	3,962
Si^{4+}		0,084	0,076	0,038	0,251	0,071	0,220	0,152	0,069	0,102	0,039	0,038	0,046
U^{4+}		0,007	0,014	0,018	0,012	0,015	0,008	0,008	0,012	0,009	0,011	0,013	0,013
Th^{4+}		0,166	0,273	0,160	0,453	0,207	0,414	0,276	0,200	0,212	0,202	0,193	0,206
Y^{3+}		0,038	0,095	0,041	0,025	0,072	0,057	0,044	0,019	0,051	0,052	0,015	0,014
La^{3+}		1,067	0,931	1,027	1,018	1,005	0,965	1,048	1,019	1,039	0,996	1,029	1,020
Ce^{3+}		1,801	1,628	1,746	1,560	1,726	1,573	1,708	1,733	1,730	1,722	1,739	1,719
Pr^{3+}		0,190	0,179	0,185	0,162	0,172	0,167	0,176	0,184	0,175	0,178	0,180	0,188
Nd^{3+}		0,530	0,539	0,562	0,470	0,532	0,508	0,514	0,543	0,536	0,538	0,539	0,524
Sm^{3+}		0,059	0,071	0,070	0,055	0,066	0,070	0,063	0,066	0,067	0,064	0,068	0,060
Gd^{3+}		0,032	0,046	0,041	0,032	0,038	0,042	0,032	0,033	0,038	0,038	0,036	0,041
Ca^{2+}		0,106	0,231	0,160	0,227	0,172	0,223	0,156	0,197	0,143	0,197	0,186	0,209
Pb^{2+}		0,006	0,010	0,008	0,016	0,008	0,014	0,009	0,008	0,008	0,007	0,007	0,008
Total		8,005	8,013	8,012	8,018	8,011	8,023	8,021	8,018	8,010	8,008	8,007	8,009
Age (Ma)		630	637	672	650	637	631	616	622	618	612	625	626

ROCHE		**JF120**											
ECHANTILLON		***Mnz3***											
P_2O_5	*%poids*	29,81	28,23	28,35	28,54	29,95	29,61	29,95	27,88	28,19	29,25	29,39	29,71
SiO_2		0,28	1,46	1,27	1,10	0,57	0,31	0,29	1,49	1,43	0,77	0,73	0,31
UO_2		0,37	0,28	0,27	0,25	0,37	0,37	0,40	0,23	0,25	0,21	0,19	0,39
ThO_2		5,01	12,07	10,98	9,63	5,25	5,10	5,70	11,93	11,71	6,96	6,24	5,40
Y_2O_3		0,61	0,66	0,79	0,66	0,75	0,50	1,15	0,64	0,74	0,63	0,56	0,71
La_2O_3		17,86	16,27	16,39	16,83	17,81	17,98	17,28	16,50	16,21	17,67	18,27	17,53
Ce_2O_3		30,59	27,08	27,18	28,34	30,72	30,58	29,90	26,91	27,09	29,95	30,27	30,23
Pr_2O_3		3,25	2,99	2,90	2,98	3,28	3,30	3,17	2,92	2,86	3,15	3,09	3,07
Nd_2O_3		9,57	9,08	8,95	9,22	9,48	9,37	9,39	8,66	8,84	9,43	9,20	9,43
Sm_2O_3		1,11	1,24	1,24	1,26	1,20	1,27	1,23	1,13	1,28	1,18	1,11	1,20
Gd_2O_3		0,68	0,77	0,88	0,75	0,64	0,68	0,81	0,86	0,81	0,74	0,70	0,65
CaO		1,07	1,35	1,40	1,21	0,98	1,10	1,15	1,43	1,34	0,94	0,85	1,14
PbO		0,18	0,32	0,31	0,27	0,18	0,18	0,19	0,34	0,33	0,20	0,20	0,19
Total		100,38	101,80	100,91	101,03	101,18	100,33	100,61	100,92	101,08	101,06	100,81	99,95
P^{5+}	*apfu*	3,948	3,758	3,790	3,811	3,926	3,933	3,949	3,746	3,769	3,875	3,892	3,948
Si^{4+}		0,044	0,230	0,201	0,173	0,088	0,049	0,045	0,237	0,226	0,120	0,115	0,048
U^{4+}		0,013	0,010	0,009	0,009	0,013	0,013	0,014	0,008	0,009	0,007	0,007	0,014
Th^{4+}		0,178	0,432	0,394	0,345	0,185	0,182	0,202	0,431	0,421	0,248	0,222	0,193
Y^{3+}		0,051	0,056	0,066	0,056	0,062	0,042	0,095	0,054	0,062	0,052	0,046	0,059
La^{3+}		1,030	0,944	0,954	0,979	1,017	1,041	0,993	0,966	0,944	1,020	1,054	1,015
Ce^{3+}		1,752	1,559	1,571	1,636	1,741	1,757	1,705	1,564	1,566	1,716	1,734	1,737
Pr^{3+}		0,186	0,172	0,168	0,172	0,186	0,190	0,181	0,170	0,165	0,180	0,177	0,176
Nd^{3+}		0,535	0,510	0,505	0,519	0,524	0,525	0,522	0,491	0,499	0,527	0,514	0,529
Sm^{3+}		0,060	0,067	0,068	0,068	0,064	0,069	0,066	0,062	0,070	0,064	0,060	0,065
Gd^{3+}		0,035	0,040	0,046	0,039	0,033	0,035	0,042	0,045	0,042	0,038	0,036	0,034
Ca^{2+}		0,179	0,227	0,237	0,205	0,163	0,184	0,191	0,242	0,227	0,157	0,142	0,191
Pb^{2+}		0,008	0,014	0,013	0,011	0,008	0,008	0,008	0,014	0,014	0,008	0,009	0,008
Total		8,019	8,018	8,022	8,023	8,010	8,027	8,013	8,030	8,015	8,013	8,007	8,017
Age (Ma)		675	581	622	602	661	660	646	627	614	614	694	670

Tableau VIII-2 : Composition chimique des monazites du GAB JF120 et âges obtenus avec la datation U-Th-Pb à la microsonde électronique

ROCHE		JF136a											
ECHANTILLON		*Mnz1*											
P_2O_5	*%poids*	27,76	28,13	29,19	27,75	27,67	27,48	27,82	27,53	28,68	28,42	27,99	27,81
SiO_2		1,91	1,72	1,52	1,90	2,13	1,92	1,88	2,09	1,43	4,74	1,81	1,81
UO_2		0,90	1,00	0,58	0,94	1,35	0,81	0,90	1,36	1,49	0,83	0,91	0,90
ThO_2		11,72	11,67	9,97	11,58	13,93	11,28	11,16	16,39	14,53	10,86	11,16	11,10
Y_2O_3		3,57	3,82	3,05	3,51	4,19	3,37	3,51	3,01	3,94	3,52	3,63	3,49
La_2O_3		12,44	12,12	13,51	12,71	11,56	13,06	12,67	11,62	11,30	12,38	12,55	12,87
Ce_2O_3		22,83	22,60	23,89	22,94	21,59	23,20	23,03	21,52	20,99	22,05	22,99	23,14
Pr_2O_3		3,20	3,19	3,27	3,14	2,83	2,99	3,17	2,84	2,84	2,70	3,33	3,33
Nd_2O_3		11,29	11,13	11,33	11,27	10,25	11,12	11,35	9,48	9,83	10,40	11,37	11,28
Sm_2O_3		2,10	2,07	2,10	2,05	2,02	2,07	2,13	1,70	1,82	1,93	2,12	2,09
Gd_2O_3		1,92	1,78	1,79	1,81	1,81	1,82	1,92	1,46	1,69	1,53	1,84	1,72
CaO		1,10	1,30	1,17	1,11	1,49	1,04	1,04	2,02	2,33	1,40	1,08	1,08
PbO		0,40	0,42	0,31	0,40	0,51	0,38	0,38	0,58	0,53	0,32	0,39	0,39
Total		101,13	100,94	101,70	101,09	101,32	100,52	100,94	101,59	101,39	101,07	101,17	100,99
P^{5+}	*apfu*	3,698	3,733	3,808	3,698	3,671	3,687	3,707	3,666	3,772	3,595	3,717	3,707
Si^{4+}		0,300	0,270	0,235	0,299	0,333	0,305	0,295	0,329	0,222	0,708	0,284	0,286
U^{4+}		0,032	0,035	0,020	0,033	0,047	0,028	0,031	0,048	0,051	0,028	0,032	0,032
Th^{4+}		0,419	0,416	0,350	0,415	0,497	0,407	0,400	0,587	0,514	0,369	0,398	0,398
Y^{3+}		0,299	0,319	0,250	0,294	0,349	0,284	0,294	0,252	0,325	0,280	0,303	0,292
La^{3+}		0,722	0,701	0,768	0,738	0,669	0,764	0,736	0,674	0,648	0,682	0,726	0,747
Ce^{3+}		1,315	1,297	1,348	1,322	1,239	1,347	1,327	1,239	1,194	1,206	1,320	1,334
Pr^{3+}		0,185	0,183	0,184	0,181	0,162	0,174	0,183	0,163	0,161	0,148	0,191	0,192
Nd^{3+}		0,634	0,623	0,624	0,633	0,574	0,629	0,638	0,533	0,545	0,555	0,637	0,634
Sm^{3+}		0,114	0,112	0,112	0,111	0,109	0,113	0,116	0,092	0,097	0,099	0,115	0,113
Gd^{3+}		0,100	0,092	0,091	0,094	0,094	0,096	0,100	0,076	0,087	0,076	0,096	0,090
Ca^{2+}		0,185	0,219	0,194	0,187	0,251	0,176	0,176	0,341	0,388	0,224	0,181	0,182
Pb^{2+}		0,017	0,018	0,013	0,017	0,021	0,016	0,016	0,024	0,022	0,013	0,016	0,017
Total		8,018	8,016	7,996	8,021	8,017	8,026	8,017	8,023	8,027	7,981	8,016	8,023
Age (Ma)		644	661	620	633	645	636	628	645	641	553	642	648

Tableau VIII-3 : Composition chimique des monazites du GGQF JF136a et âges obtenus avec la datation U-Th-Pb à la microsonde électronique

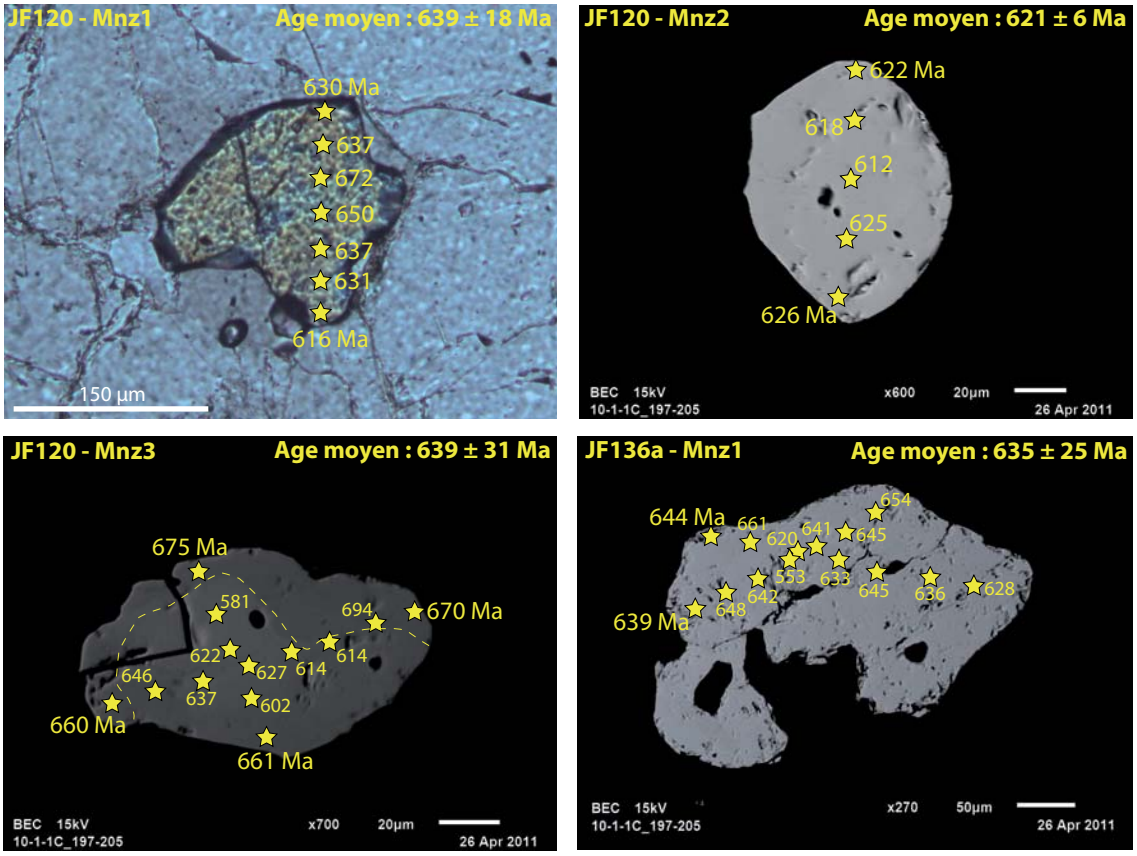


Figure VIII-5 : Locaalisation des mesures effectuées à la microsonde électronique sur les monazites et âges obtenus avec la datation U-Th-Pb

JF120) et un cristal provenant d'un GGQF (échantillon JF136) ont été ainsi analysés (Tableaux VIII-2 et VIII-3).

Les cristaux de monazite sont associés à du quartz et des feldspaths, et ils ont une taille variant de quelques dizaines à plusieurs centaines de micromètres (Figure VIII-5). Ils ne présentent pas de zonation chimique visible au microscope électronique à balayage (MEB), bien qu'une légère zonation puisse cependant être observée pour le cristal Mnz3 de l'échantillon JF120 (Figure VIII-5). Cependant, l'étude détaillée révèle des variations de teneur pour certains éléments. Les monazites du GAB ont une composition différente de celles du GGQF. La concentration en ThO_2 varie de 4,52 à 12,61 %poids dans le GAB, alors qu'elle est de 9,97 à 16,39 %poids dans le GGQF. Dans le GAB, les monazites contiennent plus de Ce_2O_3 (26,91-31,59 %poids) et de La_2O_3 (16,21-18,57 %poids) que dans le GGQF (respectivement 20,99-23,14 %poids; 11,30-13,51 %poids). A l'inverse, les monazites du GGQF sont plus légèrement enrichies en Y, Si, Sm, Gd, Ca, U et Pb. Les teneurs en uranium et en plomb sont faibles pour chaque monazite : (i) 0,20-0,53 %poids UO_2 et 0,14-0,38 %poids PbO dans le GAB; (ii) 0,81-1,49 %poids UO_2 et 0,31-0,58 %poids PbO dans le GGQF.

Les âges calculés à partir des analyses des monazites sont reportés dans les tableaux VIII-2 et VIII-3 et sur la figure VIII-5. L'absence de zonation chimique visible, malgré quelques hétérogénéités indépendantes de leur position dans le cristal, et la faible disparité des âges indiquent que les monazites ont gardé la trace que d'un seul évènement géologique. Les âges moyens calculés pour chaque chaque cristal sont compris entre 621 et 639 Ma, avec une moyenne pour les quatre cristaux de 634 ± 22 Ma, ce qui correspond à leur formation pendant le pic de métamorphisme affectant les roches de la région de Lemshuku, et le nord-est de la Tanzanie par extension.

L'âge du métamorphisme obtenu sur les monazites est concordant avec ceux trouvés dans la littérature. L'orogenèse d'Afrique de l'Est (OAE) s'est déroulée entre 750 et 620 Ma selon la compilation de Meert (2003). Dans le nord-est de la Tanzanie et le sud-est du Kenya, le pic du métamorphisme de faciès amphibolite supérieur à granulite, associé à l'EAO, a été estimé à 640 Ma avec les méthodes SHRIMP U-Pb sur zircon métamorphique et Sm-Nd sur almandin (Hauzenberger et al., 2007). De nombreuses données sur l'âge du métamorphisme pan-africain ont été acquises dans les complexes granulitiques de l'est de la Tanzanie : (i) à Furua, Coolen et al. (1982) trouvent un âge de 652 ± 10 Ma (datation U-Pb sur zircon) pour des roches du faciès granulite, et de même Andriessen et al. (1985) obtiennent des âges compris entre 614 et 655 Ma avec la méthode de datation K-Ar sur hornblende; (ii) à Uluguru, les

granulites sont datées à 630 Ma par la méthode Ar-Ar sur hornblende (Maboko et al., 1989), à 695 ± 4 Ma par datation U-Pb sur zircon (Muhongo et Lenoir, 1994), à 633 ± 7 et 618 ± 16 Ma par Sm-Nd sur almandin (Maboko et Nakamura, 1995), et entre 638 et 642 Ma par évaporation Pb-Pb et SHRIMP sur zircon (Muhongo et al., 2001); (iii) à Wami, Muhongo et al. (2001) ont daté le métamorphisme par évaporation Pb-Pb et SHRIMP sur zircon à 641,2 ± 0,9 Ma. Des datations acquises sur monazite ont été effectuées sur des métapélites des régions d'Uluguru et d'Usambara et indiquent que le métamorphisme a eu lieu respectivement entre 653 et 625 Ma et entre 630 et 625 Ma (Möller et al., 2000).

Les âges de la littérature confirment ainsi que l'âge de 634 ± 22 Ma obtenu sur les monazites de Lemshuku correspond bien à l'âge du métamorphisme affectant les roches de la région de Lemshuku.

8.3 La datation Sm-Nd sur tsavorites : la datation de la minéralisation

La datation Sm-Nd sur grenats est de plus en plus courante de nos jours grâce aux progrès technologiques permettant d'obtenir de bonnes précisions sur les mesures de concentration en Sm et Nd, et surtout sur les mesures de composition isotopique du Nd (rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$) par spectrométrie de masse. Cette technique est généralement utilisée pour les grenats des granulites et des éclogites. Dans ce travail, et pour la première fois, quatre cristaux de tsavorite issus des gisements de la ceinture plissée de Lelatema (Lemshuku, Namalulu, Merelani, Kimwengan) ont été datés par Sm-Nd. Ces tsavorites proviennent de veines de quartz.

L'analyse par ICP-MS des quatres tsavorites est donnée dans le chapitre V. Les teneurs en Sm et en Nd sont comprises respectivement entre 8,09 et 18,5 ppm et entre 6,04 et 11,8 ppm (Tableau VIII-4). L'âge isochrone calculé pour ces tsavorites est de 606 ± 36 Ma (MSWD = 1,5; Figure VIII-6a). Cet âge correspond à l'âge de formation des tsavorites dans les veines de quartz, et par conséquent il correspond également à l'âge de la métasomatose calcique associée.

Un autre âge Sm-Nd a été calculé en rajoutant les analyses de cinq tanzanites (Tableau VIII-4) issues de Merelani aux analyses des quatre tsavorites. L'isochrone obtenue donne un âge de 623 ± 18 Ma (MSWD = 0,87; Figure VIII-6b). Cet âge est légèrement plus élevé que l'âge obtenu avec les seules tsavorites, mais il est comparable si l'on tient compte des limites d'erreur. Cette isochrone de 9 points est d'ailleurs meilleure sur le plan statistique que l'isochrone de 4 points puisque le MSWD est plus faible : il est de 0,87 avec 9 points, alors qu'il est de 1,5 avec 4 points. Par ailleurs, ces deux âges sont postérieurs à l'âge du pic de métamor-

GISEMENT	*Echantillon*	Minéral	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2σ	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{600Ma}$	ε_{Nd} (600Ma)
LEMSHUKU	*LEM-2*	Tsavorite	8.091	6.036	0.811	0.514997	0.000007	0.511808	-1.11
NAMALULU	*N7*	Tsavorite	18.49	11.75	0.952	0.515690	0.000007	0.511945	1.57
KIMWENGAN	*KIM*	Tsavorite	8.806	11.33	0.470	0.513672	0.000007	0.511823	-0.81
MERELANI	*MED*	Tsavorite	9.228	14.01	0.398	0.513443	0.000011	0.511876	0.23
MERELANI	*MT 1*	Tanzanite	9.15	30.8	0.180	0.512489	0.000010	0.511783	-1.60
	MT 2	Tanzanite	11.9	33.2	0.217	0.512640	0.000007	0.511788	-1.50
	MT 3	Tanzanite	17.8	60.7	0.177	0.512496	0.000007	0.511799	-1.29
	ME 9	Tanzanite	19.8	71.0	0.169	0.512468	0.000008	0.511805	-1.17
	ME 10	Tanzanite	18.2	73.1	0.151	0.512377	0.000005	0.511785	-1.56

Tableau VIII-4 : Données isotopiques samarium-néodyme des tsavorites et des tanzanites de la ceinture plissée de Lelatema en Tanzanie

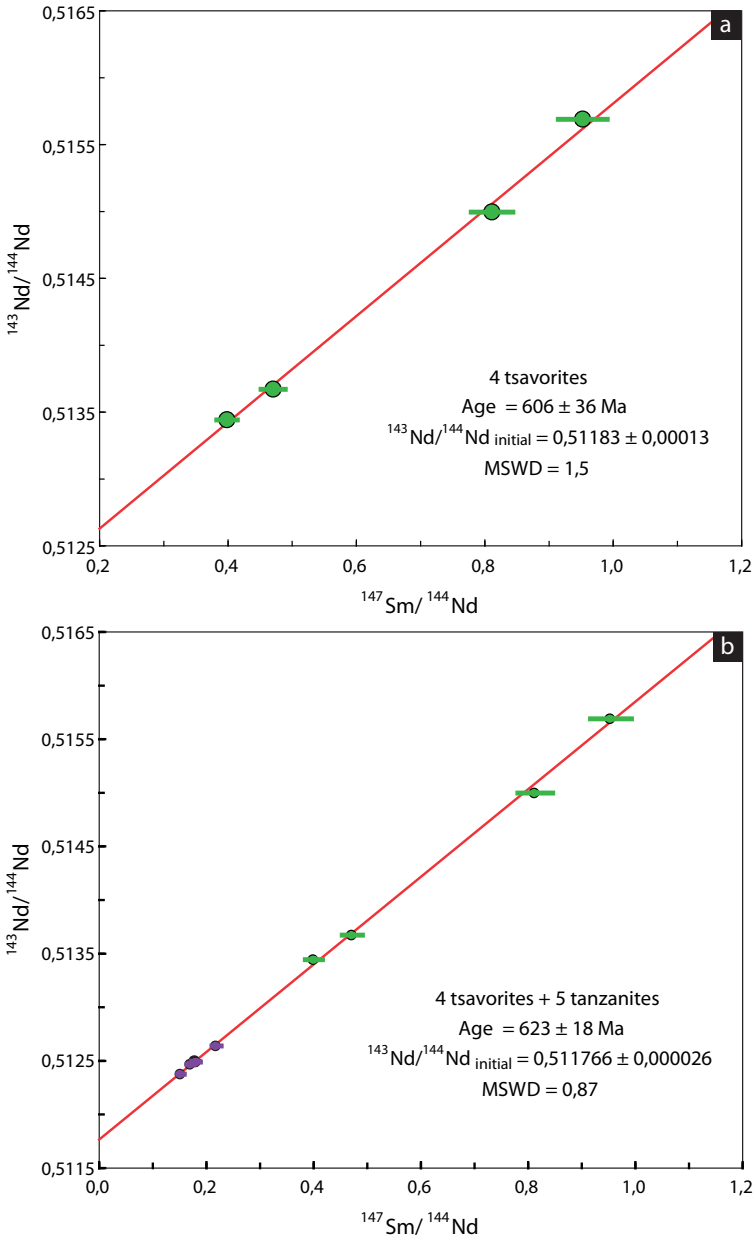


Figure VIII-6 : Diagrammes isochrones Sm-Nd indiquant l'âges des minéralisations à tsavorite de la ceinture plissée de Lelatema (Lemshuku, Namalulu, Merelani, Kimwengan)
a) Calcul réalisé à partir de quatre tsavorites. b) Calcul réalisé à partir de quatre tsavorites et de cinq tanzanites.

phisme, indiquant que la formation de la tsavorite des veines de quartz et de la tanzanite, ainsi que la métasomatose calcique associée, ont eu lieu au cours du métamorphisme rétrograde.

La valeur de la composition isotopique initiale du Nd, exprimée sous la forme de ε_{Nd}, est égale à -0,68 pour l'isochrone des quatre tsavorites ou à -1,93 en considérant l'isochrone des quatre tsavorites et des cinq tanzanites. Ces deux valeurs sont comprises dans l'intervalle des valeurs de ε_{Nd} calculé individuellement pour chaque tsavorite et chaque tanzanite pour un âge de 600 Ma ($-1,60 < \varepsilon_{Nd} < +1,57$; Tableau VIII-4), en tenant compte des erreurs sur le ε_{Nd} estimées à ± 0,3-0,4. Ces compositions isotopiques initiales ne sont donc pas très négatives, indiquant que le Nd ne provient pas d'une vieille croûte continentale (cratons du Congo et du Kalahari).

A ce jour, la seule datation indirecte de la minéralisation à tsavorite a été réalisée par Malisa (1987), en utilisant la méthode $^{207}Pb/^{206}Pb$ réalisée sur une uraninite de Merelani. Il trouve ainsi un âge de 600 Ma, très proche de celui obtenu par Sm-Nd sur les quatre tsavorites de la ceinture plissée de Lelatema, confirmant que les tsavorites des veines de quartz se sont formées vers 606-600 Ma.

La tanzanite, qui se forme peu après la tsavorite, a été datée à 585 ± 28 Ma à Merelani par la méthode des traces de fission (Naeser et Saul, 1974). Cet âge est plus jeune que celui obtenu pour les cinq tanzanites combinées aux quatre tsavorites. Ce résultat est conforme à l'utilisation de cette méthode de datation car la température de fermeture est nettement plus basse dans le cas des traces de fission. Cet âge correspond donc à un âge minimal de formation des tanzanites. La tanzanite se forme après la tsavorite (et généralement à partir de la tsavorite), même s'il est probable que leurs cristallisations respectives ne soient séparées que de quelques millions d'années. En considérant l'âge de formation des tsavorites de veines de quartz, il apparaît que la tanzanite de la ceinture plissée de Lelatema se forme entre 623 et 585 Ma, et plus probablement entre 606 et 585 Ma.

8.4 Les datations Ar-Ar sur micas : la datation du refroidissement

La datation ^{40}Ar-^{39}Ar sur micas fournit des indications sur l'âge de fermeture du système radiogénique des micas du bâti métamorphique associé à la tsavorite. La température de fermeture du système radiogénique Ar-Ar des micas est estimée à 310-380°C pour la biotite (Grove et Harrison, 1996), 420-490°C pour la muscovite (Harrison et al., 2009) et ~450°C pour la phlogopite (Reiners et Brandon, 2006). Ces températures sont inférieures à celle de cristal-

GISEMENT		**LEMSHUKU**	**NAMALULU**	**MERELANI**
Echantillon		***JF090***	***JF097-MB***	***KMVGG-08***
Encaissant		*GGMF*	*Marbre*	*GGM*
Mica		Muscovite	Muscovite	Muscovite
Nombre d'analyses		2	5	4
SiO_2	*%poids*	47,52	46,88	47,72
TiO_2		1,87	1,33	1,33
Al_2O_3		33,23	34,78	34,39
Cr_2O_3		0,10	0,00	0,00
V_2O_3		1,18	0,00	0,82
FeO		0,00	1,23	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00
MgO		2,00	1,28	1,89
CaO		0,00	0,00	0,00
BaO		0,00	0,00	0,00
Na_2O		0,32	0,51	0,39
K_2O		10,19	10,41	10,01
NiO		0,00	0,00	0,00
F		0,00	0,00	0,00
Cl		0,00	0,00	0,00
H_2O*		4,58	4,56	4,60
-O=F		0,00	0,00	0,00
-O=Cl		0,00	0,00	0,00
Total		100,98	100,98	101,15
Si	*apfu*	6,225	6,165	6,219
^{iv}Al		1,775	1,835	1,781
^{vi}Al		3,357	3,554	3,501
Ti		0,184	0,131	0,130
Cr		0,010	0,000	0,000
V		0,124	0,000	0,086
Fe^{2+}		0,000	0,136	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000
Mg		0,391	0,251	0,367
Ni		0,000	0,000	0,000
∑*Oct*		*4,066*	*4,072*	*4,084*
Ca		0,000	0,000	0,000
Ba		0,000	0,000	0,000
Na		0,081	0,129	0,100
K		1,703	1,746	1,665
∑*Int*		*1,784*	*1,875*	*1,765*
F		0,000	0,000	0,000
Cl		0,000	0,000	0,000
OH		4,000	4,000	4,000
Total		17,850	17,947	17,849
XMg		1	0,65	1

Tableau VIII-5 : Composition chimique des muscovites utilisées pour les datations Ar-Ar

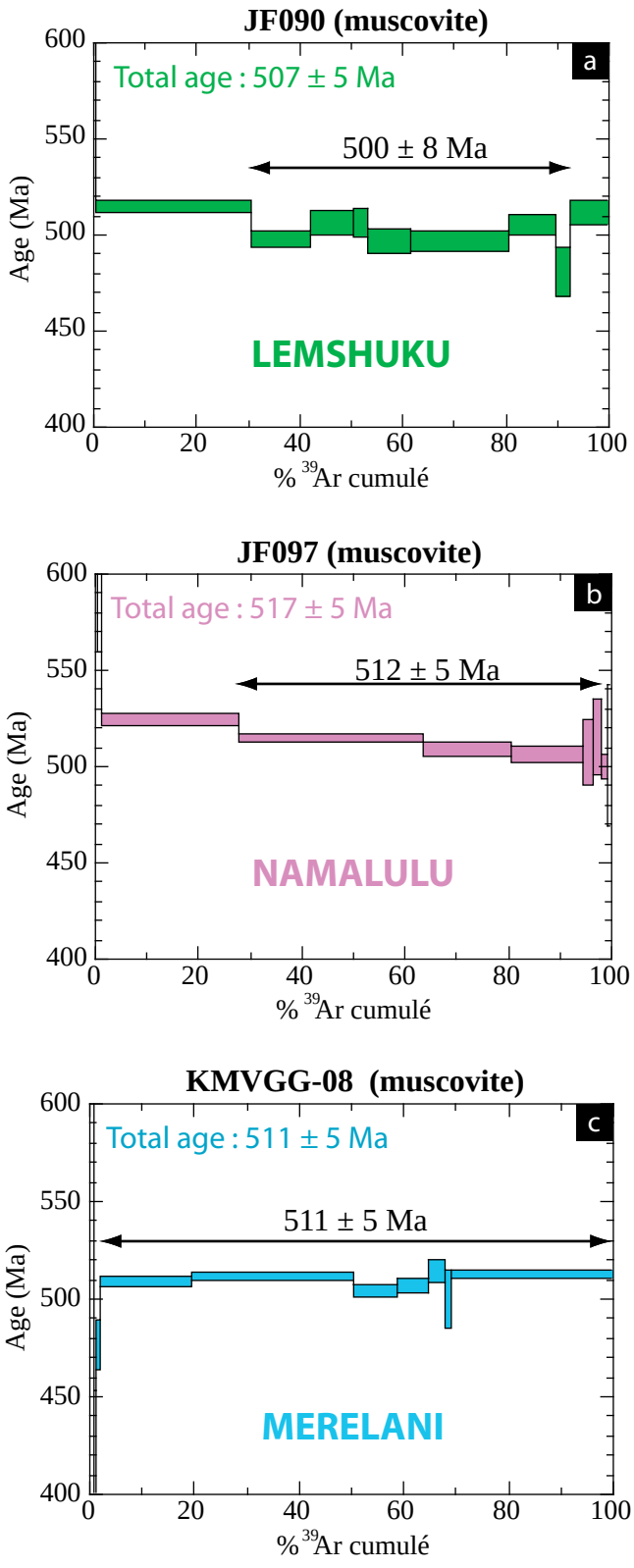


Figure VIII-7 : Spectres d'âge Ar-Ar réalisés sur muscovite

lisation de la tsavorite (voir Chapitre VI). En conséquence, les âges mesurés représentent des âges de refroidissement du bâti métamorphique, et ils doivent être interprétés comme des âges minimum de formation de la tsavorite. Dans le présent travail, des muscovites, des biotites et des phlogopites issues des gneiss graphiteux métasomatisés et des roches calco-silicatées de Lemshuku, Namalulu et Merelani ont été sélectionnées. Bien que de nombreux échantillons aient été préparés, la majorité des micas analysés n'a malheureusement pas donné de résultats exploitables, et seulement trois muscovites fournissent un âge-plateau exploitable. Ceci est en partie la conséquence d'une altération partielle de ces micas et d'une forte excitation de leur surface pendant l'irradiation neutronique qui n'a pas permis de les chauffer régulièrement sous le faisceau du laser, les grains quittant leur creuset sous l'effet du chauffage.

La composition des muscovites est donnée dans le tableau VIII-5. La muscovite issue des GGMF de Lemshuku a donné un âge de plateau à 500 ± 8 Ma (Figure VIII-7a), alors que la muscovite extraite d'un marbre de Namalulu est datée à 512 ± 5 Ma (Figure VIII-7b). La muscovite provenant d'un gneiss graphiteux issu du gisement de tsavorite de Merelani a donné un âge de 511 ± 5 Ma (Figure VIII-7c). Ces trois âges sont basés sur des plateaux correspondant respectivement à 62%, 66% et 98% d'^{39}Ar libéré. Les muscovites associées aux trois gisements de tsavorite localisés dans la ceinture plissée de Lelatema ont donc des âges de fermeture de leur système radiogénique Ar-Ar concordants, entre 500 et 512 Ma.

Il a été reporté dans le chapitre II que le refroidissement dans la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine (CMNM) a commencé vers 600 Ma dans le bouclier arabo-nubien et s'est propagé du nord au sud. Il se serait initié vers 500 Ma au Sri Lanka et en Antarctique de l'Est. Meert (2003) estime que le refroidissement a débuté vers 550 Ma au Kenya et en Tanzanie, en se basant sur une compilation de données disponibles dans la littérature. Des biotites issues de roches métamorphisées dans le faciès amphibolite et contenues dans les formations de la CMNM en Tanzanie ont donné des âges de refroidissement compris entre 648 et 490 Ma (Maboko, 2000). Les rutiles des granulites de Pare, Usambara et Uluguru indiquent, par la méthode de datation ^{207}Pb/^{235}U-^{206}Pb/^{238}U, que le refroidissement a eu lieu entre 550 et 500 Ma (Möller et al., 2000).

Ainsi, les données acquises sur les micas de Lemshuku, Namalulu et Merelani correspondent bien aux âges de refroidissement du bâti métamorphique encaissant les minéralisations à tsavorite.

8.5 Conclusion

Les divers outils de datation ont permis de dater chaque étape de l'histoire des roches de la ceinture plissée de Lelatema. Les protolithes des roches se sont déposés dans l'océan mozambicain entre 800 et 700 Ma d'après les données isotopiques du carbone, du soufre et du strontium issues des gisements de tsavorite de Lemshuku, Namalulu et Merelani. Puis, lors de l'orogenèse est-africaine, ces sédiments ont été métamorphisés dans le faciès amphibolite supérieur à granulite, dont le pic est daté à 634 ± 22 Ma en s'appuyant sur les datations U-Th-Pb sur des monazites de Lemshuku. La minéralisation à tsavorite, de type veine de quartz, s'est formée à 606 ± 36 Ma, selon les analyses Sm-Nd sur les tsavorites issues des différents gisements de la ceinture plissée de Lelatema. Cet âge correspond également à l'âge de la métasomatose calcique associé à la cristallisation de la tsavorite (et de la tanzanite) dans les veines de quartz. Cet âge étant plus récent que celui du pic de métamorphisme, cela indique que la métasomatose et la formation de la tsavorite des veines de quartz ont eu lieu pendant le métamorphisme rétrograde. Finalement, la séquence lithologique s'est refroidie entre 512 et 500 Ma d'après les âges Ar-Ar obtenus sur les micas des encaissants des minéralisations. La succession des évènements et leur datation confirment les nombreuses données disponibles sur la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine.

CHAPITRE IX

MODELE METALLOGENIQUE POUR LA FORMATION DES TSAVORITES

9.1 Modèles métallogéniques proposés dans la littérature

La genèse des gisements de tsavorite associés aux gneiss graphiteux de la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine a été discutée que par quelques auteurs.

Campbell Bridges, le géologue qui a découvert la tsavorite, est le premier à suggérer que les minéralisations à tsavorite de Tanzanie et du Kenya sont contrôlées à la fois par la lithostratigraphie (gneiss graphiteux associés à des marbres) et la structurale (charnières de pli et système de failles associé). Par ailleurs, il indique que les éléments chimiques nécessaires à la formation du grossulaire vert proviennent des gneiss à kyanite-sillimanite (Si, Al) et des marbres (Ca), sans toutefois discuter la provenance du vanadium et du chrome (Bridges, 1974). Il considère également, sans apporter d'arguments, que les protolithes des gneiss et des marbres sont des sédiments qui ont été déposés dans des bassins, avant d'être métamorphisés entre 800 et 600 Ma au cours de la formation de la ceinture mozambicaine.

A partir de l'observation des gisements à nodules de tsavorite de la région de Mwatate au Kenya, Pohl et Niedermayr (1978) excluent l'intervention d'un contrôle tectonique des minéralisations. Cependant, ils confirment l'existence d'un contrôle lithostratigraphique car tous les indices à tsavorite sont contenus dans les gneiss et les schistes graphiteux du membre Lualenyi qui appartient à la formation Mgama-Mindi. Ils suggèrent par ailleurs que les nodules étaient initialement des concrétions calcaires de nature probablement biogénique métamorphisées dans un faciès de haut grade. Pohl et Niedermayr (1978) indiquent également que le vanadium et le chrome proviennent de la matière organique, contenue dans les protolithes des gneiss (schistes noirs), et qui a été transformée en graphite au cours du métamorphisme.

Suwa et al. (1979, 1996) sont les premiers à évoquer la présence d'évaporites, en observant de la scapolite, associées aux minéralisations à nodules de tsavorite de Lualenyi au Kenya. Ils envisagent en conséquence un environnement de lacs salés pour le dépôt des protolithes des gneiss et des marbres. Ces roches ont été ensuite métamorphisées dans le faciès amphibolite supérieur, et la tsavorite des nodules a cristallisé au cours du métamorphisme prograde. Pour Sarbas et al. (1984) et Key et Hill (1989), la tsavorite des nodules s'est aussi formée au cours du métamorphisme prograde, à partir du diopside, mais ils estiment que le métamorphisme a atteint le faciès granulite.

Malisa (1987) est le premier à proposer un modèle de formation pour la tsavorite et la tanzanite des veines de quartz à Merelani en Tanzanie. Il évoque alors un contrôle structural : les fluides minéralisateurs ont circulé préférentiellement à la charnière des plis isoclinaux très serrés, suivant des structures en ouverture de type 'saddle-reef'. Malisa (1987) a daté la miné-

ralisation de Merelani à 600 Ma par la méthode $^{207}Pb/^{206}Pb$ sur uraninite.

La formation de la tsavorite à Madagascar, au Pakistan et en Antarctique de l'Est n'a pas été abordée par les auteurs qui l'ont décrite dans ces régions, mais ils s'accordent tous pour dire que les mécanismes de cristallisation du grossulaire vert sont très probablement similaires à ceux proposés au Kenya et en Tanzanie (Osanai et al., 1990; Mercier et al., 1997; Hussain, 2005).

9.2 Les apports métallogéniques de cette étude

L'ensemble des résultats obtenus et discutés au cours de la présente thèse est résumé dans cette partie. Il permet de proposer un modèle métallogénique de formation des gisements de tsavorite qui intègre pour la première fois les données géologiques aux données géochimiques ainsi que géochronologiques.

9.2.1 Les protolithes des gneiss, des roches calco-silicatées et des marbres

9.2.1.1 Des schistes argileux à matière organique (schistes noirs) et des grauwackes

Les protolithes des gneiss graphiteux correspondent à des schistes argileux, d'après les données en roches totales et en terres rares, qui sont riches en matière organique, d'après la composition isotopique du carbone du graphite qu'ils contiennent. Un tel protolithe est de type schiste noir. Les protolithes des roches calco-silicatées graphiteuses sont similaires, à la différence qu'il s'agit de schistes noirs calcaires.

Les protolithes des gneiss non graphiteux, c'est-à-dire des gneiss à almandin et biotite, sont des grauwackes d'après les représentations graphiques des données en roches totales.

9.2.1.2 Des carbonates marins

Les compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des marbres mettent en évidence que les protolithes des marbres dolomitiques sont des carbonates marins.

9.2.1.3 Des évaporites continentales

La présence de veines de gypse associées aux gneiss graphiteux métasomatisés et aux roches calco-silicatées graphiteuses, ainsi que celle de gypse dans les auréoles des nodules de

type N_I et celle de l'anhydrite au sein de quelques cavités d'inclusions fluides de différents minéraux sont les témoins d'un environnement hypersalin, et donc d'un dépôt d'évaporites. De plus, plusieurs minéraux à fluor (fluoro-trémolite, fluoro-phlogopite, tainiolite, titanite) et à Na et/ou Cl (scapolite, phlogopite et titanite dans les faciès bréchiques, diopside des roches calco-silicatées graphiteuses) sont indicateurs d'un milieu de dépôt salin.

La composition isotopique du bore des tourmalines est révélatrice d'évaporites continentales. L'apport continental est également appuyé par la présence de nombreux minéraux à baryum (barytine, phlogopite, feldspath potassique) au sein des paragenèses des roches associées aux minéralisations à tsavorite.

9.2.1.4 L'environnement de dépôt : une sabkha de côte marine

L'environnement de dépôt des protolithes des gneiss, des roches calco-silicatées et des marbres est un milieu combinant des apports marins et des apports continentaux, dans un système de type sabkha de côte marine.

Ce type d'environnement, principalement observé de nos jours dans le golfe arabique, est caractérisé par le dépôt de gypse et d'anhydrite sous formes nodulaire, planaire et entérolithique (Warren, 2006), ce qui expliquerait la présence des nodules contenant du gypse ou de la barytine, ainsi que celles des veines de gypse et des textures entérolithiques observées en Tanzanie et au Kenya. De plus, de nombreux dépôts microbiens sont retrouvés dans ce type d'environnement, ce qui expliquerait les concentrations importantes en matière organique des roches de la série métasédimentaire.

9.2.1.5 L'âge des protolithes : des dépôts néoprotérozoïques (800-700 Ma)

Les compositions isotopiques du carbone des carbonates et du graphite, ainsi que celles des sulfures contenus dans les roches calco-silicatées sont typiques des compositions isotopiques du carbone et du soufre déposés entre 800 et 700 Ma.

9.2.2 Les conditions de formation des minéralisations à tsavorite

9.2.2.1 Les nodules à tsavorite du métamorphisme prograde

Au cours du métamorphisme prograde situé dans le domaine de la kyanite, les protolithes se transforment progressivement en gneiss, en roches calco-silicatées et en marbres. Parmi les minéraux néo-formés, les amphiboles calciques de type trémolite apparaissent dans un pre-

mier temps, avant d'être transformées en diopside. Ce phénomène a lieu dans les roches calco-silicatées graphiteuses et les nodules de type N_{II}. Puis, le diopside est transformé à son tour en tsavorite, depuis le cœur des nodules vers l'extérieur, avant que le pic métamorphique soit atteint. Toutes ces transformations font intervenir une diffusion d'éléments dans un contexte de métasomatose (calco-)silico-alumineuse. Les conditions P-T de formation de la tsavorite des nodules sont estimées à P = 5,0-7,4 kbar et T = 580-691°C. La tsavorite est ensuite déstabilisée en scapolite à sa périphérie, et au cours du métamorphisme rétrograde, la zoïsite vanadifère se développe au contact tsavorite-scapolite.

9.2.2.2 Les veines de quartz à tsavorite de la métasomatose calcique

A la fin du métamorphisme rétrograde, la phase de métasomatose calcique associée à la formation des veines de quartz à tsavorite affecte les roches calco-silicatées graphiteuses. Le grossulaire vert se forme alors à P = 3,6-4,9 kbar et T = 505-587°C. La tanzanite se forme ensuite en périphérie des cristaux de tsavorite pour des pressions comprises entre 2,2 et 3,6 kbar et des températures comprises entre 385 et 448°C.

9.2.2.3 Les sources des éléments nécessaires à la formation de la tsavorite

Six éléments sont indispensables à la formation de la tsavorite : Si, Al, Ca, O, V et Cr. Si et Al proviennent des dépôts silicoclastiques ayant formé par la suite le quartz, la kyanite, les plagioclases ou autre scapolite dans les gneiss et les roches calco-silicatées. Deux sources de Ca sont identifiées : (i) les dépôts calcaires contenus dans les schistes noirs; (ii) l'anhydrite. La première source est corroborée par la composition isotopique de la calcite associée aux veines de quartz, alors que la seconde source est déduite de la présence de sulfates (gypse), résultant de l'altération météorique de l'anhydrite, au contact de la tsavorite dans les nodules N_I. En revanche, les compositions isotopiques des marbres indiquent qu'il n'y a pas eu de circulation de fluide, montrant que le calcium de la tsavorite ne provient pas des marbres.

Les valeurs de la composition isotopique de l'oxygène des tsavorites de la ceinture de Lelatema ($15,5 < \delta^{18}O < 21,1‰$; n = 31) ont été tamponnées par un encaissant où les minéraux possédaient des valeurs de $\delta^{18}O$ élevées. C'est le cas des roches à carbonates de Lemshuku tels les gneiss graphiteux métasomatisés ($17,6 < \delta^{18}O < 22,3‰$; n = 2) et les roches calco-silicatées graphiteuses. De même, l'apport des sulfates issus des évaporites continentales est à considérer ($15 < \delta^{18}O < 25‰$ dans les évaporites continentales cénozoïques de Turquie; Palmer et al., 2004). L'oxygène des tsavorites est tamponné par l'oxygène des différentes phases minérales

riches en ^{18}O de leur encaissant.

Le vanadium et le chrome sont généralement concentrés dans la matière organique (Vine et Tourtelot, 1970; Giuliani et al., 2000), dans les argiles (Ripley et al., 1990) et dans les chlorites (Wanty et al., 1990). A Merelani, Olivier (2006) indique que le vanadium provient du graphite des gneiss, lequel contient jusqu'à 2600 ppm de V. Les teneurs en V et en Cr des gneiss et des roches calco-silicatées graphiteuses de Lemshuku sont comprises respectivement entre 200 et 2000 ppm, et entre 60 et 300 ppm, indiquant que ces éléments étaient initialement concentrés dans les protolithes de ces roches. Les précurseurs à vanadium et chrome ont été consommés pendant le métamorphisme prograde pour former des phases vanadifères et/ou chromifères dans les gneiss graphiteux et les roches calco-silicatées graphiteuses tels le graphite, la kyanite, la muscovite, le rutile, le diopside, la titanite ou la karelianite. Le vanadium et le chrome ont ensuite diffusé dans le cas d'une métasomatose de diffusion (nodules) ou ont été remobilisés par les fluides dans le cas d'une métasomatose d'infiltration (veines de quartz) lors de la formation de la tsavorite.

9.2.2.4 Les contrôles lithostratigraphique et structural

Tous les gisements de tsavorite répertoriés dans le monde se situent au sein d'un ensemble lithologique formé de gneiss/schistes graphiteux et/ou de roches calco-silicatées graphiteuses, généralement associés à des niveaux de marbre dolomitique. Il est donc évident que la lithostratigraphie est un facteur important pour la formation des minéralisations à tsavorite. De plus, les niveaux à nodules de tsavorite intercalés dans les encaissants graphiteux sont stratiformes. L'étude détaillée de Lemshuku et Namalulu ainsi que les études préliminaires réalisées au Kenya ont mis en évidence la présence systématique de témoins d'évaporites dans les zones minéralisées contenues dans les roches calco-silicatées graaphiteuses. Le contrôle lithostratigraphique apparaît ainsi guidé par la présence des évaporites qui sont indispensables à la formation des tsavorites.

Le contrôle structural des minéralisations est clairement mis en évidence pour les minéralisations de type veine de quartz. Ces veines se sont développées lors de la métasomatose calcique, suite à des déformations cisaillantes reliées à la formation de plis et créant des espaces en extension, plus particulièrement à la charnière des plis. Un système de type 'saddle-reef', composé de plis isoclinaux très resserrés et faillés, est obtenu et est caractéristique de la géométrie des gisements de l'anticlinal de Lelatema. Ce type de structure est fréquemment rencontré pour les minéralisations aurifères, comme à Hill End Gold Field en Australie (Windh, 1995).

Les fluides percolent le système de failles développées dans les gneiss graphiteux et les roches calco-silicatées graphiteuses avant d'être piégés à la charnière des plis, notamment à cause de l'unité de marbre imperméable sus-jacente.

9.2.2.5 L'importance des évaporites

La présence de minéraux évaporitiques dans les faciès métasédimentaires minéralisés à tsavorite, ainsi que les inclusions fluides à H_2S-S_8 relevées dans les cristaux de tsavorite des nodules et de tanzanite pointent l'importance des sels et des sulfates (Giuliani et al., 2011b). L'association sulfates-matière organique, moteur du phénomène de thermoréduction des sulfates, a permis la précipitation des sulfures et du graphite, ainsi que la formation des fluides à H_2S-S_8 qui sont des témoins indiscutables de la présence d'évaporites dans la série métasédimentaire.

La tsavorite des nodules N_1 est directement issue de la transformation de l'anhydrite interagissant avec des phases silico-alumineuses, aujourd'hui altérées par la météorisation en kaolinite. De même, les nodules de la mine Nadan1 au Kenya contiennent des sulfates comme la barytine. Afin de caractériser d'un point de vue thermodynamique la cristallisation de la tsavorite dans un tel contexte, les fugacités en O_2 et en S_2 ont été prises en considération compte tenu de l'absence de CO_2 et de H_2O dans les inclusions fluides. Les calculs ont été réalisés par B. Moine à l'aide du logiciel TWEEQU de Berman (1991). Plusieurs équilibres concernant l'anhydrite, la tsavorite, le graphite, le quartz, la calcite et la kyanite dans un système à Si-Al-Ca-Fe-S-O ont été utilisés à P = 5,0 kbar et T = 600°C, conditions P-T minimales pour la formation de la tsavorite dans les nodules. Il apparaît que la réaction de formation de la tsavorite à partir de l'anhydrite, de la kyanite et du quartz se déroule pour des $\log(f_{O2})$ inférieurs à -16 et elle se situe près du point invariant pyrite-pyrrhotite-magnétite défini par $\log(f_{S2})$ = -1,6 et $\log(f_{O2})$ = -16,4 (Figure IX-1). Les rares pyrites observées dans les gneiss argilitisés contenant les nodules permettent d'estimer le $\log(f_{S2})$ entre -1,6 et 0. Dans les roches calco-silicatées, la pyrite est le sulfure dominant, suivi par la pyrrhotite, indiquant que le $\log(f_{S2})$ n'est peut-être pas très éloigné de la limite pyrite-pyrrhotite. Par ailleurs, la limite séparant le couple tsavorite-graphite de l'assemblage calcite-kyanite-quartz est définie par $\log(f_{O2}) \sim -19,8$, indiquant ainsi que la réduction de l'anhydrite pour former la tsavorite est due à la réaction de l'anhydrite avec des fluides à l'équilibre avec le graphite et avec $\log(f_{O2}) < -19,8$. Par ailleurs, la thermoréduction de l'anhydrite par le graphite faisant précipiter de la calcite est possible pour des $\log(f_{O2})$ inférieurs à -8,5.

Dans les skarns pyriteux de Niccioleta en Toscane (Italie), où du grenat andradite se

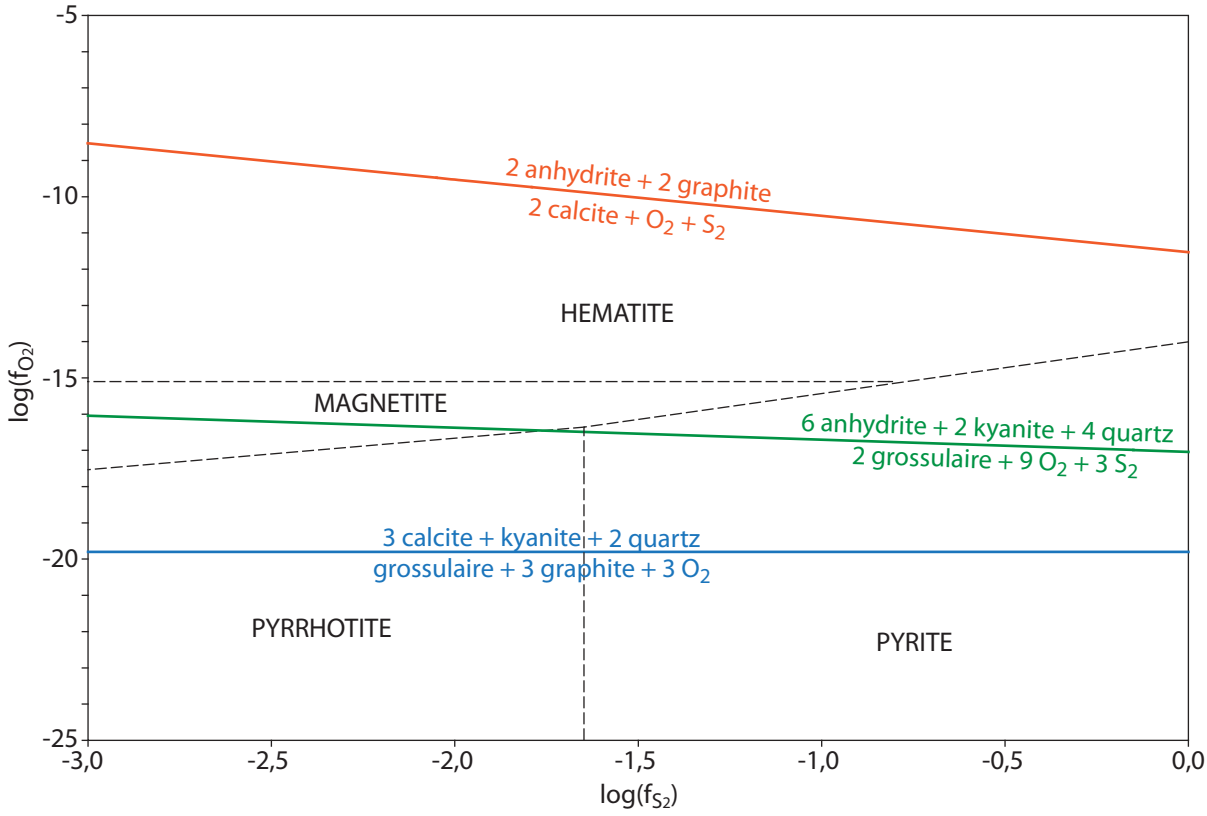


Figure IX-1 : Fugacité de l'O_2 en fonction de la fugacité de S_2 indiquant les conditions nécessaires à la réduction de l'anhydrite pour former la tsavorite dans les nodules de type N_I
Les calculs thermodynamiques ont été réalisés par B. Moine à l'aide du logiciel TWEEQU de Berman (1991).

forme à partir d'anhydrite par métasomatose de percolation, Déchomets (1985) a calculé les fugacités en O_2 et en S_2 permettant la précipitation du grenat à partir du minéral évaporitique. Il trouve que la réaction est possible pour un log(f_{S2}) compris entre -5 et -3 et un log(f_{O2}) compris entre -22 et -21, proches du tampon magnétite-hématite, ce qui représente des conditions très oxydantes. Ces conditions sont proches de celles estimées pour la transformation de l'anhydrite en grossulaire; cependant le log(f_{S2}) est plus faible à Niccioleta en raison de quantités de fer plus importantes dans le système. De plus, Déchomets (1985) indique que les fluides étaient saturés en silice (et en équilibre avec la calcite quand elle est présente) pour former l'andradite. Cette formation consomme également de l'H_2O et entraîne l'augmentation du X_{CO2}. Il reconstitue l'histoire des fluides de la manière suivante : (i) les fluides originels, probablement à X_{CO2} proche de zéro et enrichis en fer et en silice, sont entrés dans le système métasomatique et leurs paramètres tels X_{CO2}, f_{O2}, f_{S2} et f_{H2S} commencent à croître; (ii) le X_{CO2} augmente (jusqu'à 0,14-0,16) avec la dissolution de l'anhydrite et des carbonates et la consommation de H_2O pour former l'andradite, et les fluides deviennent plus acides avec une charge en silice moindre; (iii) les fluides précipitent alors de la pyrite à partir de l'anhydrite pour un log(f_{O2}) compris entre -23 et -22. Un tel proccessus peut être envisagé pour la formation des nodules de tsavorite à

partir des concrétions évaporitiques, à la différence que le fluide métasomatique sera enrichi en aluminium et non en fer pour précipiter du grossulaire à la place de l'andradite. Mais dans les deux cas, c'est l'anhydrite qui fournit le calcium nécessaire aux grenats.

Garnier et al. (2008) mettent en avance le rôle joué par le fluor et le chlore dans la mobilisation de l'Al des micas dans les marbres d'Asie du Sud-est pour la formation du rubis. A Madagascar, ce type de phénomène est observé pour les gisements d'émeraude de Mananjary où le transport du béryl et la précipitation de l'émeraude sont assurés par des fluides riches en fluor, qui font également précipiter simultanément de la fluoro-phlogopite (Moine et al., 2004). Un mécanisme similaire peut être évoqué pour la mobilisation de l'Al, et peut-être des chromophores V et Cr, dans les roches calco-silicatées graphiteuses pour former la tsavorite des veines de quartz. Cela expliquerait les teneurs non négligeables en F relevées dans les phlogopites et les titanites de ces faciès, ainsi que la présence de Cl dans les scapolites.

9.2.2.6 Chronologie de la formation des minéralisations à tsavorite

Le pic de métamorphisme ayant affecté les roches de Lemshuku a été daté par U-Th-Pb sur les monazites à 634 ± 22 Ma. En conséquence, la tsavorite des nodules s'est formée peu avant cet âge. En revanche, la tanzanite des nodules est apparue après ce pic de métamorphisme.

La formation de la tsavorite des veines de quartz a été datée à 606 ± 36 Ma par Sm-Nd. Cet âge correspond également au début de la métasomatose calcique. La tanzanite associée dans ces veines a cristallisé peu après.

9.3 Proposition d'un modèle génétique

9.3.1 Le modèle : une gemme, deux histoires de formation

Le modèle proposé est résumé dans les figures IX-2 et IX-3 et il est défini par les étapes suivantes :

Entre 800 et 700 Ma

La sédimentation des protolithes se déroule le long de la marge est des cratons du Congo et du Kalahari, bordée par l'océan mozambicain. L'environnement de dépôt est une zone de sabkha de côte marine associée à une plate-forme continentale carbonatée. Cette plate-forme est saisonnièrement coupée des eaux marines par une barrière récifale (biogénique) ou tecto-

nique (filons de tholéiite métamorphisés en amphibolites), faisant alterner la sédimentation silicoclastique continentale (schistes argileux, grauwackes) et la sédimentation calcaire marine (carbonates). Les sédiments silicoclastiques sont plus ou moins calciques (schistes argileux calcaires) à l'approche de la sédimentation calcaire marine. Les vestiges des carbonates déposés (et donc des plates-formes) sont observables aujourd'hui au Kenya et en Tanzanie sous la forme de barres discontinues de marbre dolomitique orientées nord-sud parallèlement à la direction de la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine.

Les évaporites continentales des sabkha sont régulièrement incorporées, sous la forme de concrétions ou en textures entérolithiques, dans les sédiments lors d'évènements éoliens et/ou d'eustatisme inondant une partie de la sabkha. Il s'agit principalement d'anhydrite et/ou de gypse, mais les évaporites les plus continentales peuvent contenir du baryum qui formera de la barytine. Les zones littorales peu profondes contiennent une diversité importante de faune et de flore qui à leur mort, et sous des conditions réductrices, déposent de la matière organique incorporée dans les sédiments silicoclastiques (schistes noirs). Dans la sabkha de côte marine actuelle du golfe arabique, la faune et la flore sont composées de gastropodes, de bivalves, de foraminifères bentiques, de cyanobactéries et d'algues (Warren, 2006). Le vanadium et le chrome sont alors concentrés par cette matière organique, ainsi que par les argiles des schistes noirs.

Entre 700 et 600 Ma

L'océan mozambicain se referme suite à sa subduction sous les cratons du Congo et du Kalahari, et à la collision entre ces cratons, le bouclier arabo-nubien et le Gondwana de l'Est (Somalie, Seychelles, Madagascar, Inde, Sri Lanka, Antarctique de l'Est). Cette collision est associée à plusieurs phases de métamorphisme et de déformation.

1. Lors de la phase prograde du métamorphisme, les protolithes sédimentaires sont enfouis et ils sont soumis à des pressions et des températures croissantes. Les sédiments silicoclastiques enrichis en matière organique se transforment alors en schistes et gneiss graphiteux, voire en roches calco-silicatées graphiteuses s'ils sont initialement calcaires, alors que les sédiments calcaires deviennent des marbres. Les concrétions évaporitiques interagissent avec l'encaissant silico-alumineux enrichi en vanadium et en chrome, et elles sont progressivement remplacées par de la tsavorite dans le cas des nodules de type N_I où l'anhydrite a fourni le calcium (métasomatose silico-alumineuse). Dans le cas des nodules N_{II} où la barytine est le minéral évaporitique initial, la trémolite puis le diopside se forment dans un premier temps, avant que le clinopy-

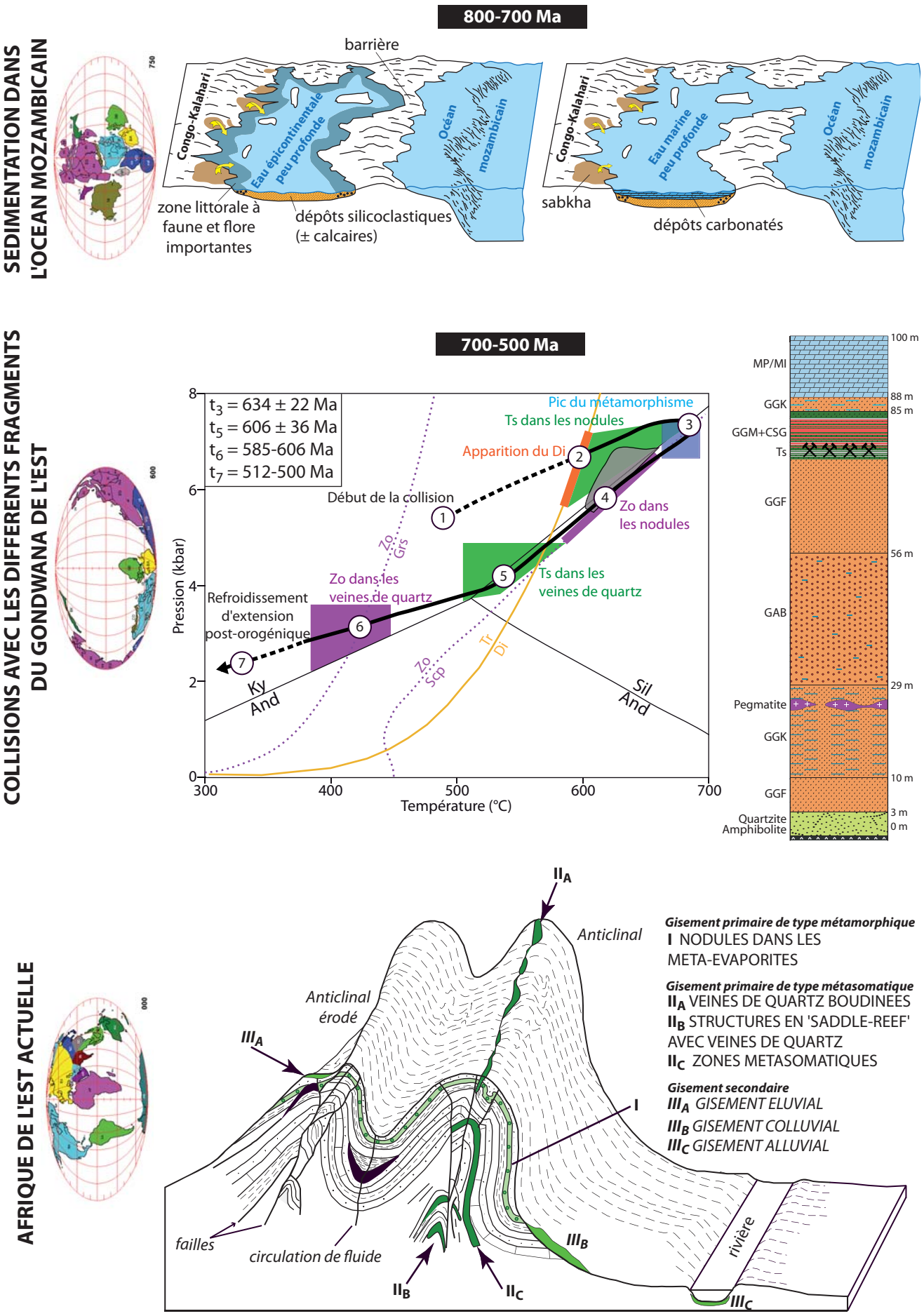


Figure IX-2 : Modèle génétique de genèse des gisements de tsavorite associés aux gneiss graphiteux

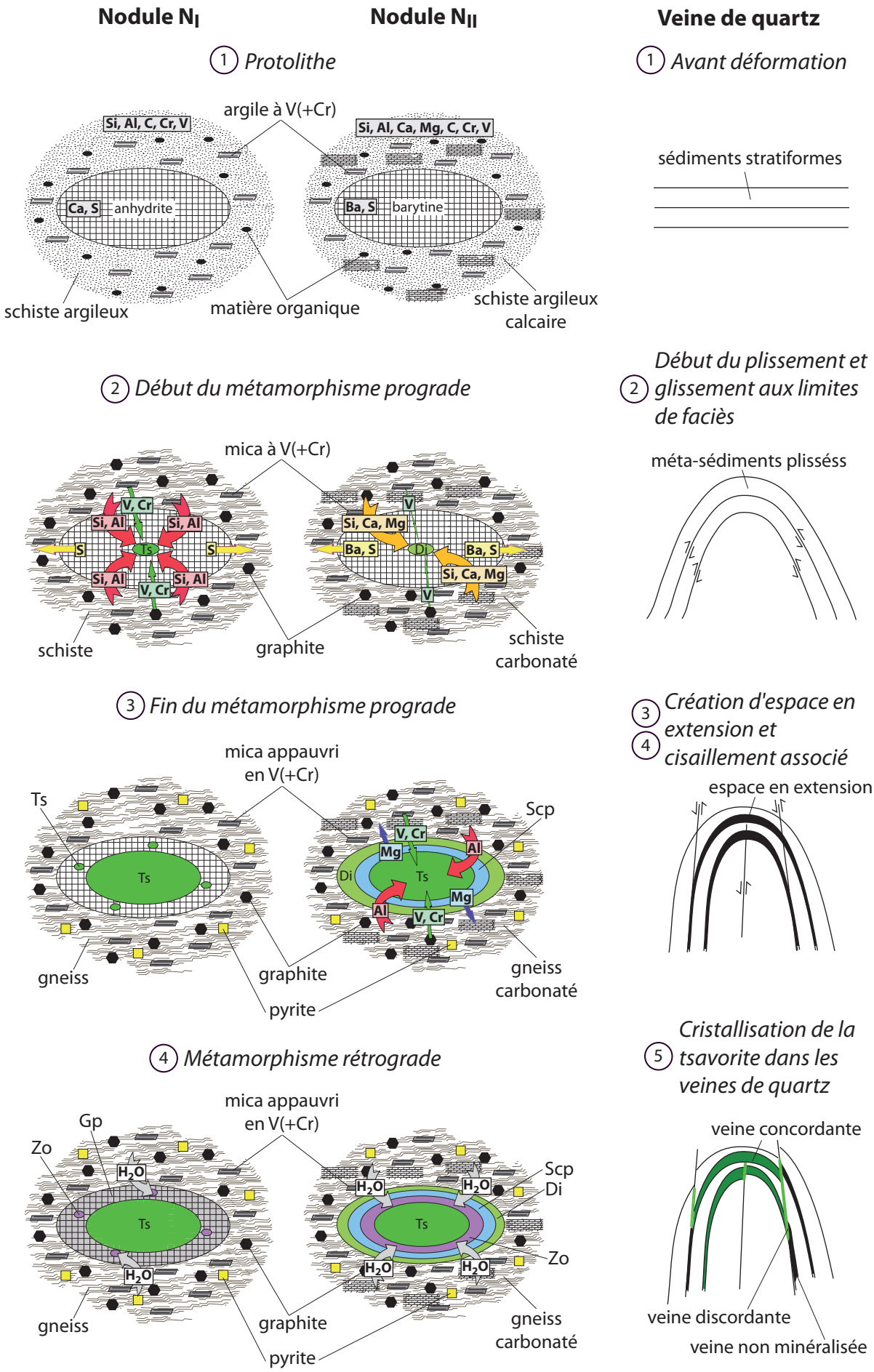


Figure IX-3 : Modèle métallogénique de formation de la tsavorite des nodules et schéma de formation des minéralisations à veine de quartz

roxène ne soit remplacé en son cœur par la tsavorite. Le calcium est alors fourni par l'encaissant calcaire (métasomatose calco-silico-alumineuse). La formation de la tsavorite des nodules a lieu à P = 5,0-7,4 kbar et T = 580-691°C, et avant le pic de métamorphisme dans le faciès amphibolite supérieur, daté à 634 ± 22 Ma. Le soufre des évaporites est évacué dans l'encaissant et sera utilisé pour la cristallisation des pyrites, alors que le baryum sera retrouvé dans des phases tel le feldspath potassique. La tsavorite est ensuite transformée en scapolite à sa périphérie à la fin du métamorphisme prograde. Lors du métamorphisme rétrograde, une partie de la scapolite au contact direct de la tsavorite devient de la zoïsite vanadifère, c'est-à-dire de la tanzanite.

2. Au cours de la collision, les roches sont plissées et des phénomènes de glissement apparaissent entre les faciès de compétences différentes. Il en résulte que des fractures en extension concordantes aux formations lithologiques se créeent à ces interfaces, ces ouvertures étant plus importantes à la charnière des plis (intrados et extrados). Les glissements ont également généré du cisaillement (généralement sénestre en Afrique de l'Est) recoupant de façon discordante les formations plissées. A la fin du métamorphisme rétrograde, les fluides métasomatiques à fluor, soufre et hydrogène sulfuré, issus de la thermoréduction des sulfates d'origine évaporitique en présence de matière organique, circulent dans les zones en extension et les fractures associées au cisaillement (structure de type 'saddle-reef'). L'interaction des fluides avec les gneiss graphiteux et les roches calco-silicatées graphiteuses, symbolisée par la présence des faciès hydrothermaux à texture bréchique et à remplissage de calcite notamment, provoque un enrichissement en Si, Al, Ca, V et Cr, et les fluides sulfurés jouent le rôle de mobilisateur de ces éléments. A l'inverse, les encaissants subissent des phénomènes de graphitisation et de pyritisation intenses. Les fluides précipitent alors du quartz dans les veines, et des cristaux de tsavorite se forment préférentiellement à la charnière des plis où les zones en extension permettent la cristallisation automorphe de tsavorites (dodécaèdres de tsavorite de Merelani; Wilson et al., 2009). L'apparition de la tsavorite dans les veines de quartz s'effectue à 606 ± 36 Ma, pour des pressions comprises entre 3,6 et 4,9 kbar et des températures comprises entre 505 et 587°C. La tsavorite est déstabilisée peu après en tanzanite à P = 2,2-3,6 kbar et T = 385-448°C.

Récent-Actuel

La remontée du bâti métamorphique à tsavorite depuis sa formation vers 640 Ma, et par la suite l'érosion, ont permis la mise à l'affleurement des roches contenant les minéralisations. Ainsi, deux types de gisement primaire sont reconnus : (i) les niveaux lithostartigraphiques à nodules formés au cours du métamorphisme prograde; (ii) les veines de quartz associées aux

structures en ‘saddle-reef’ formées au cours de la métasomatose calcique.

Cependant, une partie de ces gisements a été plus fortement soumise à l’érosion. Elle a par conséquent été démembrée en formant des gisements secondaires qui sont exploités. Les vestiges des gisements primaires sont soit restés en place (gisement éluvial), soit ils ont été transportés pour former des placers (gisements colluvial et alluvial). Le placer de Lemshuku en Tanzanie en est la preuve actuelle.

9.3.2 Discussion

Le modèle proposé est original car il est le premier à décrire la formation des minéralisations à tsavorite à la fois sous la forme de nodules et de veines de quartz, et à les replacer dans le temps, tout en définissant les conditions thermobarométriques de piégeage (P, T, fluide, f_{O2}, f_{S2}). Ces minéralisations se forment à deux périodes distinctes et à des conditions P-T différentes : (i) les nodules au cours du métamorphisme prograde (P = 5,0-7,4 kbar et T = 580-691°C); (ii) les veines de quartz au cours de la métasomatose calcique à la fin du métamorphisme rétrograde (P = 3,6-4,9 kbar et T = 505-587°C).

De plus, le modèle permet de mettre en évidence la présence des évaporites ainsi que leur rôle dans la formation des gisements de tsavorite, alors que la majorité des auteurs n’avait pas observé d’évaporites associées aux gisements de tsavorite, exceptés Malisa (1987) et Suwa et al. (1996). Cependant, ces derniers ne faisaient que constater leur présence respectivement soit sous la forme de gypse soit par la présence de scapolite. Bien que les formations majeures des régions productrices de tsavorite soient principalement constituées de gneiss graphiteux, les minéralisations à tsavorite ne se trouvent que dans les gneiss graphiteux et les roches calco-silicatées graphiteuses qui présentent des intercalations à méta-évaporites. Dans le cas des nodules, l’anhydrite est directement remplacée par la tsavorite, et elle est la source du calcium nécessaire à sa formation, à l’instar de ce qui est décrit dans les skarns pyriteux de Niccioleta où l’anhydrite est transformée en andradite (Déchomets, 1985). Dans le cas des veines de quartz, la thermoréduction des sulfates a rendu les fluides hyper-salins et riches en H_2S et S_8, facilitant la mobilisation des éléments nécessaires à la cristallisation de la tsavorite. La proposition d’un environnement de type sabkha de côte marine, combinant des apports continentaux et marins, pour le dépôt des protolithes de ces roches est bien différent de celui de bassin d’arrière-arc volcanique proposé par Olivier (2006) pour Merelani.

La datation directe de l’âge de cristallisation de la tsavorite des veines de quartz par Sm-Nd est une première et elle permet ainsi de mieux contraindre le chronogramme des évè-

nements liés à la formation des gisements de tsavorite. Jusqu'à présent, la seule datation des minéralisations à tsavorite-tanzanite avait été réalisée par Malisa (1987) à Merelani à partir de la méthode $^{207}Pb/^{206}Pb$ sur une uraninite présente dans les faciès minéralisés. Le gisement avait été alors daté à 600 Ma, ce qui est très proche des âges obtenus par la méthode Sm-Nd.

En revanche, le modèle proposé confirme aussi certaines hypothèses émises auparavant comme le contrôle lithostratigraphique des minéralisations à nodules suggéré par Bridges (1974) et Pohl et Niedermayr (1978), ainsi que le contrôle structural des minéralisations de la ceinture plissée de Lelatema en Tanzanie évoqué par Malisa (1987). Il en est de même pour la formation de la tsavorite à partir du diopside dans les nodules, hypothèse évoquée par Sarbas et al. (1984), Key et Hill (1989) et Olivier (2006).

La formation de la tsavorite est donc liée à à des phénomènes de métasomatose. Ce type d'interactions exclusivement au sein et entre des séries métasédimentaires de composition chimique contrastée (Ca, Si, Al) forme des roches nommées 'skarnoïdes' (système fermé, pas de circulation de fluides exogènes), différentes des skarns qui ont interagi avec des fluides et/ou des roches magmatiques par exemple (système ouvert). Les gisements de tsavorite sont donc des gisements de type skarn *s.l.* : (i) les minéralisations à nodules sont des skarnoïdes formés par des réactions de diffusion d'éléments et de substitution; (ii) les minéralisations à veines de quartz sont l'équivalent des skarns d'infiltration dus à une interaction fluide-roche importante associée à de la fracturation.

Le rôle des évaporites dans la formation des gisements de gemmes est de plus en plus souvent mis en évidence dans les gisements métamorphiques ($300 < T < 750°C$). Il a été discuté pour la première fois pour les gisements d'émeraude de Colombie par Giuliani et al. (2000). En effet, les émeraudes se sont formées suite à la thermoréduction des sulfates par la matière organique au sein de schistes noirs à intercalations d'évaporites. Les réactions se sont déroulées à différents stades de précipitation des carbonates, des pyrites et de l'émeraude à $T = 150\text{-}300°C$. Les fluides minéralisateurs sont des fluides de bassins qui ont dissous des évaporites, et dont la salinité est forte (38 à 40 %poids équivalent NaCl).Ces fluides ont mobilisé le béryllium, le chrome et le vanadium contenus dans les encaissants et nécessaires à la formation de l'émeraude.

En Afghanistan, à Sare Sang, Faryad (2002) décrit du lapis-lazuli au sein de séquences carbonatées à évaporites, métamorphisées en scapolitites dans le faciès amphibolite supérieur à $P = 13\text{-}14$ kbar et $T = 750°C$. Les fluides minéralisateurs étaient hyper-salins, avec notamment la présence de S, de F et de Cl, ainsi que de CO_2. Une partie des fluides serait d'origine

magmatique. De nombreux minéraux contiennent ainsi des halogènes et du soufre : (i) le fluor est présent dans les apatites, les biotites, les amphiboles, les titanites et les clinohumites; (ii) le chlore est présent dans les scapolites, les sodalites, les biotites, les amphiboles et les apatites; (iii) le soufre est présent dans les haüynes, les lazurites, les scapolites, les pyrites et les pyrrhotites. Les protolithes des roches de Sare Sang se sont déposés dans un environnement continental à faiblement marin.

Les gisements de rubis contenus dans les marbres d'Asie du Sud-est proviennent également de la thermoréduction de sulfates d'origine évaporitique en présence de matière organique (Garnier, 2003; Garnier et al., 2008). En effet, de l'hydrogène sulfuré est formé et libéré dans les fluides enrichis en CO_2 et provenant de la dévolatilisation des carbonates métamorphiques. Cet hydrogène sulfuré permet la formation de la pyrite en masse. Par ailleurs, les sels fondus forment des complexes avec l'aluminium et les chromophores (Cr et Fe principalement) concentrés dans les marbres, qui sont mobilisés pour former le rubis. Le corindon s'est formé à P = 2,6-3,3 kbar et T = 620-670°C. Par ailleurs, à l'instar des tsavorites, le rubis dans ces marbres peut se former pendant le métamorphisme prograde (rubis pierreux) et au cours du métamorphisme rétrograde (rubis gemme).

A partir du modèle proposé, plusieurs guides de prospection sont à prendre en compte pour la recherche de futurs gisements de tsavorite. Ainsi, les métallotectes caractérisant les gisements primaires sont les suivants : (i) un site appartenant à la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine; (ii) un site à gneiss graphiteux et/ou à roches calco-silicatées graphiteuses, ou au minimum un site à marbres dolomitiques qui peuvent recouvrir les roches à graphite; (iii) un site à déformations importantes de type anticlinal isoclinal et serré associé à du cisaillement; (iv) la présence de minéraux évaporitiques indicateurs dans les roches graphiteuses tels le gypse et l'anhydrite sous forme de concrétions, de veines ou en texture entérolithique, la scapolite, ou la jarosite dans les faciès affectés par l'altération météorique (ces minéraux peuvent être également recherchés dans les marbres associés); (v) la présence de veines de quartz recoupant les gneiss et roches calco-silicatées graphiteux intercalés avec des méta-évaporites. Il est aussi possible d'observer les fourmilières et les termitières dans les régions concernées, où du matériel souterrain est remonté à la surface par les insectes. En effet, dans ces régions, le recouvrement alluvionnaire et l'altération météorique (présence de calcrêtes et de latérites par exemple) sont importants et l'exploration géochimique des sols est rendue difficile.

Pour les gisements secondaires (placers), il faut rechercher des bassins éluvionnaires/colluvionnaires/alluvionnaires à proximité des reliefs érodés composés de gneiss graphiteux.

Une première piste est de chercher ces micro-bassins à proximité des gisements primaires déjà exploités et connus (Merelani, sud-est du Kenya) comme c'est le cas à Lemshuku. S'ils contiennent de la tsavorite, ces bassins devraient également contenir des blocs ou fragments de roches graphiteuses, de quartz, de kyanite ou de gypse qui peuvent alors être indicateurs d'un probable placer minéralisé.

CONCLUSION

Les gisements de tsavorite de Lemshuku et de Namalulu dans le nord-est de la Tanzanie appartiennent à la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine, comme l'ensemble des gisements de tsavorite répertoriés à ce jour au Kenya, en Tanzanie, à Madagascar, au Pakistan et en Antarctique de l'Est. Cette ceinture résulte de la fermeture de l'océan mozambicain et de la collision de différents blocs crustaux formant le Gondwana de l'Est. La tsavorite est donc un paléo-marqueur de cette ceinture mozambicaine et de l'amalgamation du Gondwana oriental.

Les gisements de tsavorite sont toujours contenus dans des gneiss graphiteux et des roches calco-silicatées graphiteuses, généralement métasomatisés et à intercalations de méta-évaporites, et qui sont souvent associés à des marbres dolomitiques. Deux types de minéralisation sont répertoriés : (i) les nodules; (ii) les veines de quartz. Ces gisements primaires peuvent être démantelés par l'érosion et les tsavorites sont alors trouvées dans des gisements secondaires de type placer.

La tsavorite est un grenat appartenant à l'espèce grossulaire et de formule $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$, et dont la couleur verte est due à la présence des éléments chromophores vanadium $(V^3)^+$ et chrome (Cr^{3+}) en substitution de l'aluminium (Al^{3+}). De nombreux autres éléments sont présents en quantités non négligeables dans la tsavorite : Mn, Mg, Ti et Fe. Les teneurs de ces différents éléments sont variables, surtout pour le V, le Cr et le Mn. Ces trois éléments mineurs sont les plus abondants et permettent de proposer une nouvelle définition chimique de la tsavorite. Contrairement à l'idée générale que la tsavorite est exclusivement un grossulaire vanadifère, il apparaît que la tsavorite est un grossulaire pouvant être principalement à dominante : (i) vanadifère; (ii) ou chromifère; (iii) ou manganésifère.

Le rapport V/Cr des tsavorites est caractéristique des gisements dont la tsavorite est issue. L'utilisation combinée de ce rapport V/Cr avec la teneur en Mn et la composition isotopique de l'oxygène permet de retracer à la fois l'origine géographique des tsavorites, ainsi que le type d'environnement géologique contenant les minéralisations. Cette méthode inédite est un outil important quant à la certification gemmologique des tsavorites, dans le contexte actuel où la connaissance de l'origine géographique des gemmes est un enjeu capital lors de leur expertise.

Les données pétrologiques, géochimiques et géochronologiques permettent de proposer le premier modèle de formation des gisements de tsavorite. Les protolithes sédimentaires des gneiss, des roches calco-silicatées graphiteuses, des marbres et des méta-évaporites se sont dé-

posés dans un environnement de type sabkha de côte marine associée à une plate-forme carbonatée, le long de la marge est des cratons du Congo et du Kalahari, entre 800 et 700 Ma d'après les compositions isotopiques en C, S et Sr. Pendant le métamorphisme prograde lié à la collision des blocs crustaux du Gondwana de l'Est, les concrétions évaporitiques ont été transformées en nodules à tsavorite à P = 5,0-7,4 kbar et T = 580-691°C. Cette phase se déroule juste avant le pic de métamorphisme daté par U-Th-Pb sur monazites à 634 ± 22 Ma, et donc les conditions P-T ont été estimées à P = 7,0 ± 0,4 kbar et T = 677 ± 14°C à partir des équilibres minéralogiques. Le métamorphisme rétrograde est associé à une phase de métasomatose calcique. Pendant cette métasomatose, des fluides hyper-salins et sulfurés circulent à travers un système de fractures cisaillantes formé lors du plissement des encaissants. Des veines de quartz se forment alors dans des structures de type 'saddle-reef', et la tsavorite précipite préférentiellement à la charnière des plis à P = 3,6-4,9 kbar et T = 505-587°C. Ce type de minéralisation a été daté par la méthode Sm-Nd sur tsavorite à 606 ± 36 Ma L'ensemble du bâti métamorphique a été refroidi entre 512 et 500 Ma d'après les âges Ar-Ar obtenus sur micas.

Ce modèle met en avant l'importance des évaporites pour la cristallisation de la tsavorite : (i) soit elles fournissent le calcium nécessaire à la formation du grossulaire; (ii) soit les sels et les sulfates incorporés dans les fluides métasomatiques facilitent la mobilisation de l'ensemble des éléments nécessaires à la formation de la tsavorite. Les minéralisations à tsavorite sont également contrôlées par deux facteurs : (i) le premier est d'ordre lithostratigraphique et concerne principalement les nodules, mais aussi les veines de quartz; (ii) le deuxième est d'ordre structural et concerne uniquement les veines de quartz.

Des guides de prospection sont tirés de ce modèle. Les métallotectes pour les gisements primaires sont les suivants :

- des gneiss graphiteux et des roches calco-silicatées graphiteuses, ou au moins les marbres dolomitiques les recouvrant, appartenant aux formations métasédimentaires de la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine;
- des zones plissées (anticlinaux isoclinaux et serrés) et cisaillées générant des zones d'extension à veines de quartz;
- des minéraux évaporitiques indicateurs dans les gneiss graphiteux tels le gypse, l'anhydrite, la scapolite ou encore la jarosite.

Aujourd'hui, de nouveaux gisements sont découverts régulièrement au Kenya et en Tanzanie. Cependant, de nouveaux territoires appartenant à la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine devraient être prospectés, tels le nord-est du Kenya ou le nord-est du

Mozambique où des formations similaires aux zones productrices de tsavorite ont été observées.

L'étude des gisements kenyans, qui sont plus faciles d'accès et uniquement de type nodules à tsavorite, devrait permettre de mieux comprendre la relation évaporites-tsavorite dans la genèse des nodules. En effet, les nodules étaient une minéralisation mineure à Lemshuku et à Namalulu, et les observations réalisées mériteraient d'être complétées par un échantillonnage plus conséquent au Kenya. La recherche de coraux ou de fossiles de micro-organismes dans ces gisements permettraient aussi d'affiner le type d'environnement de dépôt des protolithes.

La datation in situ de la tsavorite contenue dans les nodules des différents gisements mondiaux par la méthode Sm-Nd est également un défi futur. Seules les tsavorites des veines de quartz du nord-est de la Tanzanie ont été datées dans ce travail, et il apparaît nécessaire de connaître l'âge de cristallisation de la tsavorite des nodules. En effet, cela permettra de vérifier si ceux-ci se sont bien formés au cours du métamorphisme prograde et avant les tsavorites des veines de quartz. De plus, cela permettra de suivre l'évolution de l'âge de formation des tsavorites et celui du métamorphisme du nord au sud de la ceinture mozambicaine, depuis le Kenya jusqu'à l'Antarctique de l'Est.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Aars-Andersen, L. (1907) Über die analytische Bestimmung von Beryllium und den sogenannten seltenen Erden nebst Analysen von Phenakit, Monazit, Euxenit, Hellandit und Uwarowit. Centr. Mineralogische, 247-251.

Abdelsalam, M.G. et Stern, R.J. (1996) Sutures and shear zones in the Arabian-Nubian shield. Journal of African Earth Sciences, 23, 289-310.

Abraham, K. et Schreyer, W. (1975) Minerals of the viridine hornfels from Darmstadt, Germany. Contributions to Mineralogy and Petrology, 49, 1-20.

Agard, J. (1960) Les carbonatites et les roches à silicates du massif de roches alcalines du Tamazert (Haut Atlas de Midelt, Maroc) et les problèmes de leurs genèses. Proceedings of the 21st International Geological Congress, Norden, Norway, 13, 293-303.

Ague, J.J. (1997) Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminum-in-hornblende barometer. Geology, 25, 563-566.

Ahrens, T.J. et Gaffney, E.S. (1971) Dynamic compression of enstatite. Journal of Geophysical Research, 76, 5504-5513.

Alene, M., Jenkin, G.R.T., Leng, M.J. et Darbyshire, D.P.F. (2006) The Tambien Group, Ethiopia: An early Cryogenian (ca. 800-735 Ma) Neoproterozoic sequence in the Arabian-Nubian Shield. Precambrian Research, 147, 79-99.

Alexandrov, P. (1997) Caractérisation et datation K-Ar des gisements d'émeraudes d'Inde, Rapport de Master non publié du CRPG-CNRS, INPL Nancy, 34 p.

Altherr, R. et Kalt, A. (1996) Metamorphic evolution of ultrahigh-pressure garnet peridotites from the variscan Vosges mts. (France). Chemical Geology, 134, 27-47.

Amthauer, G. (1976) Kristallchemie und Farbe chromhaltiger Granate. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 126, 158-186.

Amthauer, G., Kurtz, W., Rost, F. et Schloemer, H. (1974) Chemismus und Genese des Andradits aus dem Serpentinit des Val Malenco (Bernina-Gebiet, Oberitalien). Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 54, 691-706.

Anderson, B.W. (1954) The spectroscope and its applications to gemmology, parts 10 to 17. The Gemmologist, 23.

Anderson, B.W. (1955) The spectroscope and its applications to gemmology, parts 10 to 17. The Gemmologist, 23.

Anderson, B.W. (1966) Transparent green grossular - a new gem variety; together with observations on translucent grossular and idocrase. Journal of Gemmology, 4, 113-119.

Anderson, J.L. et Smith, D.R. (1995) The effects of temperature and f(O_2) on the Al-in-hornblende barometer. American Mineralogist, 80, 549-559.

Andersson, S. et O'Keefe, M. (1977) Body-centred cubic cylinder packing and the garnet structure. Nature, 267, 605-606.

Andreoli, M.A.G. (1984) Petrochemistry, tectonic evolution and metasomatic mineralizations of the Mozambique Belt granulites from south Malawi and Tete (Mozambique). Precambrian Research, 25, 161-186.

Andriamamonjy, A. (2006) Les corindons associés aux roches métamorphiques du sud-ouest de Madagascar : le gisement de saphir de Zazafotsy, Thèse de l'Université d'Antananarivo, 103 p.

Andriamamonjy, S.A. (2010) Importance des fluides sur la métallogénie des gisements de saphir et de rubis dans le domaine granulitique de haute température du sud de Madagascar : cas de Zozofotsy et d'Ambatomena, Université d'Antananarivo-IRD, 248 pp.

Andriamarofahatra, J. et De la Boisse, H. (1986) Premières datations sur zircon du métamorphisme granulitique du sud-est de Madagascar. In: 11ème Réunion des Sciences de la Terre, pp. 3, Clermont-Ferrand.

Andrianjakavah, P.R., Salvi, S., Beziat, D., Rakotondrazafy, M. et Giuliani, G. (2009) Proximal and distal styles of pegmatite-related metasomatic emerald mineralization at Ianapera, southern Madagascar. Mineralium Deposita, 44, 817-835.

Andriessen, P.A.M., Coolen, J.J.M.M.M. et Hebeda, E.H. (1985) K-Ar hornblende dating of late panafrican metamorphism in the Furua granulite complex of southern Tanzania. Precambrian Research, 30, 351-360.

Andrut, M. et Wildner, M. (2001) The crystal chemistry of birefringent natural uvarovites: Part I. Optical investigations and UV-VIS-IR absorption spectroscopy. American Mineralogist, 86, 1219-1230.

Anthony, J.W., Bideaux, R.A., Bladh, K.W. et Nichols, M.C. (Eds) (1995) Handbook of Mineralogy Vol. II - Silica, Silicates. Mineral Data Publishing.

Appel, P., Möller, A. et Schenk, V. (1998) High-pressure granulite facies metamorphism in the Pan-African belt of eastern Tanzania: P-T-t evidence against granulite formation by continent collision. Journal of Metamorphic Geology, 16, 491-509.

Arana, T. (1973) Andradita filoniana en la unidad de La Caldera, Sierra Nevada (Cordilleras Beticas). Cuadernos Geologicos, 4, 49-53.

Armbruster, T., Richards, R.P., Gnos, E., Pettke, T. et Herwegh, M. (2007) Unusual fibrous sodian tainiolite epitactic on phlogopite from marble xenoliths of Mont Saint-Hilaire, Quebec, Canada. Canadian Mineralogist, 45, 541-549.

Arneth, J.D., Schidlowski, M., Sarbas, B., Goerg, U. et Amstutz, G.C. (1985) Graphite content and isotopic fractionation between calcite-graphite pairs in metasediments drom the Mgama Hills, southern Kenya. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49, 1553-1560.

Asami, M. et Shiraishi, K. (1987) Kyanite from the western part of the Sør Rondane Mountains, East Antarctica. Proceedings of NIPR Symposium on Antarctic Geosciences, 1, 150-168.

Asami, M., Grew, E.S. et Makimoto, H. (1990) A staurolite-bearing corundum-garnet gneiss from the eastern Sør Rondane Mountains, Antarctica. Proceedings of NIPR Symposium on Antarctic Geosciences, 4, 22-40.

Asami, M., Osanai, Y., Shiraishi, K. et Makimoto, H. (1992) Metamorphic evolution of the Sør Rondane Mountains, East Antarctica. In: Recent Progress in Antarctic Earth Science (Eds Y. Yoshida, K. Kaminuma and K. Shiraishi), Terra, Tokyo, pp. 7-15.

Asami, M., Grew, E.S. et Makimoto, H. (2007) Relict sapphirine plus kyanite and spinel plus kyanite associations in pyropic garnet from the eastern Sør Rondane Mountains, East Antarctica. Lithos, 93, 107-125.

Ashwal, L.D. (1997) Proterozoic Geology of Madagascar - Guidebook to Field Excursions, Miscellanous Publications vol. 6. Gondwana Research Group.

Ashwal, L.D., Demaiffe, D. et Torsvik, T.H. (2002) Petrogenesis of neoproterozoic granitoids and related rocks from the Seychelles: The case for an Andean-type Arc origin. Journal of Petrology, 43, 45-83.

Ashwal, L.D., Hamilton, M.A., Morel, V.P.I. et Rambeloson, R.A. (1998) Geology, petrology and isotope geochemistry of massif-type anorthosites from southwest Madagascar. Contributions to Mineralogy and Petrology, 133, 389-401.

Azzone, R.G., Ruberti, E., Enrich, G.E.R. et Gomes, C.B. (2009) Zr- and Ba-rich minerals from the Ponte Nova alkaline mafic-ultramafic massif, southeastern Brazil: indication of an enriched mantle source. Canadian Mineralogist, 47, 1087-1103.

Baker, B.H. (1965). The Precambrian of Kenya, Report of the Geological Survey of Kenya, unpublished.

Baksheev, I.A., Prokof'ev, V.Y., Yapaskurt, V.O., Vigasina, M.F., Zorina, L.D. et Solov'ev, V.N. (2011) Ferric-iron-rich tourmaline from the Darasun gold deposit, Transbaikalia, Russia. Canadian Mineralogist, 49, 263-276.

Bank, H. et Henn, U. (1988) Changierende chromhaltige Turmaline von Ostafrika. Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft, 36, 161-163.

Banks, D., Giuliani, G., Yardley, B.W.D. et Cheilletz, A. (2000) Emerald mineralisation in Colombia: fluid che-

mistry and the role of brine mixing. Mineralium Deposita, 35, 699-713.

Barker, F. (1964) Sapphirine-bearing rock, Val Codera, Italy. American Mineralogist, 49, 146-152.

Barot, N., Graziani, G., Gübelin, E. et Rettighieri, M. (1995) Cat's-eye and asteriated gemstones from East Africa. Journal of Gemmology, 24, 569-580.

Barot, N. et Harding, R.R. (1994) Pink corundum from Kitui, Kenya. Journal of Gemmology, 24, 165-172.

Barth, S. (1993) Boron isotope variations in nature - a synthesis. Geologische Rundschau, 82, 640-651.

Bauer, W., Fielitz, W., Jacobs, J., Fanning, C.M. et Spaeth, G. (2003) Mafic dykes from Heimefrontfjella and implications for the post-Grenvillian to pre-Pan-African geological evolution of western Dronning Maud Land, Antarctica. Antarctic Science, 15, 379-391.

Bauernhofer, A.H., Hauzenberger, C.A., Wallbrecher, E., Muhongo, S., Hoinkes, G., Mogessie, A., Opiyo-Akech, N. et Tenczer, V. (2009) Geochemistry of basement rocks from SE Kenya and NE Tanzania: indications for rifting and early Pan-African subduction. International Journal of Earth Sciences, 1-26.

Bazin, D. et Hubner, H. (1969). Copper deposits in Iran: Report No. 13, Geological Survey of Iran, 29 pp.

Beccaluva, L., Ohnenstetter, D. et Ohnenstetter, M. (1979) Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites: application to some ophiolites. Canadian Journal of Earth Sciences, 16, 1874-1882.

Bedogné, F. et Pagano, R. (1972) Mineral collecting in Val Malenco. Mineralogical Record, 3, 120-123.

Belkovskiy, A.I. (1973) Variation in the composition and properties of iron-rich almandine in zones of low temperature alkali-quartz metasomatism. Doklady of the Academy of Sciences of the USSR, Earth Sciences Sections, 210, 134-137.

Bellanca, A., Claps, M., Erba, E., Masetti, D., Neri, R., Silva, I.P. et Venezia, F. (1996) Orbitally induced limestone/marlstone rhythms in the Albian-Cenomanian Cismon section (Venetian region, northern Italy): Sedimentology, calcareous and siliceous plankton distribution, elemental and isotope geochemistry. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 126, 227-260.

Belyankin, D.S. et Petrov, V.P. (1939) Hibschite in Georgia. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, URSS, 24, 349-352.

Belyankin, D.S. et Petrov, V.P. (1941) The grossularoid group (hibschite, plazolite). American Mineralogist, 26, 450-453.

Belyayev, G.M. (1968) More information about andradite-bearing pegmatite of the Aldan Shield. Doklady of the Academy of Sciences of the USSR, Earth Sciences Sections, 177, 188-190.

Benkerrou, C. et Fonteilles, M. (1989) Vanadian garnets in calcareous metapelites and skarns at Coat-an-Noz, Belle-Isle-en-Terre (Côtes du Nord), France. American Mineralogist, 74, 852-858.

Berg, J.H. (1977) Regional geobarometry in the contact aureoles of the anorthositic Nain complex, Labrador. Journal of Petrology, 18, 399-430.

Berhe, S.M. (1990) Ophiolites in Northeast and East Africa: implications for Proterozoic crustal growth. Journal of the Geological Society of London, 147, 41-57.

Berman, R.G. (1991) Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. Canadian Mineralogist, 29, 833-856.

Berman, R.G. et Aranovich, L.Y. (1996) Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite , garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2. Contributions to Mineralogy and Petrology, 126, 1-24.

Bernau, R. et Franz, G. (1987) Crystal chemistry and genesis of Nb-, V-, and Al-rich metamorphic titanite from Egypt and Greece. Canadian Mineralogist, 25, 695-705.

Bernstein, L.R. (1985) Germanium geochemistry and mineralogy. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49, 2409-

2422.

Bertaut, F. et Forrat, F. (1957) Etude des paramètres des grenats. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 244, 96-99.

Bertolani, M. (1967) Rocce manganesifere tra le granuliti della valle Strona (Novara). Periodica Mineralogica, Roma, 36, 1011-1032.

Bettencourt Dias, M. et Wilson, W.E. (2000) Famous mineral localities: The Alto Ligonha pegmatites, Mozambique. Mineralogical Record, 31, 459-497.

Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C. et Rouzaud, J.N. (2002) Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. Journal of Metamorphic Geology, 20, 859-871.

Bhatia, M.R. et Crook, K.A.W. (1986) Trace-element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92, 181-193.

Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S.K. et Raith, M. (1992) Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 111, 87-93.

Bingen, B., Jacobs, J., Viola, G., Henderson, I.H.C., Skår, Ø., Boyd, R., Thomas, R.J., Solli, A., Key, R.M. et Daudi, E.X.F. (2009) Geochronology of the Precambrian crust in the Mozambique belt in NE Mozambique, and implications for Gondwana assembly. Precambrian Research, 170, 231-255.

Bingen, B. et Van Breemen, O. (1998) Tectonic regimes and terrane boundaries in the high-grade Sveconorwegian belt of SW Norway, inferred from U-Pb zircon geochronology and geochemical signature of augen gneiss suites. Journal of the Geological Society, 155, 143-154.

Binns, R.A. (1965) The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama complex, Broken Hill district, New South Wales. Part II. Pyroxenes, garnets, plagioclases, and opaque oxides. Mineralogical Magazine, 35, 561-587.

Birch, W.D. et Gleadow, A.J.W. (1974) The genesis of garnet and cordierite in acid volcanic rocks: evidence from the Cerberean Cauldron, central Victoria, Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 45, 1-36.

Black, L.P. et McCulloch, M.T. (1987) Evidence for isotopic equilibration of Sm-Nd whole-rock systems in early Archean crust of Enderby Land, Antarctica. Earth and Planetary Science Letters, 82, 15-24.

Black, L.P., Harley, S.L., Sun, S.S. et McCulloch, M.T. (1987) The Rayner Complex of east Antarctica: complex isotopic systematics within a Proterozoic mobile belt. Journal of Metamorphic Geology, 5, 1-26.

Black, P.M. (1973) Mineralogy of New Caledonian metamorphic rocks. I. Garnets from the Ouégoa district. Contributions to Mineralogy and Petrology, 38, 221-235.

Blasband, B., White, S., Brooijmans, P., De Boorder, H. et Visser, W. (2000) Late Proterozoic extensional collapse in the Arabian-Nubian Shield. Journal of the Geological Society, 157, 615-628.

Blass, G., Graf, H.W. et Sebold, D. (2004) Über 'Hydrogrossulare' sowie einen Neufund des seltenen Hydrogranats Katoit vom Bellerberg, Eifel. Mineralien-Welt, 15, 16-20.

Bloomfield, K. (1968) The pre-Karoo geology of Malawi 5, Geological Survey of Malawi, 166 p.

Bloxam, T.W. (1959) Glaucophane-schists and associated rocks near Valley Ford, California. American Journal of Science, 257, 95-112.

Blümel, P. et Schreyer, W. (1976) Progressive regional metamorphism in Moldanubian metapelites of the northern Bavarian Forest, Germany. Krystalinikum, 12, 7-30.

Boehm, E. (2004) New ruby production from Malawi. Gems & Gemology, 40, 71.

Bol, L., Bos, A., Sauter, P.C.C. et Jansen, J.B. (1989) Barium-titanium rich phlogopites in marbles from Rogaland, southwest Norway. American Mineralogist, 74, 439-447.

Bondarenko, L.P. et Dagelaiskii, B.V. (1961) Eulysites from the Lake Chudz'yavr region (Kola Peninsula). Zapiski Vsesojuzn Mineral Obshchest, 90, 408-424.

Borgström, D.H. (1901) Mineralogische Notizen. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 23, 557-566.

Bostock, H.H. (1977) The composition of hornblende, grunerite, and garnet in Archaean iron formation of the Itchen Lake area, District of Mackenzie, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 14, 1740-1752.

Boulvais, P., Fourcade, S., Gruau, G., Moine, B. et Cuney, M. (1998) Persistence of pre-metamorphic C and O isotopic signatures in marbles subject to Pan-African granulite-facies metamorphism and U-Th mineralization (Tranomaro, Southeast Madagascar). Chemical Geology, 150, 247-262.

Boyd, F.R. et Dawson, J.B. (1972) Kimberlite garnets and pyroxenite-ilmenite intergrowths. Carnegie Institute of Wahington, Annual Report of the Directory of the Geophysical Laboratory, 1971-72, 373-378.

Breit, G.N. et Wanty, R.B. (1991) Vanadium accumulation in carbonaceous rocks: A review of geochemical controls during deposition and diagenesis. Chemical Geology, 91, 83-97.

Bridges, C.R. (1974) Green grossularite garnets ('tsavorites') in East Africa. Gems & Gemology, 14, 290-295.

Bridges, C.R. (1982) Gemstones of East Africa. In: International Gemological Symposium Proceedings (Ed D.M. Eash), Gemological Institute of America, Santa Monica, California, pp. 263-275.

Bridges, C.R. (2007) Le grenat vert tsavorite : présentation et débat. Revue de Gemmologie A.F.G., 161, 4-7.

Brock, P.W.G. (1968) Metasomatic and intrusive nepheline-bearing rocks from the Mbozi syenite-gabbro complex, southwestern Tanzania. Canadian Journal of Earth Sciences, 5, 387-419.

Brogger, W.C. (1890) Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der Südnorwegischen Augit - und Nephelinsyenite. Schwarzer (Schwarzbrauner) Kalkeisengranat, sog Yttergranat, von Stöcko. Zeitschrift fur Kristallographie, 16, 169-172.

Bryhni, I., Bollingberg, H.J. et Graff, P.-R. (1969) Eclogites in quartzo-feldspathic gneisses of Nordfjord, west Norway. Norsk Geologisk Tidsskrift, 49, 193-225.

Buchwaldt, R., Tucker, R.D. et Dymek, R.F. (2003) Geothermobarometry and U-Pb geochronology of metapelitic granulites and pelitic migmatites from the Lokoho region, Northern Madagascar. American Mineralogist, 88, 1753-1768.

Buckingham, D.A. et Olson, D.W. (2009) Industrial garnet statistics, U.S. Geological Survey.

Buday, T., Cambel, B. et Mahel', M. (1962) Explanations to geological map of Czechoslovakia, scale 1:200,000, M-33-XXXV, M-33-XXXVI, Wien-Bratislava. Geofond, Bratislava, 248 p.

Buick, I.S., Uken, R., Gibson, R.L. et Wallmach, T. (1998) High-delta $\delta^{13}C$ Paleoproterozoic carbonates from the Transvaal Supergroup, South Africa. Geology, 26, 875-878.

Burke, K. et Dewey, J.F. (1972) Orogeny in Africa. In: African Geology (Eds T.F.J. Dessauvagie and A.J. Whiteman), Department of Geology, University of Ibadan, pp. 583-608.

Caby, R. (1982) Some petrological and structural observations from the Nuqrah area and some remarks concerning the crustal history of the northern Najd province, Saudi Arabia. Precambrian Research, 16, A11-A12.

Calas, G. (1978) Le chrome et la couleur des minéraux: un exemple pédagogique. Revue de Gemmologie A.F.G., 54, 6-8.

Callegari, E. (1966) I graniti di alcune differenziazioni aplitico-pegmatitiche del massiccio dell'Adamello. Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Matematiche e Naturali, Padua, 78, 363-377.

Cambel, B. (1958) Contribution to geology of the Pezinok-Pernek crtystalline complex. Acta Geologica et Geographica Universitatis Comenianae, Geologica, 1, 137-166.

Cambel, B. et Khun, M. (1983) Geochemical characteristics of black shales from ore-bearing complex of the Malé Karpaty Mts. Geologica Carpathica, 34, 15-44.

Canet, C., Alfonso, P., Melgarejo, J.C. et Jorge, S. (2003) V-rich minerals in contact-metamorphosed Silurian sedex deposits in the Poblet area, southwestern Catalonia, Spain. Canadian Mineralogist, 41, 561-579.

Canet, C., Alfonso, P., Melgarejo, J.C. et Belyatski, B.V. (2004) Geochemical evidences of sedimentary-exhalative origin of the shale-hosted PGE-Ag-Zn-Cu occurrences of the Prades Mountains (Catalonia, Spain): trace-element abundances and Sm-Nd isotopes. Journal of Geochemical Exploration, 82, 17-33.

Carlson, W.D. et Rossman, G.R. (1988) Vanadium- and chromium-bearing andalusite: Occurrence and optical-absorption spectroscopy. American Mineralogist, 73, 1366-1369.

Carswell, D.A. et Dawson, J.B. (1970) Garnet peridotite xenoliths in South Africa kimberlite pipes and their petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 25, 163-184.

Chacko, T., Kumar, G.R.R. et Newton, R.C. (1987) Metamorphic P-T conditions of the Kerala (South India) Khondalite Belt, a granulite facies supracrustal terrain. Journal of Geology, 95, 343-358.

Chakraborty, K.L. (1968) Mineralogical note on the chrome-chlorite (kämmererite) and chrome-garnet (uvarovite) from the chromite deposits of Kalrangi, Orissa, India. Mineralogical Magazine, 36, 962-965.

Challis, G.A. (1965) High-temperature contact metamorphism at the Red Hills ultramafic intrusion, Wairau Valley, New Zealand. Journal of Petrology, 6, 395-419.

Charsley, T.J. (1987) The geology of the Laisamis area, Report of the Mines and Geology Department of Kenya, 106.

Chauris, L. et Corre, Y. (1978) Skarn à idocrase, grossulaire et scheelite de Plougoulm (Finistère, France). Bulletin Minéralogique, 101, 576-577.

Chaussidon, M. et Albarede, F. (1992) Secular boron isotope variations in the continental crust: an ion microprobe study. Earth and Planetary Science Letters, 108, 229-241.

Chaussidon, M., Robert, F., Mangin, D., Hanon, P. et Rose, E.F. (1997) Analytical procedures for the measurement of boron isotope compositions by ion microprobe in meteorites and mantle rocks. Geostandards Newsletter, 21, 7-17.

Cheilletz, A., Féraud, G., Giuliani, G. et Rodriguez, C.T. (1994) Time-pressure-temperature formation of Colombian emerald: an $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser-probe and fluid inclusion microthermometry contribution. Economic Geology, 89.

Cheilletz, A., De Donato, P. et Barrès, O. (2001) La traçabilité des émeraudes : une avancée décisive obtenue par microscopie infrarouge (mIRTF). Revue de Gemmologie A.F.G., 141/142, 81-83.

Chetty, T.R.K., Dimri, V.P., Fitzsimons, I., Brown, L. et Santosh, M. (2006) Crustal structure and tectonic evolution of the Southern Granulite Terrain, India: Introduction. Gondwana Research, 10, 3-5.

Chopin, C. (1978) Les paragenèses réduites ou oxydées de concentrations manganésifères des «schistes lustrés» de Haute-Maurienne (Alpes françaises). Bulletin Minéralogique, 101, 514-531.

Clarke, D.B. et Carswell, D.A. (1977) Green garnets from the Newlands kimberlite, Cape Province, South Africa. Earth and Planetary Science Letters, 34, 30-38.

Clarke, R.S., Jr., Jarosewich, E., Mason, B., Nelen, J., Gomez, M. et Hyde, J.R. (1970) The Allende, Mexico, meteorite shower. Smithonian Contributions to the Earth Sciences, 5, 53.

Clarkson, P.D. (1982) Geology of the Shackleton Range. 1: The Shackleton Range Metamorphic Complex. British Antarctic Survey Bulletin, 51, 257-283.

Clarkson, P.D., Tessensohn, F. et Thomson, J.W. (1995) Geological map of the Shackleton Range, Antarctica. BAS GEOMAP Series, Sheet 4, 1:250000, with supplementary text. British Antarctic Survey, Cambridge, 79 p.

Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H. et Zak, I. (1980) The age curves of sulfur and oxygen

isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. Chemical Geology, 28, 199-260.

Coffrant, D. (1974) Les éclogites et les roches basiques et ultrabasiques associées du massif de Sauviat-sur-Vige, Massif Central français. Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie, 97, 70-78.

Coleman, L.C. (1977) Ringwoodite and majorite in the Catherwood meteorite. Canadian Mineralogist, 15, 97-101.

Coleman, R.G. et Lee, D.E. (1963) Glaucophane-bearing metamorphic rock types of the Cadazero area, California. Journal of Petrology, 4, 260-301.

Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. et Brannock, W.W. (1965) Eclogites: Their differences and similarities. Geological Society of America Bulletin, 76, 13-22.

Collerson, K.D., Hapugoda, S., Kamber, B.S. et Williams, Q. (2000) Rocks from the mantle transition zone: Majorite-bearing xenoliths from Malaita, southwest Pacific. Science, 288, 1215-1223.

Collins, A.S. (2006) Madagascar and the amalgamation of Central Gondwana. Gondwana Research, 9, 3-16.

Collins, A.S., Razakamanana, T. et Windley, B.F. (2000) Neoproterozoic extensional detachment in central Madagascar: implications for the collapse of the East African Orogen. Geological Magazine, 137, 39-51.

Collins, A.S. et Windley, B.F. (2002) The tectonic evolution of central and northern Madagascar and its place in the final assembly of Gondwana. Journal of Geology, 110, 325-339.

Collins, A.S., Fitzsimons, I.C.W., Hulscher, B. et Razakamanana, T. (2003a) Structure of the eastern margin of the East African Orogen in central Madagascar. Precambrian Research, 123, 111-133.

Collins, A.S., Johnson, S., Fitzsimons, I.C.W., Powell, C.M., Hulscher, B., Abello, J. et Razakamanana, T. (2003b) Neoproterozoic deformation in central Madagascar: a structural section through part of the East African Orogen. In: Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup (Eds M. Yoshida, B. Windley and S. Dasgupta), Special Publication of the Geological Society of London, 206, pp. 363-379.

Collins, A.S. et Pisarevsky, S.A. (2005) Amalgamating eastern Gondwana: The evolution of the Circum-Indian Orogens. Earth-Science Reviews, 71, 229-270.

Collins, A.S., Clark, C., Sajeev, K., Santosh, M., Kelsey, D.E. et Hand, M. (2007) Passage through India: the Mozambique Ocean suture, high-pressure granulites and the Palghat-Cauvery shear zone system. Terra Nova, 19, 141-147.

Coolen, J.J.M.M.M. (1980) Chemical petrology of the Furua granulite complex, southern Tanzania. GUA Papers of Geology, 1, 1-258.

Coolen, J.J.M.M.M., Priern, H.N.A., Verdurmen, E.A.T. et Verschure, R.H. (1982) Possible zircon U–Pb evidence for Pan-African granulite-facies metamorphism in the Mozambique Belt of southern Tanzania. Precambrian Research, 17, 31-40.

Cooper, A.F., Paterson, L.A. et Reid, L.A. (1995) Lithium in carbonatites - consequence of an enriched mantle source? Mineralogical Magazine, 59, 401-408.

Cooray, P.G. (1994) The Precambrian of Sri Lanka: a historical review. Precambrian Research, 66, 3-18.

Cornu, F. (1905) 'Hibschit'. Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 24, 327-328.

Cornu, F. (1906) Beiträge zur Petrographie des Böhmischen Mittelgebirges. I. Hibschit, ein neues Kontaktmineral. Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 25, 249-268.

Cosca, M.A., Shimron, A. et Caby, R. (1999) Late Precambrian metamorphism and cooling in the Arabian-Nubian shield: Petrology and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of metamorphic rocks of the Elat area (southern Israel). Precambrian Research, 98, 107-127.

Costa, M., Cadoppi, P., Sacchi, R. et Fanning, C.M. (1994) U-Pb 'SHRIMP' dating of zircons from Mozambi-

que gneiss. Bolletino Società Geologica Italiana, 113, 173-178.

Cox, R., Coleman, D.S., Chokel, C.B., DeOreo, S.B., Wooden, J.L., Collins, A.S., De Waele, B. et Kröner, A. (2004) Proterozoic tectonostratigraphy and paleogeography of central Madagascar derived from detrital zircon U-Pb age populations. Journal of Geology, 112, 379-399.

Cox, S.F., Sun, S.S., Etheridge, M.A., Wall, V.J. et Potter, T.F. (1995) Structural and geochemical controls on the development of turbidite-hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully mine, central Victoria, Australia. Economic Geology, 90, 1722-1746.

Cutten, H., Johnson, S.P. et De Waele, B. (2006) Protolith ages and timing of metasomatism related to the formation of whiteschists at Mautia Hill, Tanzania: Implications for the assembly of Gondwana. Journal of Geology, 114, 683-698.

Dahanayake, K., Liyanage, A.N. et Ranasinghe, A.P. (1980) Genesis of sedimentary gem deposits in Sri Lanka. Sedimentary Geology, 25, 105-115.

Dallmeyer, R.D. (1974) Metamorphic history of the northeastern Reading prong, New York and northern New Jersey. Journal of Petrology, 15, 325-359.

Dalziel, I.W.D. (1992) On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. GSA Today, 2, 237,240-241.

Dalziel, I.W.D. (1997) Neoproterozoic-paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. Bulletin of the Geological Society of America, 109, 16-42.

Damdinova, L.B. et Reyf, F.G. (2005) Taeniolite in Ores of the Ermakovsk F-Be Deposit: Regularities in Distribution and Formation Conditions. Geology of Ore Deposits, 47, 146-154.

Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D. et Fukuoka, M. (1991) A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 109, 130-137.

Davidson, L.R. et Mathison, C.I. (1974) Aluminous orthopyroxenes and associated cordierites, garnets and biotites from granulites of the Quairading district, Western Australia. Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte, 272-287.

Dawson, J.B. et Stephens, W.E. (1975) Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths. Journal of Geology, 83, 589-607.

de La Roche, H. (1968) Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences (Paris), 267, 39-42.

De Vito, C., Pezzotta, F., Ferrini, V. et Aurisicchio, C. (2006) Nb-Ti-Ta oxides in the gem-mineralized and 'hybrid' Anjanabonoina granitic pegmatite, central Madagascar: a record of magmatic and postmagmatic events. Canadian Mineralogist, 44, 87-103.

de Wit, M.J., Jeffery, M., Bergh, H. et Nicolaysen, L. (1988) Geological map of sectors of Gondwana. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.

de Wit, M.J., Bowring, S.A., Ashwal, L.D., Randrianasolo, L.G., Morel, V.P.I. et Rambeloson, R.A. (2001) Age and tectonic evolution of Neoproterozoic ductile shear zones in southwestern Madagascar, with implications for Gondwana studies. Tectonics, 20, 1-45.

Debon, F. et Le Fort, P. (1983) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 73, 135-149.

Déchomets, R. (1985) Le gisement de pyrite et les skarns de Niccioleta, Toscane, Italie : Modalités des transformations géothermales d'une série évaporitique, Thèse de l'Université Claude Bernard - Lyon I, Lyon, 278 p.

Deer, W.A., Howie, R.A. et Zussman, J. (Eds) (1992) An introduction to the rock-forming minerals, 2nd edition.

Pearson Prentice Hall, 696 p.

Deer, W.A., Howie, R.A. et Zussman, J. (Eds) (1997) Rock-forming Minerals, Vol. 1A : Orthosilicates, 2nd edition. The Geological Society of London, 919 p.

Degeling, H., Eggins, S. et Ellis, D.J. (2001) Zr budgets for metamorphic reactions, and the formation of zircon from garnet breakdown. Mineralogical Magazine, 65, 749-758.

Delangle, C., Ohnenstetter, M., Ohnenstetter, D. et Grémillet, J.P. (2010) First report of platinum group minerals in garnet peridotites from the Central Vosges, France. In: 20th General Meeting of the International Mineralogical Association (Ed E. Pal-Molnar), Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series, Budapest, 6, pp. 271.

Deville, J. (Ed) (1995) Les grenats. Minéraux & Fossiles, Hors-Série n°1, 72 p.

Dietrich, R. (1978) Kämmererite from the Kop Krom mine, Kop Daglari, Turkey. Mineralogical Magazine, 9, 277-287.

Dill, H.G. (2001) The geology of aluminium phosphates and sulphates of the alunite group minerals: a review. Earth-Science Reviews, 53, 35-93.

Dill, H.G., Busch, K. et Blum, N. (1991) Chemistry and origin of vein-like phosphate mineralization, Nuba Mts. (Sudan). Ore Geology Reviews, 6, 9-24.

Dimanche, F. (1969) Sur les particularités d'un grenat issu des skarns à magnétite du Ginervo (île d'Elbe, Italie). Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie, 92, 468-471.

Dimanche, F. et Ruiz, J.L. (1969) Pyroxènes et grenats zonés dans des skarns amphibolitiques à magnétite du Ginervo (île d'Elbe, Italie). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 268, 2013-2016.

Dirlam, D., Misiorowski, E.B., Tozer, R., Stark, K.B. et Bassett, A.M. (1992) Gem wealth of Tanzania. Gems & Gemology, 28, 80-102.

Dirlam, D.M., Laurs, B.M., Pezzotta, F. et Simmons, W.B. (2002) Liddicoatite tourmaline from Anjanabonoina, Madagascar. Gems & Gemology, 38, 28-53.

Dissanayake, C.B. et Rupasinghe, M.S. (1995) Classification of the gem deposits of Sri Lanka. Geologie en Mijnbouw, 74, 79-88.

Dissanayake, C.B. et Chandrajith, R. (1999) Sri Lanka-Madagascar Gondwana linkage: Evidence for a Pan-African mineral belt. Journal of Geology, 107, 223-235.

Dissanayake, C.B., Chandrajith, R. et Tobschall, H.J. (2000) The geology, mineralogy and rare element geochemistry of the gem deposits of Sri Lanka. Bulletin of the Geological Society of Finland, 72, 5-20.

Dobmeier, C. et Raith, M.M. (2003) Crustal architecture and evolution of the Eastern Ghats Belt and adjacent regions of India. In: Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup (Eds M. Yoshida, B.F. Windley and S. Dasgupta), Special Publications of the Geological Society of London, 206, pp. 145-168.

Donaldson, C.H. et Dawson, J.B. (1978) Skeletal crystallization and residual glass compositions in a cellular alkalic pyroxenite nodule from Oldoinyo Lengai. Implications for evolution of the alkalic carbonatite lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology, 67, 139-149.

Donohue, C.L. et Essene, E.J. (2005) Granulite-facies conditions preserved in vanadium- and chromium-rich metapelites from the Paradise Basin, Wind River Range, Wyoming, USA. Canadian Mineralogist, 43, 495-511.

Dowty, E. (1971) Crystal chemistry of titanian and zirconian garnet: I. Review and spectral studies. American Mineralogist, 56, 1983-2009.

DuBois, C. et Walsh, J. (1970) Minerals of Kenya. Geological Survey of Kenya Bulletin, 11.

Dudley, P.O. (1969) Electron microprobe aanlyses of garnets in glaucophane schists and associated eclogites. American Mineralogist, 54, 1139-1150.

Duffield, W.A. et Beeson, M.H. (1973) Two-garnet rodingite from Amador County, California. Journal of Re-

search of the U. S. Geological Survey, 1, 665-672.

Dunn, P.J. (1979) On the validity of calderite. Canadian Mineralogist, 17, 569-571.

Dunn, P.J., Appleman, D.E. et Nelen, J.E. (1977) Liddicoatite, a new calcium end-member of the tourmaline group American Mineralogist, 62, 1121-1124.

Dunn, S.R. (2005) Calcite-graphite isotope thermometry in amphibolite facies marble, Bancroft, Ontario. Journal of Metamorphic Geology, 23, 813-827.

Dunn, S.R. et Valley, J.W. (1992) Calcite-graphite isotope thermometry: a test for polymetamorphism in marble, Tudor Gabbro aureole, Ontario, Canada. Journal of Metamorphic Geology, 10, 487-501.

Dzigbodi-Adjimah, K. (2004) The mineralogy and petrography of the ferruginous manganese rocks at Mankwadzi, Ghana. Journal of African Earth Sciences, 38, 293-315.

El Sharkawi, M.A. et Dearman, W.R. (1966) Tin-bearing skarns from the north-west border of the Dartmoor granite, Devonshire, England. Economic Geology, 61, 362-369.

Elwell, D. (1979) Man-made gemstones. Ellis Horwood Ltd. and John Wiley: Halsted Press, Chichester and New York.

Emmel, B., Jöns, N., Kröner, A., Jacobs, J., Wartho, J.A., Schenk, V., Razakamanana, T. et Austegard, A. (2008) From closure of the Mozambique Ocean to Gondwana breakup: New evidence from geochronological data of the Vohibory terrane, Southwest Madagascar. Journal of Geology, 116, 21-38.

Enami, M., Cong, B., Yoshida, T. et Kawabe, I. (1995) A mechanism for Na incorporation in garnet: an example from garnet in orthogneiss from the Su-Lu terrane, eastern China. American Mineralogist, 80, 475-482.

Engvik, A.K., Tveten, E., Bingen, B., Viola, G., Erambert, M., Feito, P. et De Azavedo, S. (2007) P-T-t evolution and textural evidence for decompression of Pan-African high-pressure granulites, Lurio Belt, north-eastern Mozambique. Journal of Metamorphic Geology, 25, 935-952.

Erd, R.C., Czamanske, G.K. et Meyer, C.E. (1983) Taeniolite, an uncommon lithium-mica from Coyote Peak, Humboldt County, California. Mineralogical Record, 14, 39-40.

Erickson, R.L. et Blade, L.V. (1963). Geochemistry and petrology of alkaline igneous complex at Magnet Cove, Arkansas, U.S. Geological Survey Professional Paper, 95 p.

Ernst, W.G. (1978) Petrochemical study of lherzolitic rocks from Alpe Arami, Lepontine Alps, southern Switzerland. Journal of Petrology, 19, 341-392.

Eskola, P. (1933) On the chrome minerals of Outokumpu. Commission of Geology of Finland Bulletin, 103, 26-44.

Evans, B.W., Trommsdorff, V. et Richter, W. (1979) Petrology of an eclogite-metarodingite suite at Cima di Gagone, Ticino, Switzerland. American Mineralogist, 64, 15-31.

Evans, H.T. (1969) Vanadium. In: Handbook of Geochemistry (Ed K.H. Wedepohl), Springer-Verlag, Berlin, II/2, pp. 23-A.

Evensen, N.M., Hamilton, P.J. et Onions, R.K. (1978) Rare-earth abundances in chondritic meteorites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42, 1199-1212.

Faryad, S.W. (2002) Metamorphic conditions and fluid compositions of scapolite-bearing rocks from the lapis lazuli deposit at Sare Sang, Afghanistan. Journal of Petrology, 43, 725-747.

Faulhaber, S. et Raith, M. (1991) Geothermometry and geobarometry of high-grade rocks: a case-study on garnet-pyroxene granulites in southern Sri Lanka. Mineralogical Magazine, 55, 33-56.

Feneyrol, J., Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Le Goff, E., Malisa, E.P.J., Saul, M., Saul, E., Saul, J.M. et Pardieu, V. (2010a) Lithostratigraphic and structural controls of `tsavorite' deposits at Lemshuku, Merelani area,

Tanzania. Comptes Rendus Geoscience, 342, 778-785.

Feneyrol, J., Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Saul, M., Saul, E. et Saul, J.M. (2010b) Le district minier à 'tsavorite' de Lemshuku, Tanzanie. Revue de Gemmologie A.F.G., 172, 11-22.

Feneyrol, J., Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Galoisy, L. et Pardieu, V. (2010c) Is the V/Cr ratio a fingerprint of the geographical origin of 'tsavorite' in the Mozambique Belt? In: General Meeting of the International Mineralogical Association, Abstract Series, Acta Mineralogica-Petrographica, Budapest, Hungary, 6, pp. 776.

Feneyrol, J., Monié, P., Giuliani, G., Ohnenstetter, D. et Malisa, E. (2011) Panafrican $^{39}Ar/^{40}Ar$ ages (520-505 Ma) of the tsavorite deposits in the Lelatema Fold Belt (northeastern Tanzania). In: European Geosciences Union General Assembly Vienna, Austria.

Fenner, C.N. (1910) The Watchung basalt and the paragenesis of its zeolites and other secondary minerals. Annales of the New York Academy of Science, 20, 93-189.

Fernandez, A., Schreurs, G., Villa, I.M., Huber, S. et Rakotondrazafy, M. (2003) Age constraints on the tectonic evolution of the Itremo region in Central Madagascar. Precambrian Research, 123, 87-110.

Ferro, O., Galli, E., Papp, G., Quartieri, S., Szakall, S. et Vezzalini, G. (2003) A new occurrence of katoite and re-examination of the hydrogrossular group. European Journal of Mineralogy, 15, 419-426.

Ferry, J.M. et Spear, F.S. (1978) Experimental calibration of partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contributions to Mineralogy and Petrology, 66, 113-117.

Fiala, J. (1965) Pyrope of some garnet peridotites of the Czech Massif. Krystalinikum, 3, 55-74.

Fiala, J. et Padera, K. (1984) Eclogitic rocks from the basement of the Ceské stredohori Mts. Krystalinikum, 17, 33-45.

Fick, L.J. et van der Heyde, C. (1959) Additional data on the geology of the Mbeya carbonatite. Economic Geology, 54, 842-872.

Filippovskaya, T.B., Shevnin, A.N. et Dubakina, L.S. (1972) Vanadium garnets and hydrogarnets from Lower Paleozoic carbon- and silica-bearing metasediments of Ishimskaya Luka, northern Kazakhstan. Doklady of the Academy of Sciences of the USSR, Earth Sciences Sections, 203, 137-141.

Fitton, J.G. (1972) The genetic significance of almandine-pyrope phenocrysts in the calc-alkaline Borrowdale Volcanic Group, northern England. Contributions to Mineralogy and Petrology, 36, 231-248.

Fitzsimons, I.C.W. et Hulscher, B. (2005) Out of Africa: detrital zircon provenance of central Madagascar and Neoproterozoic terrane transfer across the Mozambique Ocean. Terra Nova, 17, 224-235.

Flies, D. (2008). La couleur des grenats, Diplôme d'Université de Gemmologie, Nantes, 147 p.

Floyd, P.A. et Winchester, J.A. (1975) Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth and Planetary Science Letters, 27, 211-218.

Forbes, R.B. et Swainbank, R.C. (1974) Garnet-clinopyroxenite from the Red Mountain pluton, Alaska. Bulletin of the Geological Society of America, 85, 285-292.

Ford, W.E. (1915) A study of the garnet group. American Journal of Science, 40, 33-49.

Frankel, J.J. (1959) Uvarovite garnet and South African jade (hydrogrossular) from the Bushveld complex, Transvaal. American Mineralogist, 44, 565-591.

Fraser, G., Ellis, D. et Eggins, S. (1997) Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks. Geology, 25, 607-610.

Frimmel, H.E. et Jiang, S.Y. (2001) Marine evaporites from an oceanic island in the Neoproterozoic Adamastor ocean. Precambrian Research, 105, 57-71.

Fritz, H., Tenczer, V., Hauzenberger, C., Wallbrecher, E. et Muhongo, S. (2009) Hot granulite nappes: Tectonic styles and thermal evolution of the Proterozoic granulite belts in East Africa. Tectonophysics, 477, 160-173.

Fuchs, L.H. (1971) Occurrence of wollastonite, rhönite and andradite in the Allende meteorite. American Mineralogist, 56, 2053-2068.

Fuchtbauer, H. (1972) Influence of salinity on carbonate rocks in the Zechstein formation, NW Germany. Earth Sciences, 7, 23-31.

Galuskin, E.V. et Galuskina, I.O. (2003) Si-deficient, OH-substitued, boron-bearing vesuvianite from the Wiluy River, Yakutia, Russia. Canadian Mineralogist, 41, 833-842.

Game, P. (1955) Zoisite amphibolite with corundum from Tanganyika. Mineralogical Magazine, 30, 456-466.

Garkhal, R.S. (2002) A case study of emerald mineralization of Rajasthan. Report of the Geological survey of India, Jaipur, 8 p.

Garnier, V. (2003) Les gisements de rubis associés aux marbres de l'Asie Centrale et du Sud-Est : genèse et caractérisation isotopique, Thèse de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, Vandoeuvre-lès-Nancy, 373 p.

Garnier, V., Giuliani, G., Ohnenstetter, D. et Schwarz, D. (2004a) Les gisements de corindon : classification et genèse. Le Règne Minéral, 55, 7-35.

Garnier, V., Ohnenstetter, D. et Giuliani, G. (2004b) Fluor-rich aspidolite: a witness of evaporite implication in the genesis of ruby Nangimali (Azad-Kashmir, Pakistan) marbles. Comptes Rendus Geoscience, 336, 1245-1253.

Garnier, V., Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Fallick, A.E., Dubessy, J., Banks, D., Vinh, H.Q., Lhomme, T., Maluski, H., Pêcher, A., Bakhsh, K.A., Long, P.V., Trinh, P.T. et Schwarz, D. (2008) Marble-hosted ruby deposits from Central and Southeast Asia: Towards a new genetic model. Ore Geology Reviews, 34, 169-191.

Gaspar, J.C. et Wyllie, P.J. (1982) Barium phlogopite from the Jacupiranga carbonatite, Brazil. American Mineralogist, 67, 997-1000.

Gaspar, M., Knaack, C., Meinert, L.D. et Moretti, R. (2008) REE in skarn systems: A LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit. Geochimica et Cosmochimica Acta, 72, 185-205.

Gass, I.G. (1977) The evolution of the Pan-African crystalline basement in NE Africa and Arabia. Journal Geological Society London, 134, 129-138.

Gee, D.G. (1964) A note on the occurrence of eclogites in Spitsbergen. Norsk Polarinstitutt Arbok, 240-241.

Geiger, C.A. (1999) Thermodynamics of $(Fe^{2+}, Mn^{2+}, Mg, Ca)_3Al_2Si_3O_{12}$ garnet: A review and analysis. Mineralogy and Petrology, 66, 271-299.

Geiger, C.A., Stahl, A. et Rossman, G.R. (1999) Raspberry-red grossular from Sierra de Cruces Range, Coahuila, Mexico. European Journal of Mineralogy, 11, 1109-1113.

Geller, S. (1967) Crystal chemistry of the garnets. Zeitschrift fur Kristallographie, 125, 1-47.

Geusic, J.E., Marcos, H.M. et Van Uitert, L.G. (1964) Laser oscillations in Nd-doped yttrium aluminum, yttrium gallium and gadolinium garnets. Applied Physics Letters, 4, 182-184.

Gibbs, G.V. et Smith, J.V. (1965) Refinement of the crystal structure of synthetic pyrope. American Mineralogist, 50, 2023-2039.

Gil Ibagurchi, J.I., Mendia, M. et Girardeau, J. (1991) Mg- and Cr-rich staurolite and Cr-rich kyanite in high-pressure ultrabasic rocks (Cabo Ortegal, northwestern Spain). American Mineralogist, 76, 501-511.

Gilg, H.A., Kile, D., Liebetrau, S., Modreski, P., Neumeier, G. et Staebler, G. (Eds) (2008) Garnet: Great Balls of Fire. Lithographie, LLC, East Hampton, Connecticut, USA, 104 p.

Girgis, K., Gübelin, E. et Weibel, M. (1976) Vanadiumhaltiger gruener Kornerupin vom Kwale Distrikt, Kenia. Schweizerische Mineralogische Petrografische Mitteilung, 56, 65-68.

Giuliani, G. (2010). Les gisements de tsavorite associés aux gneiss graphiteux de Tanzanie, Madagascar et du Kenya : genèse et caractérisation isotopique, Rapport Projet CESSUR, AO INSU, pp 1-10.

Giuliani, G. (2011) La spirale du temps de l'émeraude. Le Règne Minéral, 98, 31-44.

Giuliani, G., France-Lanord, C., Zimmermann, J.L., Cheilletz, A., Arboleda, C., Charoy, B., Coget, P., Fontan, F. et Giard, D. (1997) Fluid composition, δD of channel H_2O, and $\delta^{18}O$ of lattice oxygen in beryls : Genetic implications for Brazilian, Colombian, and Afghanistani emerald deposits. International Geology Review, 39, 400-424.

Giuliani, G., France-Lanord, C., Coget, P., Schwarz, D., Cheilletz, A., Branquet, Y., Giard, D., Martin-Izard, A., Alexandrov, P. et Piat, D.H. (1998) Oxygen isotope systematics of emerald: relevance for its origin and geological significance. Mineralium Deposita, 33, 513-519.

Giuliani, G., France-Lanord, C., Cheilletz, A., Coget, P., Branquet, Y. et Laumomnier, B. (2000) Sulfate reduction by organic matter in Colombian emerald deposits: Chemical and stable isotope (C, O, H) evidence. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, 95, 1129-1153.

Giuliani, G., Dubessy, J., Banks, D., Hoang Quang, V., Lhomme, T., Pironon, J., Garnier, V., Phan Trong, T., Pham Van, L., Ohnenstetter, D. et Schwarz, D. (2003) CO_2-H_2S-COS-S_8-AlO(OH)-bearing fluid inclusions in ruby from marble-hosted deposits in Luc Yen area, North Vietnam. Chemical Geology, 194, 167-185.

Giuliani, G., Fallick, A.E., Garnier, V., France-Lanord, C. et Ohnenstetter, D. (2005) Oxygen isotope composition as a tracer for the origins of rubies and sapphires. Geology, 33, 249-252.

Giuliani, G., Fallick, A., Rakotondrazafy, M., Ohnenstetter, D., Andriamamonjy, A., Ralantoarison, T., Rakotosamizanany, S., Razanatseheno, M., Offant, Y., Garnier, V., Dunaigre, C., Schwarz, D., Mercier, A., Ratrimo, V. et Ralison, B. (2007) Oxygen isotope systematics of gem corundum deposits in Madagascar: relevance for their geological origin. Mineralium Deposita, 42, 251-270.

Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Palhol, F., Feneyrol, J., Boutroy, E., De Boissezon, H. et Lhomme, T. (2008) Karelianite and vanadian phlogopite from the Merelani Hills gem zoisite deposits, Tanzania. Canadian Mineralogist, 46, 1183-1194.

Giuliani, G., Fallick, A.E., Feneyrol, J., Ohnenstetter, D., Pardieu, V. et Saul, M. (2011a) $^{18}O/^{16}O$ and V/Cr ratios in gem tsavorites from the Neoproterozoic Mozambique metamorphic belt: a clue towards their origins? Mineralium Deposita, 46, 671-676.

Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Fallick, A.E. et Feneyrol, J. (2011b) State of the art in the formation of high-value colored stones. Gems & Gemology, 47, 108-110.

Gnevushev, M.A., Kalinin, A.I., Mikheev, V.I. et Smirnov, G.I. (1956) Change in the cell dimensions of the garnets as a function of their chemical composition. Zapiski Vsesojuzn Mineral Obshchest, 85, 472-490.

Goeman, U. et Schumann, H. (1975) Röntgenographische Messungen zur Teilbarkeit des Granats. Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen, 125, 91-105.

Goerg, U., Sarbas, B., Schmetzer, K., Bank, H. et Amstutz, G.C. (1982) Petrografische und geochemische Untersuchungen an Grafit Schiefern und Kalksilikatgesteinen von Lyalenyi, Kenia, und Komolo, Tansania. Fortschrifte Mineralogische, 60, 84-85.

Goncalvès, P. (2002) Pétrologie et géochronologie des granulites de ultra-hautes températures de l'unité basique d'Andriamena (centre-nord Madagascar), Thèse de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 319 p.

Goncalvès, P., Nicollet, C. et Lardeaux, J.M. (2003) Finite strain pattern in Andriamena unit (north-central Madagascar): evidence for late Neoproterozoic-Cambrian thrusting during continental convergence. Precambrian Research, 123, 135-157.

Grainger, D.J. (1964) Geological map at 1:125,000, Shambarai, no. 71. Tanzanian Geological Survey.

Grantham, G.H. et Hunter, D.R. (1991) The geology of the western and central H.U. Sverdrupfjella, Antarctica: a Proterozoic collision zone. In: Proceedings of the 6th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, pp. 178-183, NIPR, Tokyo.

Grantham, G.H., Moyes, A.B. et Hunter, D.R. (1991) The age, petrogenesis and emplacement of the Dalmatian granite, H.U. Sverdrupfjella, Dronning Maud Land, Antarctica. Antarctic Science, 3, 197-204.

Grantham, G.H., Maboko, M. et Eglington, B.M. (2003) A review of the evolution of the Mozambique Belt

and implications for the amalgamation and dispersal of Rodinia and Gondwana. In: Geological Society Special Publication, pp. 401-425.

Grantham, G.H., Macey, P.H., Ingram, B.A., Roberts, M.P., Armstrong, R.A., Hokada, T., Shiraishi, K., Jackson, C., Bisnath, A. et Manhica, V. (2008) Terrane correlation between Antarctica, Mozambique and Sri Lanka; comparison of geochronology, lithology, structure and metamorphism and possible implications for the geology of southern Africa and Antarctica. In: Geodynamic Evolution of East Antarctica: A Key to the East-West Gondwana Connection (Eds M. Satish-Kumar, Y. Motoyoshi, Y. Osanai, Y. Hiroi and K. Shiraishi), Geological Society, Special Publications, 308, pp. 91-119.

Grapes, R.H. et Hashimoto, S. (1978) Manganiferous schists and their origin, Hidaka Mountains, Hokkaido, Japan. Contributions to Mineralogy and Petrology, 68, 23-35.

Grapes, R.H., Yagi, K. et Okumura, K. (1979) Aenigmatite, sodic pyroxene, arfvedsonite and associated minerals in syenites from Morotu, Sakhalin. Contributions to Mineralogy and Petrology, 69, 97-103.

Gray, D.R., Foster, D.A., Meert, J., Goscombe, B.D., Armstrong, R., Trouw, R.A.J. et Passchier, C.W. (2007) A Damara Orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. Geological Society of London, Special Publications, 294, 257-278.

Green, N.L. et Usdansky, S.I. (1986) Toward a practical plagioclase-muscovite thermometer. American Mineralogist, 71, 1109-1117.

Green, T.H. et Ringwood, A.E. (1968) Origin of garnet phenocrysts in calc-alcaline rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 18, 163-174.

Grew, E.S. (1978) Precambrian basement at Molodezhnaya Station, East Antarctica. Geological Society of America Bulletin, 89, 801-813.

Grew, E.S. (1988) Kornerupine at the Sar-e-Sang, Afghanistan, whiteschist locality: implications for tourmaline - kornerupine in metamorphic rock. American Mineralogist, 73, 345-357.

Grew, E.S., Asami, M. et Makimoto, H. (1989) Preliminary petrological studies of the metamorphic rocks of the eastern Sør Rondane Mountains, East Antarctica. Proceedings of NIPR Symposium on Antarctic Geosciences, 3, 100-127.

Grew, E.S., Marsh, J.H., Yates, M.G., Lazic, B., Armbruster, T., Locock, A., Bell, S.W., Dyar, M.D., Bernhardt, H.J. et Medenbach, O. (2010) Menzerite-(Y), a new species, $\{(Y,REE)(Ca,Fe^{2+})2\}[(Mg,Fe^{2+})(Fe^{3+},Al)](Si_3O_{12})$, from a felsic granulite, Parry Sound, Ontario, and a new garnet end-member, $\{Y_2Ca\}[Mg_2](Si_3)O_{12}$. Canadian Mineralogist, 48, 1171-1193.

Grice, J.D. et Williams, R. (1979) The Jeffrey Mine, Asbestos, Quebec. Mineralogical Record, 10, 69-80.

Griffin, W.L., Carswell, D.A. et Nixon, P.H. (1979) Lower-crustal granulites and eclogites from Lesotho, southern Africa. In: The Mantle Sample: Inclusions in Kimberlites and other Volcanics (Eds F.R. Boyd and H.O.A. Meyer), American Geophysists Union, Washington.

Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A. et Korotev, R.L. (1984) The North-American shale composite: its compilation, major and trace-element characteristics. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48, 2469-2482.

Grove, M. et Harrison, T.M. (1996) $^{40}Ar^*$ diffusion in Fe-rich biotite. American Mineralogist, 81, 940-951.

Grundmann, G. et Morteani, G. (2008) Multi-stage emerald formation during Pan-African regional metamorphism: The Zabara, Sikait, Umm Kabo deposits, South Eastern desert of Egypt. Journal of African Earth Sciences, 50, 168-187.

Grunow, A., Hanson, R. et Wilson, T. (1996) Were aspects of Pan-African deformation linked to lapetus opening? Geology, 24, 1063-1066.

Gübelin, E. (1974) The emerald deposit at Lake Manyara, Tanzania. Lapidary Journal, 28, 1-5.

Gübelin, E.J. et Weibel, M. (1975) Green vanadium grossular garnet from Lualenyi, near Voi, Kenya. Lapidary Journal, 28, 402-406.

Gübelin, E. et Peretti, A. (1997) Sapphires from the Andranondambo mine in SE Madagascar: evidence for metasomatic skarn formation. Journal of Gemmology, 25, 453-470.

Guérrot, C., Cocherie, A. et Ohnenstetter, M. (1993) Origin and evolution of the west Andriamena Pan African mafic-ultramafic complexes in Madagascar as shown by U-Pb, Nd isotopes and trace elements constraints. Terra Abstracts, 5, 387.

Guinel, M.J.F. et Norton, M.G. (2006) The origin of asterism in almandine-pyrope garnets from Idaho. Journal of Materials Science, 41, 719-725.

Haapala, P. (1936) On serpentine rocks in Northern Karelia. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 114.

Hahn-Weinheimer, P. et Hirner, A. (1981) Isotopic evidence for the origin of graphite. Geochemical Journal, 15, 9-15.

Hall, A. (1965) The origin of accessory garnet in the Donegal granite. Mineralogical Magazine, 35, 628-633.

Halverson, G.P., Wade, B.P., Hurtgen, M.T. et Barovich, K.M. (2010) Neoproterozoic chemostratigraphy. Precambrian Research, 182, 337-350.

Handke, M.J., Tucker, R.D. et Hamilton, M.A. (1997) Early Neoproterozoic (800-790 Ma) intrusive igneous rocks in central Madagascar; geochemistry and petrogenesis. Abstracts with Programs, 29, 468.

Handke, M.J., Tucker, R.D. et Ashwal, L.D. (1999) Neoproterozoic continental arc magmatism in west-central Madagascar. Geology, 27, 351-354.

Hargrove, U.S., Stern, R.J., Kimura, J.I., Manton, W.I. et Johnson, P.R. (2006) How juvenile is the Arabian-Nubian Shield? Evidence from Nd isotopes and pre-Neoproterozoic inherited zircon in the Bi'r Umq suture zone, Saudi Arabia. Earth and Planetary Science Letters, 252, 308-326.

Hariya, Y. et Kimura, M. (1978) Optical anomaly garnet and its stability field at high pressures and temperatures. Journal of the Faculty of Sciences, Hokkaido University, 18, 611-624.

Harris, D.C. (1989) The mineralogy and geochemistry of the Hemlo gold deposit, Ontario. Geological Survey of Canada, Economic Geology Report, 38.

Harris, N.B.W., Gass, I.G., Hawkesworth, F.R.S. et Hawkesworth, C.J. (1990) A geochemical approach to allochtonous terranes: a Pan-African case study. Philosophical transactions of the Royal Society London, A331, 533-548.

Harris, N.B.W., Santosh, M. et Taylor, P.N. (1994) Crustal evolution in South India: constraints from Nd isotopes. Journal of Geology, 102, 139-150.

Harrison, T.M., Celerier, J., Aikman, A.B., Hermann, J. et Heizler, M.T. (2009) Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73, 1039-1051.

Harte, B. et Gurney, J.J. (1975) Evolution of clinopyroxene in an eclogite nodule from the Roberts Victor kimberlite pipe, South Africa. In: Physics and Chemistry of the Earth, 9, pp. 367-387.

Hartnady, C.J.H. (1986) Was North America ('Laurentia') part of south-western Gondwanaland during the late Proterozoic era? South African Journal of Science, 82, 251-254.

Hartnady, C.J.H. (1991) About turn for supercontinents. Nature, 352, 476-478.

Häuy, R.J. (1822) Traité de Minéralogie, 2nd édition. Bachelier, Paris, 549 p.

Hauzenberger, C.A., Bauernhofer, A.H., Hoinkes, G., Wallbrecher, E. et Mathu, E.M. (2004) Pan-African high pressure granulites from SE-Kenya: Petrological and geothermobarometric evidence for a polycyclic evolution in the Mozambique belt. Journal of African Earth Sciences, 40, 245-268.

Hauzenberger, C.A., Sommer, H., Fritz, H., Bauerhofer, A., Kröner, A., Hoinkes, G., Wallbrecher, E. et Thöni, M. (2007) SHRIMP U-Pb zircon and Sm-Nd garnet ages from the granulite-facies basement of SE Kenya: Evidence for Neoproterozoic polycyclic assembly of the Mozambique Belt. Journal of the Geological Society,

164, 189-201.

Heflik, W. et Zabinski, W. (1965) Grossular from Jordanow near Sobotka (Lower Silesia). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, série Géologie-Géographie, 2, 105-108.

Henmi, C., Kusachi, I. et Henmi, K. (1995) Morimotoite, $Ca_3TiFe^{2+}Si_3O_{12}$, a new titanian garnet from Fuka, Okayama Prefecture, Japan. Mineralogical Magazine, 59, 115-120.

Henn, U., Bank, H. et Bank, F.H. (1990) Red and orange corundum (ruby and padparadscha) from Malawi. Journal of Gemmology, 22, 83-89.

Henry, D.J. et Guidotti, C.V. (1985) Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. American Mineralogist, 70, 1-15.

Hepworth, J.V. (1972) The Mozambique orogenic belt and its foreland in northeast Tanzania: A photogeologically-based study. Journal of the Geological Society of London, 128, 461-500.

Hernes, I. (1954) Eclogite-amphibolite on the Molde peninsula, southern Norway. Norsk Geologisk Tidsskrift, 33, 163-184.

Himmelberg, G.R. et Phinney, W.C. (1967) Granulite-facies metamorphism, Granite Falls - Montevideo area, Minnesota. Journal of Petrology, 8, 325-348.

Hing, T.T. et Kwak, T.A.P. (1979) The measurement of the thermal history around the Grassy granodiorite, King Island, Tasmania, by use of fluid inclusion data. Journal of Geology, 87, 43-54.

Hirai, H. et Nakazawa, H. (1982) Origin of iridescence in garnet: An optical interference study. Physics and Chemistry of Minerals, 8, 25-28.

Hiroi, Y., Shiraishi, K. et Motoyoshi, Y. (1991) Late Proterozoic paired metamorphic complexes in East Antarctica, with special reference to the tectonic significance of ultramafic rocks. In: Geological Evolution of Antarctica (Eds M.R.A. Thomson, J.A. Crame and J.W. Thomson), Cambridge University Press, pp. 83-87.

Hirowatari, F. (1964) On some manganese garnets from the manganese ore deposits of Japan. Scienctific Report of the Geological Department, Kyushu University, 7, 113-119.

Hodges, K.V. et Spear, F.S. (1982) Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt Moosilauke, New Hampshire. American Mineralogist, 67, 1118-1134.

Hoefs, J. (1987) Stable isotope geochemistry. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 241 p.

Hoffman, P.F. (1991) Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? Science, 252, 1409-1412.

Holdaway, M.J. et Lee, S.M. (1977) Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. Contributions to Mineralogy and Petrology, 63, 175-198.

Holland, T. et Blundy, J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 116, 433-447.

Holler, W. et Stumpfl, E.F. (1995) Cr-V oxides from the Rampura-Agucha Pb-Zn-(Ag) Deposit, Rajasthan, India. Canadian Mineralogist, 33, 745-752.

Holmes, A. (1951) The sequence of Precambrian orogenic belts in south and central Africa. 18th International Geological Congress, 14, 254-269.

Homme, F.C. et Rosenzweig, A. (1970) Contact metamorphism in the Tres Hermanas Mountains, Luna County, New Mexico. In: Minerals of New Mexico Northrop., New Mexico Geological Society, Guidebook 21st field conference, pp. 141-145.

Hornung, G. et von Knorring, O. (1962) The pegmatites of the north Mtoko region, Southern Rhodesia. Transactions of the Geological Society of South Africa, 65, 153-180.

Horvarth, L. et Gault, R.A. (1990) The mineralogy of Mont Saint-Hilaire, Quebec. Mineralogical Record, 21, 284-368.

Howie, R.A. et Woolet, A.R. (1968) The role of titanium and the effect of TiO_2 on the cell-size, refractive index, and specific gravity in the andradite-melanite-schorlomite series. Mineralogical Magazine, 36, 775-790.

Huggins, F.E., Virgo, D. et Huckenholz, H.G. (1977) Titanium-containing silicate garnets. II. The crystal chemistry of melanites and schorlomites. American Mineralogist, 62, 646-665.

Hughes, R.W. (1997) Ruby & Sapphire. RRWH Publishing, Boulder, CO, 512 p.

Huhma, A. et Huhma, M. (1970) Contribution to the geology and geochemistry of Outokumpu region. Bulletin of the Geological Society of Finland, 42, 57-88.

Humphris, S.E., Thompson, G., Schilling, J.G. et Kingsley, R.H. (1985) Petrological and gemical variations along the Mid-Atlantic ridge between 46°S and 32°S: influence of the Tristan da Cunha mantle plume. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49, 1445-1464.

Hussain, S.S. (2005) Geology of the Indus Suture Zone and high Himalayan Crystalline Block West of Besham Syntaxis and Study of some Associated Minerals. Thèse non publiée de l'Université de Punjab, 393 p.

Hussain, S.S., Khan, T., Dawood, H. et Khan, I. (1984) A note on Kot-Prang Ghar Melange and associated mineral occurrences. Geological Bulletin of the University of Peshawar, 17, 61-68.

Hutchinson, A.G. (1933) The metamorphism of the Deeside limestone, Aberdeenshire. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 57, 557-592.

Hutton, C.O. (1962) Composition of some garnets in low grade schists. Transactions of the royal Society of New Zealand, Geology, 1, 129-133.

Indares, A. et Martignole, J. (1985) Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. American Mineralogist, 70, 272-278.

Irving, A.J. (1974) Geochemical and high pressure experimental studies of garnet pyroxenite and pyroxene granulite xenoliths from Delagate basaltic pipes, Australia. Journal of Petrology, 15, 1-40.

Ishizuka, H., Suzuki, K. et Kojima, H. (1995) Mineral paragenesis of the sapphirine-bearing rock from Austkampane area of the Sør Rondane Mountains, East Antarctica. Proceedings of NIPR Symposium on Antarctic Geosciences, 8, 65-74.

Ivan, P., Méres, S., Putis, M. et Kohut, M. (2001) Geochemistry of metabasalts and metasediments from the Malé Karpaty Mts. crystalline complex (Western carpathians): Evidence for early Paleozoic riftogeneous basin and oceanic crust. Geologica Carpathica, 52, 67-78.

Jackson, B. (1992) Vanadian grossular garnet (tsavorite) from Pakistan. Journal of Gemmology, 23, 67-70.

Jacobs, J., Fanning, C.M., Henjes-Kunst, F., Olesch, M. et Paech, H. (1998) Continuation of the Mozambique Belt into east Antarctica: Grenville-age metamorphism and polyphase Pan-African high-grade events in central Dronning Maud Land. Journal of Geology, 102, 47-65.

Jacobs, J. et Thomas, R.J. (2002) The Mozambique Belt from an East Antarctica perspective. In: Antarctica at the Close of a Millennium (Eds J.A. Gamble, D.N.B. Skinner and S. Henrys), Royal Society of New Zealand Bulletin, 35, pp. 3-18.

Jacobs, J., Fanning, C.M. et Bauer, W. (2003) Timing of Grenville-age vs. Pan-African medium- to high grade metamorphism in western Dronning Maud Land (East Antarctica) and significance for correlations in Rodinia and Gondwana. Precambrian Research, 125, 1-20.

Jacobsen, S.B. et Kaufman, A.J. (1999) The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. Chemical Geology, 161, 37-57.

Jaffe, H.W. (1951) The role of yttrium and other minor elements in the garnet group. American Mineralogist, 36, 133-155.

Jan, M.Q. et Symes, R.F. (1977) Piemontite schists from Upper Swat, north-west Pakistan. Mineralogical Magazine, 41, 537-540.

Jarousse, J. (1978) Contribution au problème de l'identification d'anciennes séries évaporitiques dans les ensembles métamorphiques - Approche principalement géochimique, Thèse de l'Université Claude Bernard Lyon-I, 232 pp.

Jayawardena, D.E.D.S. et Carswell, D.A. (1976) The geochemistry of 'charnockites' and their constituent ferromagnesian minerals from the Precambrian of south-east Sri Lanka (Ceylon). Mineralogical Magazine, 40, 541-554.

Jobbins, E.A., Saul, J.M., Tresham, A. et Young, B.R. (1975) Blue colour-changing gem garnet from East Africa. Journal of Gemmology, 14, 201-208.

Johnson, M.L. et Koivula, J.I. (1996a) Gem news: a second Sri Lankan locality for color-change garnet. Gems & Gemology, 32, 285-286.

Johnson, M.L. et Koivula, J.I. (1996b) Gem news: Color-change garnet. Gems & Gemology, 32, 53.

Johnson, M.L. et Koivula, J.I. (1998a) Gem news: 'almost blue' Sri Lankan color-change garnets. Gems & Gemology, 34, 138-140.

Johnson, M.L. et Koivula, J.I. (1998b) Gem news: Color-change pyrope-spessartine garnet, also from Madagascar. Gems & Gemology, 34, 222-223.

Jöns, N. (2006) Metamorphic events during the formation of the East African orogen: case studies from Madagascar and Tanzania, Thèse de Christian-Albrechts-Universität, Kiel.

Jöns, N. et Schenk, V. (2004) Petrology of whiteschists and associated rocks at Mautia Hill (Tanzania): fluid infiltration during high-grade metamorphism? Journal of Petrology, 45, 1959-1981.

Jons, N. et Schenk, V. (2008) Relics of the Mozambique Ocean in the central East African Orogen: Evidence from the Vohibory Block of southern Madagascar. Journal of Metamorphic Geology, 26, 17-28.

Joubert, P. (1957). Geology of the Namanga-Bissel area, Report of the Geological Survey of Kenya, 39.

Kane, R.E., Kampf, A.R. et Krupp, H. (1990) Well-formed tsavorite gem crystals from Tanzania. Gems & Gemology, 26, 142-148.

Kaneko, Y. et Miyano, T. (2004) Recalibration of mutually consistent gamet-biotite and garnet-cordierite geothermometers. Lithos, 73, 255-269.

Karimzadeh Somarin, A. (2004) Garnet composition as an indicator of Cu mineralization: evidence from skarn deposits of NW Iran. Journal of Geochemical Exploration, 81, 47-57.

Kasanzu, C., Maboko, M.A.H. et Manya, S. (2008) Geochemistry of fine-grained clastic sedimentary rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: Implications for provenance and source rock weathering. Precambrian Research, 164, 201-213.

Kazmi, A.H. et Rana, R.A. (1982) Tectonic map of Pakistan (1:2,000,000). Geological Survey of Pakistan.

Kazmin, V. (1972) Some aspects of Precambrian development in East Africa. Nature, 237, 160.

Kchit, A. (1990) Le plutonisme alcalin du Tamazeght (Haut Atlas de Midelt, Maroc), Thèse de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, 287 p.

Keesmann, I., Matthes, S., Schreyer, W. et Seifert, F. (1971) Stability of almandine in the system FeO-(Fe_2O_3)-Al_2O_3-SiO_2-(H_2O) at elevated temperatures. Contributions to Mineralogy and Petrology, 31, 132-144.

Keller, P.C. (1992) Gemstones of East Africa. Geoscience Press, Inc., Phoenix, Arizona, 160 p.

Kennedy, W.Q. (1964) The structural differentiation of Africa in the Pan-African tectonic episode. Research Institute of African Geology University of Leeds Annual Report, 8, 197-225.

Kerrick, D.M. (1974) Review of metamorphic mixed volatile (H_2O-CO_2) equilibria. American Mineralogist, 59,

729-762.

Key, R. (1987). Geology of the Maralal area, Geological Survey of Kenya Report 105.

Key, R.M. et Hill, P.G. (1989) Further evidence for the controls on the growth of vanadium grossular garnets in Kenya. Journal of Gemmology, 21, 412-422.

Key, R.M. et Ochieng, J. (1991) The growth of rubies in south-east Kenya. Journal of Gemmology, 22, 484-496.

Key, R.M., Charsley, T.J., Hackman, B.D., Wilkinson, A.F. et Rundle, C.C. (1989) Superimposed upper proterozoic collision-controlled orogenies in the Mozambique Orogenic Belt of Kenya. Precambrian Research, 44, 197-225.

Key, R.M., Smith, R.A., Smelror, M., Saether, O.M., Thorsnes, T., Powell, J.H., Njange, F. et Zandamela, E.B. (2008) Revised lithostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic succession of the onshore Rovuma Basin, northern coastal Mozambique. South African Journal of Geology, 111, 89-108.

Khan, S.D., Walker, D.J., Hall, S.A., Burke, K.C., Shah, M.T. et Stockli, L. (2009) Did the Kohistan-Ladakh island arc collide first with India? Geological Society of America Bulletin, 121, 366-384.

Kirkham, A. (1997) Shoreline evolution, aeolian deflation and anhydrite distribution of the Holocene, Abu Dhabi. GeoArabia, 2, 403-416.

Kitahara, J. (1959) Studies on the chromites and their occurrence in the Tari district, Tottori Prefecture (3rd report). Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists, 43, 42-54.

Kitchen, N.E. et Valley, J.W. (1995) Carbon isotope thermometry in marbles of the Adirondack Mountains, New York. Journal of Metamorphic Geology, 13, 577-594.

Klapova, H. et Novak, M. (1997) Petrogenetic relations of ultramafic rocks on tectonic boundary of the Lugicum and Silesicum. MS PřF UK, Praha, Czech Republic.

Kleemann, U. et Reinhardt, J. (1994) Garnet-biotite thermometry revisited: the effect of Al^{vi} and Ti in biotite. European Journal of Mineralogy, 6, 925-941.

Klein, C. (1966) Mineralogy and petrology of the metamorphosed Wabush Iron Formation, southwestern Labrador. Journal of Petrology, 7, 246-305.

Koenig, G.A. (1886) Uber den Schloromit, eine varietät des Melanits. Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia, 355.

Koivula, J.I. (1987) Gem News: Iridescent andradite garnets. Gems & Gemology, 23, 173-175.

Koivula, J.I. et Kammerling, R.C. (1988) Gem news: Change of color-garnets. Gems & Gemology, 24, 176-177.

Koivula, J.I., Kammerling, R.C. et Fritsch, E. (1992) Sapphires from Madagascar Gems & Gemology, 38, 203–204.

Kokta, J. et Nemec, F. (1936) Garnet of the ultrabasic rocks of Cernin. Veda Priodni, Praha, 17, 176-180.

Konnikov, E.G., Nekrasov, A.N., Orsoev, D.A., Yan, H. et Chi, X. (2009) Garnet-bearing basites of the Kuvalorog massif (Kamchatka Peninsula). Russian Geology and Geophysics, 50, 453-469.

Kopecky, L. et Sattran, V. (1962) On the genesis of pyrope in the Ceské stredohori Mts. Vestnik Ustr Ustavu Geologického, 37, 269-283.

Kopecky, L. et Sattran, V. (1966) Buried occurrences of pyrope-peridote and the structure of the crystalline basement in the extreme SW of the Ceské stredohori Mountains. Krystalinikum, 4, 65-86.

Kopecky, L. et Padera, K. (1974) Bänderung der ultramafitischen Gesteine in der Bohrung T-7 Staré bei Trebenice (Nordböhmen). Mineralogenesis, 161-169.

Korikovsky, S.P., Cambel, B., Miklos, J. et Janak, M. (1984) The metamorphism of the Malé Karpaty Mts crys-

talline complex: stages, zoning, relationship to grandites. Geologica Carpathica, 35, 437-462.

Kornprobst, J. (1969) Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif Interne, Maroc): Etude des péridotites de haute température et de haute pression, et des pyroxénolites, à grenat ou sans grenat, qui leur sont associées. Contributions to Mineralogy and Petrology, 23, 283-322.

Korzhinskii, D.S. (1964) An outline of metasomatic processes. International Geological Review, 6, 1713-1734, 1920-1952,2169-2198.

Kostov, I. (Ed) (1968) Mineralogy. Oliver et Boyd, Edimbourg et Londres, 587 p.

Kriegsman, L.M. (1994) Evidence for a fold nappe in the high-grade basement of central Sri Lanka: terrane assembly in the Pan-African lower crust. Precambrian Research, 66, 59-76.

Kriegsman, L.M. (1995) The Pan-African event in East Antarctica: a view from Sri Lanka and the Mozambique Belt. Precambrian Research, 75, 263-277.

Krogh, E.J. (1977) Origin and metamorphism of iron formations and associated rocks, Lofoten-Vesteralen, North Norway. I. The Vestpolltind Fe-Mg deposit. Lithos, 10, 243-255.

Kröner, A. (1977) The Precambrian geotectonic evolution of Africa: Plate accretion versus plate destruction. Precambrian Research, 4, 163-213.

Kröner, A. (1983) Proterozoic mobile belts compatible with the plate tectonic concept. Geological Society of America Memoir, 161, 59-74.

Kröner, A. (1984) Late Precambrian plate tectonics and orogeny: A need to redefine the term Pan-African. In: African Geology (Eds J. Klerkx and J. Michot), Tervuren, Musée Royal de l'Afrique Centrale, Belgique, pp. 23-28.

Kröner, A. (1991) African linkage of Precambrian Sri Lanka. Geologische Rundschau, 80, 429-440.

Kröner, A. et Williams, I.S. (1993) Age of metamorphism in the high-grade rocks of Sri Lanka. Journal of Geology, 101, 513-521.

Kröner, A., Jaeckel, P. et Williams, I.S. (1994) Pb-loss patterns in zircons from a high-grade metamorphic terrain as revealed by different dating methods: U-Pb and Pb-Pb ages for igneous and metamorphic zircons from northern Sri Lanka. Precambrian Research, 66, 151-181.

Kröner, A., Braun, I. et Jaeckel, P. (1996) Zircon geochronology of anatectic melts and residues from a highgrade pelitic assemblage at Ihosy, southern Madagascar: Evidence for Pan-African granulite metamorphism. Geological Magazine, 133, 311-323.

Kröner, A., Sacchi, R., Jaeckel, P. et Costa, M. (1997) Kibaran magmatism and Pan-African granulite metamorphism in northern Mozambique: single zircon ages and regional implications. Journal of African Earth Sciences, 25, 467-484.

Kröner, A., Windley, B.F., Jaeckel, P., Brewer, T.S. et Razakamanana, T. (1999) New zircon ages and regional significance for the evolution of the Pan-African orogen in Madagascar. Journal of the Geological Society, 156, 1125-1135.

Kröner, A., Hegner, E., Collins, A.S., Windley, B.F., Brewer, T.S., Razakamanana, T. et Pidgeon, R.T. (2000) Age and magmatic history of the Antananarivo block, central Madagascar, as derived from zircon geochronology and Nd isotopic systematics. American Journal of Science, 300, 251-288.

Kröner, A., Willner, A.P., Hegner, E., Jaeckel, P. et Nemchin, A. (2001) Single zircon ages, PT evolution and Nd isotopic systematics of high-grade gneisses in southern Malawi and their bearing on the evolution of the Mozambique belt in southeastern Africa. Precambrian Research, 109, 257-291.

Kröner, A., Muhongo, S., Hegner, E. et Wingate, M.T.D. (2003) Single-zircon geochronology and Nd isotopic systematics of Proterozoic high-grade rocks from the Mozambique belt of southern Tanzania (Masasi area): implications for Gondwana assembly. Journal of the Geological Society, 160, 745-757.

Krzemnicki, M.S., Hänni, H.A. et Reusser, E. (2001) Colour-change garnets from Madagascar: comparison of

colorimetric with chemical data. Journal of Gemmology, 27, 395-408.

Kuhns, R.J., Sawkins, F.J. et Ito, E. (1994) Magmatism, metamorphism and deformation at Hemlo, Ontario, and the timing of Au-Mo mineralization in the golden giant mine. Economic Geology, 89, 720-756.

Kusachi, I., Henmi, C. et Henmi, K. (1975) Schorlomite from Fuka, the town of Bitchu, Okayama Prefecture. Journal of Mineralogical Society of Japan, 12, 184-191.

Kusky, T.M. et Matsah, M. (1999) Neoproterozoic dextral faulting on the Najd fault system, Saudi Arabia preceded sinistral faulting and escape tectonics related to closure of the Mozambique Ocean. GSA Abstract Program, 31, A118.

Lacroix, A. (1922) Minéralogie de Madagascar. Challamel, A., Paris.

Lanzirotti, A. (1995) Yttrium zoning in metamorphic garnets. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59, 4105-4110.

Lappin, M.A. et Dawson, J.B. (1975) Two Roberts Victor cumulate eclogites and their reequilibration. In: Physics and Chemistry of the Earth, 9.

Laurs, B.M. (2004) Update on several gem localities in Zambia and Malawi. Gems & Gemology, 40, 347-350.

Laurs, B.M., Pezzota, F., Simmons, W.B., Falster, A.U. et Muhlmeister, S. (2002) Rhodizite-Londonite from the Antsongombato pegmatite, central Madagascar. Gems & Gemology, 38, 326-339.

Laurs, B.M., Simmons, W.B., Rossman, G.R., Quinn, E.P., McClure, S.F., Peretti, A., Armbruster, T., Hawthorne, F.C., Falster, A.U., Gunther, D., Cooper, M.A. et Grobety, B. (2003) Pezzottaite from Ambatovita, Madagascar: A new gem mineral. Gems & Gemology, 39, 284-301.

Laurs, B.M., Zwaan, P.C., Breeding, C.M., Simmons, W.B., Beaton, D., Rijsdijk, K.F., Befi, R. et Falster, A.U. (2008) Copper-bearing (Paraiba-type) tourmaline from Mozambique. Gems & Gemology, 44, 4-30.

Laville, E. (1981) Rôle des décrochements dans le mécanisme de formation des bassins d'effondrement du Haut-Atlas marocain au cours des temps triassiques et liassiques. Bulletin de la Société Géologique de France, 23, 303-312.

Laville, E. et Harmand, C. (1982) Evolution magmatique et tectonique du bassin intracontinental mésozoïque du Haut-Atlas (Maroc): un modèle de mise en place synsédimentaire de massifs 'anorogéniques' liés à des décrochements. Bulletin de la Société Géologique de France, 7.

Lawson, A. (1904) Plumasite, an oligoclase-corundum rock near Spanish Peak, California. California Publication of the Department of Geology, 3, 219-229.

Le Goff, E., Deschamps, Y., Cocherie, A., Guerrot, C. et Ketto, D. (2008) Structural, petrological and geochronological constraints of the Tanzanian ruby belt. 22ème RST Nancy, 21-24 Avril.

Le Goff, E., Deschamps, Y. et Guerrot, C. (2010) Tectonic implications of new single zircon Pb-Pb evaporation data in the Lossogonoi and Longido ruby-districts, Mozambican metamorphic Belt of north-eastern Tanzania. Comptes Rendus Geosciences, 342, 36-45.

Leach, T.M. et Rodgers, K.A. (1978) Metasomatism in the Wairere serpentinite, King Country, New Zealand. Mineralogical Magazine, 42, 45-62.

Leake, B.E. (1978) Zoned garnets from the Galway granite and its aplites. Earth and Planetary Science Letters, 3, 311-316.

Lee, D.E., Coleman, R.G. et Erd, R.C. (1963) Garnet types from the Cazadero area, California. Journal of Petrology, 4, 460-492.

Lehmann, G. (1978) Farben von Mineralen und ihre Ursachen. Fortschritte der Mineralogie, 56, 172-252.

Leoni, L. et Orlandi, P. (1975) Il granato di Mte Arsiccio (Alpi Apuane). Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 31, 73-78.

Li, P. et Chung, F.-T. (1965) Subdivision of the Tsining metamorphic series and its metamorphic facies. Scientia Geologica Sinica, 1-14.

Lichtenstein, U. et Hoernes, S. (1992) Oxygen isotope fractionation between grossular-spessartine garnet and water: an experimental investigation. European Journal of Mineralogy, 4, 239-249.

Limsuwan, R. et Sakimoto, T. (2011) Geology, exploration, mining, and processing of gems and gold from placer deposits on the Muhuwesi river, Tunduru, Tanzania. Gems & Gemology, 47, 110-111.

Lind, T. et Bank, H. (1997) Effect of ligand metal charge transfer and intravalence charge transfer bands on the colour of grossular garnet. Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Monatshefte, 1-14.

Liu, Y., Shigley, J.E., Fritsch, E. et Hemphill, S. (1999) A colorimetric study of the alexandrite effect in gemstones. Journal of Gemmology, 26, 371-385.

Loizenbaur, J., Wallbreecher, E., Fritz, H., Nuemayr, P., Khudeir, A. et Kloetzli, U. (2001) Geology of the Meatiq metamorphic core complex-implications for Neoproterozoic tectonics in the eastern desert of Egypt: New constraints from age dating and fluid inclusion studies. Precambrian Research.

Long, J.V.P., Vuorelainen, Y. et Kouvo, O. (1963) Karelianite, a new vanadium mineral. American Mineralogist, 48, 33-41.

Lovering, J.F. et White, A.J.R. (1969) Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delagate, Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 21, 9-25.

Lutts, B.G. et Kopaneva, L.N. (1968) A pyrope-sapphirine rock from the Anabar massif and its conditions of metamorphism. Doklady of the Academy of Sciences of the USSR, Earth Sciences Sections, 179, 161-163.

M'Lintock, W.F.P. (1915) On the zeolites and associated minerals from the Tertiary lavas around Ben More, Mull. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 51, 1-33.

Maboko, M.A.H. (2000) Nd and Sr isotopic investigation of the Archean-Proterozoic boundary in north eastern Tanzania: constraints on the nature of Neoproterozoic tectonism in the Mozambique Belt. Precambrian Research, 102, 87-98.

Maboko, M.A.H., McDougall, I. et Zeitler, P.K. (1989) Dating late Pan-African cooling in the Uluguru granulite complex of eastern Tanzania using the ^{40}Ar-^{39}Ar technique. Journal of African Earth Sciences, 9, 159-167.

Maboko, M.A.H. et Nakamura, E. (1995) Sm-Nd garnet ages from the Uluguru granulite complex of eastern Tanzania: further evidence dor post-metamorphic slow cooling in the Mozambique Belt. Precambrian Research, 74, 195-202.

Maboko, M.A.H. et Nakamura, E. (2002) Isotopic dating of Neoproterozoic crustal growth in the Usambara Mountains of northeastern Tanzania: Evidence for coeval crust formation in the Mozambique Belt and the Arabian-Nubian Shield. Precambrian Research, 113, 227-242.

Macfarlane, A. (1965) Geological map at 1:125,000, Arusha Chini, no. 72. Tanzanian Geological Survey.

Machel, H.G. (1987) Some aspects of diagenetic sulphate-hydrocarbon redox reactions. Journal of the Geological Society of London Special Publications, 36, 15-28.

Machel, H.G., Krouse, H.R. et Sassen, R. (1995) Products and distinguishing criteria bacterial and thermochemical sulfate reduction. Applied Geochemistry, 10, 373-389.

Machhour, L., Philip, J. et Oudin, J.L. (1994) Formation of laminite deposits in anaerobic-dysaerobic marine environments. Marine Geology, 117, 287-302.

Makarov, N.N. et Suprychev, V.A. (1965) Xenogenic garnet (pyrope-almandine) from volcanic rocks of the Crimea. Doklady of the Academy of Sciences of the USSR, Earth Sciences Sections, 157, 64-67.

Malisa, E. (1987) Geology of the tanzanite gemstone deposits in the Lelatema area, NE Tanzania. Thèse de l'Academiae Scientiarum Fennicae, Series A III: Geologica- Geographica, Helsinki, 146 p.

Malisa, E. (1998) Application of graphite as a geothermometer in hydrothermally altered metamorphic rocks of the Merelani-Lelatema area, Mozambique Belt, northeastern Tanzania. Journal of African Earth Sciences, 26, 313-316.

Malisa, E. et Muhongo, S. (1990) Tectonic setting of gemstone mineralization in the Proterozoic metamorphic terrane of the Mozambique Belt in Tanzania. Precambrian Research, 46, 167-176.

Maloof, A.C., Grotzinger, J., Kopp, R., Weiss, B., Vali, H. et Kirschvink, J. (2005) On the origin of magnetization in platformal carbonate muds. In: Eos (Transactions, American Geophysical Union), Fall Meeting Supplement, 86, pp. B24A-07.

Maloof, A.C., Halverson, G.P., Kirschvink, J.L., Schrag, D.P., Weiss, B.P. et Hoffman, P.F. (2006) Combined paleomagnetic, isotopic, and stratigraphic evidence for true polar wander from the Neoproterozoic Akademikerbreen Group, Svalbard, Norway. Geological Society of America Bulletin, 118, 1099-1124.

Manna, S.S. et Sen, S.K. (1974) Origin of garnet in the basic granulites around Saltora, W. Bengal. Contributions to Mineralogy and Petrology, 44, 195-218.

Manning, P.G. (1967a) The optical absorption spectra of some andradites and the identification of the 6A1-4A1 4E(G) transition in octahedrally bonded Fe^{3+}. Canadian Journal of Earth Sciences, 4, 1039-1047.

Manning, P.G. (1967b) The optical absorption spectra of the garnets almandine-pyrope, pyrope and spessartine and some structural interpretations of mineralogical significance. Canadian Mineralogist, 9, 237-251.

Manning, P.G. (1969) Optical absorption studies of grossular, andradite (var. colophonite) and uvarovite. Canadian Mineralogist, 9, 723-729.

Manning, P.G. (1970a) Composition of garnets in interstellar dust. Nature, 227, 1121-1123.

Manning, P.G. (1970b) Racah parameters and the relationship to lengths and covalence of Mn^{2+} and Fe^{3+} -oxygen bonds in silicates. Canadian Mineralogist, 9, 723-729.

Manning, P.G. (1972) Optical absorption spectra of Fe^{3+} in octahedral and tetrahedral sites in natural garnets. Canadian Mineralogist, 11, 826-839.

Manning, P.G. et Owens, D.R. (1977) Electron microprobe, x-ray diffraction, and spectral studies of South African and British Columbian ‘jades’. Canadian Mineralogist, 15, 512-517.

Manning, P.G. et Tricker, M.J. (1977) A Mössbauer study of ferrous and ferric ion distributions in grossular crystals: Evidence for local crystal disorder. Canadian Mineralogist, 15, 81-86.

Manson, D.V. et Stockton, C.M. (1981) Gem garnets in the red-to-violet color range. Gems & Gemology, 17, 191-204.

Manson, D.V. et Stockton, C.M. (1982) Gem-quality grossular garnets. Gems & Gemology, 18, 204-213.

Manson, D.V. et Stockton, C.M. (1984) Pyrope-spessartine garnets with unusual color behavior. Gems & Gemology, 20, 200-207.

Marincea, S., Bilal, E., Verkaeren, J., Pascal, M.-L. et Fonteilles, M. (2001) Superposed parageneses in the spurrite-, tilleyite- and gehlenite-bearing skarns from Cornet Hill, Apuseni Mountains, Romania. Canadian Mineralogist, 39, 1435-1453.

Marks, M.A.W., Schilling, J., Coulson, I.M., Wenzel, T. et Markl, G. (2008) The alkaline-peralkaline Tamazeght complex, High Atlas Mountains, Morocco: mineral chemistry and petrological constraints for derivation from a compositionally heterogeneous mantle source. Journal of Petrology, 49, 1097-1131.

Martelat, J.E., Nicollet, C., Lardeaux, J.M., Vidal, G. et Rakotondrazafy, R. (1997) Lithospheric tectonic structures developed under high-grade metamorphism in the Southern part of Madagascar. Geodinamica Acta, 10, 94-114.

Martelat, J.E., Lardeaux, J.M., Nicollet, C. et Rakotondrazafy, R. (2000) Strain pattern and late Precambrian deformation history in southern Madagascar. Precambrian Research, 102, 1-20.

Martin, L.A.J., Rubatto, D., Brovarone, A.V. et Hermann, J. (2011) Late Eocene lawsonite-eclogite facies metasomatism of a granulite sliver associated to ophiolites in Alpine Corsica. Lithos, 125, 620-640.

Mason, B. (1966) Pyrope, augite, and hornblende from Kakanui, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 9, 474-480.

Mason, B. (1968) Eclogite xenoliths from volcanic breccia at Kakanui, New Zealand. Contributions to Mineralogy and Petrology, 19, 316-327.

Matthews, R.A. (1961). Geology of the Butler Estate chromite mine, southwestern Fresno County, California, Special Report of the California Division of Mines, 19 p.

Matthews, A., Goldsmith, J.R. et Clayton, R.N. (1983) Oxygen isotope fractionation between zoisite and water. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47, 645-654.

Mazumdar, A., Tanaka, K., Takahashi, T. et Kawabe, I. (2003) Characteristics of rare earth element abundances in shallow marine continental platform carbonates of Late Neoproterozoic successions from India. Geochemical Journal, 37, 277-289.

Mazurak, Z. et Czaja, M. (1996) Optical properties of tsavorite $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$:Cr^{3+},V^{3+} from Kenya. Journal of Luminescence, 65, 335-340.

McCall, G.J.H. (1964). The geology of Sekerr area, Report of the Geological Survey of Kenya, 65.

McClure, S. (1999) A new source for tsavorite. Gems & Gemology, 35, 151–152.

McConnell, D. (1966) Propriétés physiques des grenats. Calcul de la dimension de la maille unité à partir de la composition chimique. Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie, 89, 14-17.

McCrea, J.M. (1950) On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. Journal of Chemical Physics, 18, 849-857.

McDonald, B.C. (1968) Composition of some garnets used in provenance studies of tills. Journal of Sedimentary Petrology, 38, 956-957.

McGowan, R.R., Roberts, S., Foster, R.P., Boyce, A.J. et Coller, D. (2003) Origin of the copper-cobalt deposits of the Zambian Copperbelt: an epigenetic view from Nchanga. Geology, 31, 497-500.

McGowan, R.R., Roberts, S. et Boyce, A.J. (2006) Origin of the Nchanga copper-cobalt deposits of the Zambian Copperbelt. Mineralium Deposita, 40, 617-638.

McIver, J.R. et Mihalik, P. (1975) Stannian andradite from 'David Ost', South West Africa. Canadian Mineralogist, 13, 217-221.

McKay, D.B. et Mitchell, R.H. (1988) Abundance and distribution of gallium in some spinel and garnet lherzolites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52, 2867-2870.

McLachlan, G.R. (1951) The aegirine-granulites of Glen Lui, Braemar, Aberdeenshire. Mineralogical Magazine, 29, 476-495.

McMenamin, M.A.S. et Mcmenamin, D.L.S. (1990) The emergence of animals: the Cambrian breakthrough. Columbia University Press, New York, 217 p.

McWilliams, M.O. (1981) Paleomagnetism and Precambrian tectonic evolution of Gondwana. In: Precambrian plate tectonics (Ed A. Kröner), Elsevier, Amsterdam, 86, pp. 649-689.

Meert, J.G. (2003) A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana. Tectonophysics, 362, 1-40.

Meert, J.G., van der Voo, R. et Ayub, S. (1995) Paleomagnetic investigation of the Neoproterozoic Gagwe lavas and Mbozi complex, Tanzania and the assembly of Gondwana. Precambrian Research, 74, 225-244.

Meinhold, K.D. et Frisch, T. (1970) Manganese-silicate-bearing metamorphic rocks from central Tanzania. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 50, 492-507.

Menzer, G. (1926) Die Gitterkonstanten der Granate. Zeitschrift fur Kristallographie, 63, 157-158.

Menzer, G. (1928) Die Kristallstruktur der Granate. Zeitschrift fur Kristallographie, 69, 300-396.

Mercier, A., Moine, B., Delorme, J. et Rakotondrazafy, M.A.F. (1997) A note on a new occurrence of vanadian grossular garnet from Madagascar. Journal of Gemmology, 25, 391-393.

Mercier, A., Debat, P. et Saul, J.M. (1999) Exotic origin of the ruby deposits of the Mangari area in SE Kenya. Ore Geology Reviews, 14, 83-104.

Meyer, H.O.A. et Boyd, F.R. (1969) Mineral inclusions in diamond. Carnegie Institute of Wahington, Annual Report of the Directory of the Geophysical Laboratory, 130-135.

Milisenda, C.C., Pohl, J.R. et Hofmann, A.W. (1991) Geochemistry of charnockite formation at Kurunegala, Sri Lanka. In: The Crystalline Crust of Sri Lanka. Part I, Summary of research of the German-Sri Lanka Consortium (Ed A. Kröner), Geological Survey Department of Sri Lanka, Professional Paper, 5, pp. 141-150.

Milton, C., Ingram, B.L. et Blade, L.V. (1961) Kimzeyite, a zirconium garnet from Magnet Cove, Arkansas. American Mineralogist, 46, 533-548.

Miser, H.D. et Stevens, R.E. (1938) Taeniolite from Magnet Cove, Arkansas. American Mineralogist, 23, 104-110.

Mishra, B. et Bernhardt, H.J. (2008) Metamorphism, graphite crystallinity, and sulfide anatexis of the Rampura-Agucha massive sulfide deposit, northwestern India. Mineralium Deposita, 44, 183-204.

Mitchell, R.H. et Fritz, P. (1973) Kimberlite from Somerset Island, District of Franklin, NWT. Canadian Journal of Earth Sciences, 10, 384-393.

Miyashiro, A. (1959) Notes on rock-forming minerals (6). Garnet in nepheline-syenite of the Fukushin-zan District. Journal of the Geological Society of Japan, 65, 171-172.

Moench, R.H. et Meyrowitz, R. (1964) Goldmanite, a vanadium garnet from Laguna, New Mexico. American Mineralogist, 49, 644-655.

Moine, B., Sauvan, P. et Jarousse, J. (1981) Geochemistry of evaporite-bearing series - A tentative guide for the identification of metaevaporites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 76, 401-412.

Moine, B., Chan Peng, C. et Mercier, A. (2004) Rôle du fluor dans la formation des gisements d'émeraude de Mananjary (Est de Madagascar). Comptes Rendus Geosciences, 336, 513-522.

Möller, A. (1995) Pan-African Granulites and Early Proterozoic Eclogites in the Precambrian Basement of Eastern Tanzania: P-T-t History and Crustal Evolution of the Complex Mozambique Belt, Thèse de Christian-Albrechts Universität, Kiel, Germany, 562 p.

Möller, A., Mezger, K. et Schenk, V. (1998) Crustal age domains and the evolution of the continental crust in the Mozambique Belt of Tanzania: Combined Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic evidence. Journal of Petrology, 39, 749-783.

Möller, A., Mezger, K. et Schenk, V. (2000) U-Pb dating of metamorphic minerals: Pan-African metamorphism and prolonged slow cooling of high pressure granulites in Tanzania, East Africa. Precambrian Research, 104, 123-146.

Momoi, H. (1964) A new vanadium garnet, $(Mn,Ca)_3V_2Si_3O_{12}$, from the Yamato mine, Amami Islands, Japan. Memoirs of the Faculty of Science, Kyushu University, series D, Geology, 15, 73-78.

Montel, J.M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C. et Provost, A. (1996) Electron microprobe dating of monazite. Chemical Geology, 131, 37-53.

Moore, R. et White, W. (1971) Intervalence electron charge transfer effects in the spectra of the melanite garnets. American Mineralogist, 56, 826-840.

Morgan, B.A. (1970) Petrology and mineralogy of eclogite and garnet amphibolite from Puerto Cabello, Venezuela. Journal of Petrology, 11, 101-145.

Morgan, B.A. (1974) Chemistry and mineralogy of garnet pyroxenites from Sabah, Malaysia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 48, 301-314.

Morteani, G. et Ackermand, D. (1996) Aluminium phosphates in muscovite-kyanite metaquartzites from Passo di Vizze (Alto Adige, NE Italy). European Journal of Mineralogy, 8, 853-869.

Mosley, P.N. (1993) Geological evolution of the late Proterozoic Mozambique Belt of Kenya. Tectonophysics, 221, 223-250.

Motoyoshi, Y., Matsubara, S. et Matsueda, H. (1989) P-T evolution of the granulite-facies rocks of the Lützow-Holm Bay region, East Antarctica. In: Evolution of Metamorphic Belts (Eds J.S. Daly, R.A. Cliff and B.W.D. Yardley), Geological Society Special Publication, 43, pp. 325-329.

Muchez, P., Vanderhaeghen, P., El Desouky, H., Schneider, J., Boyce, A., Dewaele, S. et Cailteux, J. (2008) Anhydrite pseudomorphs and the origin of stratiform Cu-Co ores in the Katangan Copperbelt (Democratic Republic of Congo). Mineralium Deposita, 43, 575-589.

Mueller, A.G. et Delor, C.P. (1991) Goldmanite-rich garnet in skarn veins, southern Cross greenstone belt, Yilgarn block, western Australia. Mineralogical Magazine, 55, 617-620.

Muhongo, S. (1999a) Anatomy of the Mozambique Belt of eastern and southern Africa: evidence from Tanzania. Gondwana Research, 2, 369-375.

Muhongo, S. (1999b) Geological characteristics of the suture between West and East Gondwana. Gondwana Research, 2, 595-599.

Muhongo, S.M. et Lenoir, J.-L. (1994) Pan-African granulite-facies metamorphism in the Mozambique Belt of Tanzania: U–Pb zircon geochronology. Journal of the Geological Society of London, 151, 343-347.

Muhongo, S. et Tuisku, P. (1996) Pan-African high pressure isobaric cooling: Evidence from the mineralogy and thermobarometry of the granulite-facies rocks from the Uluguru Mountains, eastern Tanzania. Journal of African Earth Sciences, 23, 443-463.

Muhongo, S., Tuisku, P. et Mtoni, Y. (1999) Pan-African pressure-temperature evolution of the Merelani area in the Mozambique Belt in northeast Tanzania. Journal of African Earth Sciences, 29, 353-365.

Muhongo, S., Kröner, A. et Nemchin, A.A. (2001) Single zircon evaporation and SHRIMP ages for granulite-facies rocks in the Mozambique belt of Tanzania. Journal of Geology, 109, 171-189.

Muhongo, S., Hauzenberger, C. et Sommer, H. (2003) Vestiges of the Mesoproterozoic events in the Neoproterozoic Mozambique Belt: the East African perspective in the Rodinia puzzle. Gondwana Research, 6, 409-416.

Muije, P., Muije, C.S. et Muije, L.E. (1979) Colorless and green grossularite from Tanzania. Gems & Gemology, 16, 162-173.

Mulligan, R. et Jambor, J.L. (1968) Tin-bearing silicates from skarn in the Cassiar district, northern British Columbia. Canadian Mineralogist, 9, 358-370.

Munasinghe, T. et Dissanayake, C.B. (1981) The origin of gemstones of Sri Lanka. Economic Geology, 76, 1216-1225.

Munno, R., Rossi, G. et Tadini, C. (1980) Crystal chemistry of kimzeyite from Stromboli, Aeolian Islands, Italy. American Mineralogist, 65, 188-191.

Naeser, C. et Saul, J.M. (1974) Fission track dating of tanzanite. American Mineralogist, 59, 613-614.

Naganjaneyulu, K. et Santosh, M. (2010) The Cambrian collisional suture of Gondwana in southern India: A geophysical appraisal. Journal of Geodynamics.

Nassau, K. (Ed) (1980) Gems Made by Man. Chilton Book Company, Radnor, Pennsylvania, USA, 364 p.

Nicollet, C. (1986) Saphirine et staurotide riche en magnésium et chrome dans les amphibolites et anorthosites à corindon du Vohibory Sud, Madagascar. Bulletin de Mineralogie, 109, 599-612.

Nielsen, J.W. (1960) Improved method for the growth of yttrium-iron and yttrium-gallium garnets. Journal of Applied Physics, S51-S52.

Nixon, P.H. et Hornung, G. (1968) New chromium garnet end-member, knorringite, from kimberlite. American Mineralogist, 53, 1833-1840.

NorconsultConsortium (2007a) Mineral Resources Managemant Capacity Building Project, Republic of Mozambique; Component 2: Geological Infrastructure Development Project, Geological Mapping Lot 1; Geophysical interpretation. National Directorate of Geology, Republic of Mozambique, Report no. B4.

NorconsultConsortium (2007b) Mineral Resources Managemant Capacity Building Project, Republic of Mozambique; Component 2: Geological Infrastructure Development Project, Geological Mapping Lot 1; Sheet Explanation: 32 sheets; Scale: 1/250000. National Directorate of Geology, Republic of Mozambique, Report no. B6.f.

Novak, G.A. et Gibbs, G.V. (1971) The crystal chemistry of the silicate garnets. American Mineralogist, 56, 791-825.

Novak, M. et Gadas, P. (2010) Internal structure and mineralogy of a zoned anorthite- and grossular-bearing leucotonalitic pegmatite in serpentinized lherzolite at Ruda nad Moravou, Staré Mesto unit, Czech Republic. Canadian Mineralogist, 48, 629-650.

Nzenti, J.P. et Tchoua, F. (1996) Pan-African scapolite-bearing rocks from Cameroon: Evidence for an evaporitic sedimentation on the northern edge of the Congo craton. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série II Fascicule A - Sciences de la Terre et des Planètes, 323, 289-295.

O'Reilly, S.Y. et Griffin, W.L. (1995) Trace-element partitioning between garnet and clinopyroxene in mantle-derived pyroxenites and eclogites P-T-X controls. Chemical Geology, 121, 105-130.

Ogo, Y., Hiroi, Y., Prrame, K.B.N. et Motoyoshi, Y. (1992) A new insight of possible correlation between the Lützow-Holm Bay granulites. In: Recent Progress in Antarctic Earth Science (Eds Y. Yoshida, K. Kaminuma and K. Shiraishi), TERRAPUB, Tokyo, pp. 75-86.

Ohmoto, H. (1986) Stable isotope geochemistry of ore-deposits. Reviews in Mineralogy, 16, 491-559.

Ohnenstetter, D., Feneyrol, J., Giuliani, G., Rollion-Bard, C., Robert, J.L. et Malisa, E. (2011) First occurrence of tainiolite in the Namalulu tsavorite deposit (Tanzania): evidence of evaporite-bearing sediments from continental platform in the Neoproterozoic Metamorphic Mozambique Belt. In: European Geosciences Union General Assembly Vienna, Austria.

Oliver, R.L. (1956) The origin of garnets in the Borrowdale Volcanic Series and associated rocks, English Lake District. Geological Magazine, 93, 121-139.

Oliver, R.L. (1958) Andradite from the Island of Jersey. Bulletin de la Société Jersaiaise, 17, 181-184.

Olivier, B. (2006) The geology and petrology of the Merelani tanzanite deposit, NE Tanzania, Thèse de l'University of Stellenbosch, South Africa, 453 p.

Olson, D.W. (2010). Garnet (industrial), U.S. Geological Survey.

Onuki, H., Suzuki, T. et Yoshida, T. (1977) Unusual pyralspite-ugrandite garnets from the Sanbagawa metamorphic rocks in central Shikoku. Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists, 72, 388-393.

Onuki, H., Yoshida, T. et Suzuki, T. (1978) The Fujiwara mafic-ultramafic complex in the Sanbagawa metamorphic belt of central Shikoku: I. Petrochemistry and rock-forming mineralogy. Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists, 73, 311-322.

Osanai, Y., Ueno, T., Tsuchiya, N., Takahashi, Y., Tainosho, Y. et Shiraishi, K. (1990) Finding of vanadium-bearing garnet from the Sør Rondane Mountains, East Antarctica. Antarctic Record (Japan), 34, 279-291.

Osanai, Y., Shiraishi, K. et Takahashi, Y. (1992) Geochemical characteristics of the metamorphic rocks from the Central Sør Rondane Mountains, East Antarctica. In: Recent Progress in Antarctic Earth Science (Eds Y. Yoshida,

K. Kaminuma and K. Shiraishi), Terra, Tokyo, pp. 17-27.

Ostergaard, T.V. (1969) Sapphirine in a kyanite- and staurolite-bearing rock: a new occurrence of sapphirine in Norway. Norges Geologiske Undersogelse, 258, 62-65.

Ottaway, T.L., Wicks, F.J., Bryndzia, L.T., Kyser, T.K. et Spooner, T.C. (1994) Formation of the Muzo hydrothermal emerald deposit in Colombia. Nature, 369, 552-554.

Pabst, A. (1936) Vesuvianite from Georgetown, California. American Mineralogist, 21, 1-10.

Paikaray, S., Banerjee, S. et Mukherji, S. (2008) Geochemistry of shales from the Paleoproterozoic to Neoproterozoic Vindhyan Supergroup: Implications on provenance, tectonics and paleoweathering. Journal of Asian Earth Sciences, 32, 34-48.

Pallister, J.S., Stacey, J.S., Fischer, L.B. et Premo, W.R. (1988) Precambrian ophiolites of Arabia: geologic settings, U-Pb geochronology, Pb-isotope characteristics, and implications for continental accretion. Precambrian Research, 38, 1-54.

Pan, Y.M. (1997) Zircon- and monazite-forming metamorphic reactions at Manitouwadge, Ontario. Canadian Mineralogist, 35, 105-118.

Pan, Y.M. et Fleet, M.E. (1991a) Barian feldspar and barian-chromian muscovite from the Hemlo area, Ontario. Canadian Mineralogist, 29, 481-498.

Pan, Y.M. et Fleet, M.E. (1991b) Vanadian allanite-(La) and vanadian allanite-(Ce) from the Hemlo gold deposit, Ontario, Canada. Mineralogical Magazine, 79, 497-507.

Pan, Y.M. et Fleet, M.E. (1992a) Mineral chemistry and geochemistry of vanadian silicates in the Hemlo gold deposit, Ontario, Canada. Contributions to Mineralogy and Petrology, 109, 511-525.

Pan, Y.M. et Fleet, M.E. (1992b) Vanadium-rich minerals of the pumpellyite group from the Hemlo gold deposit, Ontario. Canadian Mineralogist, 30, 153-162.

Pardieu, V. (2005) Tsavorite : une pierre africaine. Revue de Gemmologie A.F.G., 154, 8-11.

Pardieu, V. et Hughes, R.W. (2008) Tsavorite - the untamed beauty. InColor, Fall-Winter 2008-09, 12-20.

Pardieu, V., Thanachakaphad, J., Jacquat, S., Senoble, J.-B. et Bryl, L.P. (2009). Rubies from the Niassa and Cabo Delgado regions of northern Mozambique, GIA Laboratory, Bangkok, 21 p.

Pardieu, V., Jacquat, S. et Bryl, L.P. (2010) Tsavorite mining at Namalulu, northern Tanzania. Gems & Gemology, 46, 67-68.

Parkinson, J. (1913) On a group of metamorphosed sediments situated between Machakos and Lake Magadi in British East Africa. Quaternary Journal of the Geological Society, 69, 534-539.

Passaglia, E. et Turconi, B. (1982) Silicati ed altri minerali di Montalto di Castro (VT). Rivista Mineralogica Italiana, 97-110.

Passaglia, E. et Rinaldi, R. (1984) Katoite, a new member of the $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$-$Ca_3Al_2(SiO_4)_3(OH)_{12}$ series and a new nomenclature for the hydrogrossular group of minerals. Bulletin de Mineralogie, 107, 605-618.

Paulsson, O. et Austrheim, H. (2003) A geochronological and geochemical study of rocks from Gjelsvikfjella, Dronning Maud Land, Antarctica - implications for Mesoproterozoic correlations and assembly of Gondwana. Precambrian Research, 125, 113-138.

Pearce, J.A. (1982) Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Orogenic andesites and related rocks (Ed R.S. Thorpe), John Wiley and Sons, Chichester, England, pp. 525-548.

Pearson, G.R. et Shaw, D.M. (1960) Trace elements in kyanite, sillimanite and andalusite. American Mineralogist, 45, 808-817.

Peltola, E., Vuorelainen, Y. et Häkli, T.A. (1968) A chromian tourmaline from Outokumpu, Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland, 40, 35-38.

Perchuk, L.L. et Lavrent'eva, I.V. (1983) Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions (Ed S.K. Saxena), Springer-Verlag, New York, pp. 199-239.

Pertlik, F. (2003) Bibliography of hibschite, a hydrogarnet of grossular type. Geolines, 15, 113-119.

Peters, T. (1963) Mineralogie und Petrographie des Totalserpentins bei Davos. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 43, 529-685.

Peters, T., Valarelli, J.V., Coutinho, J.M., Sommerauer, J. et von Raumer, J. (1977) The manganese deposits of Buritirama (Para, Brazil). Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 57, 313-327.

Peucat, J.J., Mahabaleswar, B. et Jayananda, M. (1993) Age of younger tonalitic magmatism and granulitic metamorphism in the South Indian transition zone (Krishnagiri area): comparison with older peninsular gneisses from the Gorur-Hassan area. Journal of Metamorphic Geology, 11, 879-888.

Pezzota, F. (1999) Madagaskar - Das Paradies des Mineralien und Edelsteine. ExtraLapis, 17, 30-31.

Pezzota, F. (2005) Rubini e Zaffiri. Corindoni policromi di Amboarohy, Ihosy, Madagascar. Rivista Mineralogica Italiana, 2, 116-124.

Pineau, F. et Javoy, M. (1994) Strong degassing at ridge crests: the behaviour of dissolved carbon and water in basalt glasses at 14N, Mid-Atlantic Ridge. Earth and Planetary Science Letters, 123, 179-198.

Pinna, P. (1995) On the dual nature of the Mozambique Belt, Mozambique to Kenya. Journal of African Earth Sciences, 21, 477-480.

Pinna, P., Jourde, G., Calvez, J.Y., Mroz, J.P. et Marques, J.M. (1993) The Mozambique Belt in northern Mozambique - Neoproterozoic (1100-850-Ma) crustal growth and tectogenesis, and superimposed pan-african (800-550-Ma) tectonism. Precambrian Research, 62, 1-59.

Pinna, P., Muhongo, S., Le Goff, E., Mcharo, B.A., Deschamps, Y., Milesi, J.P., Vinauger, P. et Ralay, F. (2004) Geology and mineral map of Tanzania, scale 1:2,000,000. Geological Survey of France.

Piper, J.D.A. (2000) The Neoproterozoic supercontinent: Rodinia or Palaeopangaea? Earth and Planetary Science Letters, 176, 131-146.

Platt, R.G. et Mitchell, R.H. (1979) The Marathon dikes. I: Zirconium-rich titanian garnets and manganoan magnesian ulvöspinel-magnetite spinels. American Mineralogist, 64, 546-550.

Pohl, W., Horkel, A., Neubauer, W., Niedermayr, G., Okelo, R.E., Wachira, J.K. et Werneck, W. (1980) Notes on the geology and mineral resources of the Mtito Andei-Taita area (southern Kenya). Mitteilungen der Osterreichischen Geologische Gesellschaft, 73, 135-152.

Pohl, W. et Niedermayr, G. (1978) Geology of the Mwatate Quadrangle and the Vanadium Grossularite Deposits of the area. Geol. Survey Kenya, 101, 55.

Ponomarenko, A.I. (1973) Rhodonite-spessartine rock of the Anabar block. Doklady of the Academy of Sciences of the USSR, Earth Sciences Sections, 212, 181-184.

Porada, H. et Berhorst, V. (2000) Towards a new understanding of the Neoproterozoic-Early Palaezoic Lufilian and northern Zambezi Belts in Zambia and the Democratic Republic of Congo. Journal of African Earth Sciences, 30, 727-771.

Poubova, E. et Sokol, A. (1992) The petrology and geochemistry of the metaophiolitic rocks of Staré Mesto crystalline unit. Krystalinikum, 21, 67-88.

Pouchou, J.L. et Pichoir, F. (1991) Quantitative analysis of homogeneous or stratified microvolumes applying 'PAP'. In: Electron Probe Quantification (Eds K.F.J. Heinrich and D.E. Newbury), Plenum Press, New York, N. Y., pp. 31-75.

Powell, W.G., Pattison, D.R.M. et Johnston, P. (1999) Metamorphic history of the Hemlo gold deposit from Al_2SiO_5 mineral assemblages, with implications for the timing of mineralization. Canadian Journal of Earth Sciences, 36, 33-46.

Prestvik, T. (1974) Norwegian chromian ugrandite garnets. Norsk Geologisk Tidsskrift, 54, 177-182.

Price, G.D., Putnis, A. et Agrell, S.O. (1979) Electron petrography of shock-produced veins in the Tenham chondrite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 71, 211-218.

Proenza, J., Solé, J. et Melgarejo, J.C. (1999) Uvarovite in podiform chromitite: The Moa-Baracoa ophiolitic massif, Cuba. Canadian Mineralogist, 37, 679-690.

Putis, M., Hrdlicka, M. et Uher, P. (2004) Lithology and granitoid magmatism of Lower Palezoic in the Malé Karpaty Mts. Mineralia Slovaca, 36, 183-194.

Qaiser, M.A., Akhter, S.M. et Khan, A.H. (1970) Rodingite from Naranji Sar, Dargai ultramafic complex, Malakand, West Pakistan. Mineralogical Magazine, 37, 735-738.

Raharimimahefa, T. et Kusky, T.M. (2006) Structural and remote sensing studies of the southern Betsimisaraka suture, Madagascar. Gondwana Research, 10, 186-197.

Rakotondrazafy, M.A.F., Moine, B. et Cuney, M. (1996) Mode of formation of hibonite ($CaAl_{12}O_{19}$) within the U-Th skarns from the granulites of S-E Madagascar. Contributions to Mineralogy and Petrology, 123, 190-201.

Rakotondrazafy, A.F.M., Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Fallick, A.E., Rakotosamizanany, S., Andriamamonjy, A., Ralantoarison, T., Razanatseheno, M., Offant, Y., Garnier, V., Maluski, H., Dunaigre, C., Schwarz, D. et Ratrimo, V. (2008) Gem corundum deposits of Madagascar: A review. Ore Geology Reviews, 34, 134-154.

Rakotosamizanany, S. (2009) Les corindons gemmes dans les basaltes alcalins et leurs enclaves à Madagascar : signification pétrologique et métallogénique, Thèse de Doctorat Université Henri Poincaré, Nancy - Université d'Antananarivo - IRD, 414 p.

Ralantoarison, T. (2006) Les corindons associés aux roches métamorphiques du Sud de Madagascar : le gisement de Sahambano (Sud-Est d'Ithosy), Mémoire de Maîtrise de l'Université d'Antananarivo, 100 p.

Ralantoarison, T., Offant, Y., Andriamamonjy, A., Giuliani, G., Fety, A., Rakotondrazafy, A.F.M., Schwarz, D., Ohnenstetter, D., Fallick, A.E., Razanaseheno, M., Rakotosamizanany, S., Moine, B. et Baillot, P. (2006) Les saphirs multicolores de Sahambano et Zazafotsy, région granulitique d'Ihosy, Madagascar. Revue de Gemmologie A.F.G., 158, 4-13.

Rapple, R.R. (2006) Garnet. In: Industrial minerals and rocks (7th ed.) (Eds J.E. Kogel, N.C. Trivedi, J.M. Barker and S.T. Krukowski), Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, Inc., Littleton, Colorado, pp. 475-480.

Ray, G.E. (1974) The structural and metamorphic geology of northern Malawi. Journal of the Geological Society of London, 130, 427-440.

Reiners, P.W. et Brandon, M.T. (2006) Using thermochronology to understand orogenic erosion. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 34, 419-466.

Reinsch, D. (1977) High pressure rocks from Val Chiusella (Sesia - Lanzo zone, Italian Alps). Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 130, 89-102.

Richards, S.M. (1966) The banded iron formations at Broken Hill, Australia, and their relationship to the lead-zinc orebodies Part II. Economic Geology, 61, 257-274.

Rickwood, P.C. (1968) On recasting analyses of garnet into end-member molecules. Contributions to Mineralogy and Petrology, 18, 175-198.

Ripley, E.M., Shaffer, N.R. et Gilstrap, M.S. (1990) Distribution and geochemical characteristics of metal enrichment in the New Albany shale (Devonian-Mississippian), Indiana. Economic Geology, 85, 1790-1807.

Robert, F. et Poulsen, K.H. (2001) Vein formation and deformation in greenstone gold deposits. Reviews in Economic Geology, 14, 111-155.

Rojkovic, I., Konecy, P., Novotny, L., Puskelova, L. et Stresko, V. (1999) Quartz-apatite-REE vein mineralization in early Paleozoic rocks of the Gemeric Superunit, Slovakia. Geologica Carpathica, 50, 215-227.

Roser, B.P. et Korsch, R.J. (1986) Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2

content and K_2O/Na_2O ratio. Journal of Geology, 94, 635-650.

Ross, C.S. et Kerr, P.F. (1932) Manganese minerals of a vein near Bald Knob, North Carolina. American Mineralogist, 17, 1-18.

Rossman, G.R. (2009) Mineral Spectroscopy Server. California Institute of Technology (http://minerals.caltech.edu/).

Rossman, G.R. et Aines, R.D. (1991) The hydrous components in garnets: grossular-hydrogrossular. American Mineralogist, 76, 1153-1164.

Roy, B.C. (1955) Emerald deposits in Mewar and Ajmer-Marwara. Geological Survey of India, 86, 377-401.

Roy, S. et Purkait, P.K. (1968) Mineralogy and genesis of the metamorphosed manganese silicate rocks (gondite) of Gowari Wadhona, Madhya Pradesh, India. Contributions to Mineralogy and Petrology, 20, 86-114.

Rudness, R.G. et Kebler, R.W. (1960) Growth of single crystals of incongruently melting yttrium iron garnet by flame fusion process. Journal of the American Ceramic Society, 43, 17-22.

Rupasinghe, M.S. et Dissanayake, C.B. (1985) Charnockites and the genesis of gem minerals. Chemical Geology, 53, 1-16.

Rupasinghe, M.S., Dissanayake, C.B. et Mendis, D.P.J. (1994) Use of indicator minerals in gem exploration: study of a granulitic terrain in Sri Lanka. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 9, 249-254.

Ruxton, B.P. (1956) The major rock groups of the Northern Red Sea Hills, Sudan. Geological Magazine, 93, 314-330.

Sacchi, R., Cadoppi, P. et Costa, M. (2000) Pan-African reactivation of the Lurio segment of the Kibaran Belt system: a reappraisal from recent age determinations in northern Mozambique. Journal of African Earth Sciences, 30, 629-639.

Saggerson, E.P. (1962). Geology of the Kasigau-Kurase area, Report of the Geological Survey of Kenya, 51.

Sajeev, K., Windley, B.F., Connolly, J.A.D. et Kon, Y. (2009) Retrogressed eclogite (20 kbar, 1020°C) from the Neoproterozoic Palghat-Cauvery suture zone, southern India. Precambrian Research, 171, 23-36.

Sampson, D.N. et Wright, A.E. (1964) The geology of the Uluguru Mountains. Bulletin of the Geological Survey of Tanzania, 37, 1-69.

Sanero, E. (1935) Sopra due granati delle miniere di Cogne in Val d'Aosta. Periodica Mineralogica, Roma, 6, 213-220.

Santosh, M. et Collins, A.S. (2003) Gemstone mineralization in the Palghat-Cauvery Shear Zone system (Karur-Kangayam Belt) southern India. Gondwana Research, 6, 911-918.

Santosh, M., Maruyama, S. et Sato, K. (2009) Anatomy of a Cambrian suture in Gondwana: Pacific-type orogeny in southern India? Gondwana Research, 16, 321-341.

Sarbas, B., Goerg, U., Amstutz, G.C., Schmetzer, K. et Bank, H. (1984) Zur genese ostafrikanischer grossularvorkommen. Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft, 33, 48-62.

Sathe, R.V. (1968) Grossular-spessartine garnet from Goldongori, Panchmahal, Gujrat State, India. Mineralogical Magazine, 36, 1032-1033.

Scharbert, H.G. (1973a) Garnets from Moldanubian garnet pyroxenites and associated pyriclasites, Bohemian Massif of Lower Austria, Austria. Earth and Planetary Science Letters, 20, 415-418.

Scharbert, H.G. (1973b) Pyrope-rich garnets from Moldanubian garnet pyroxenites, Bohemian Massif of Lower Austria. Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte, 89-93.

Schmädicke, E. et Will, T.M. (2006) First evidence of eclogite-facies metamorphism in the Shackleton Range, Antarctica: tracer of a suture between East and West Gondwana? Geology, 34, 133-136.

Schmetzer, K. (1982) Absorption-spectroscopy and color of V^{3+}-bearing natural oxides and silicates - A contribution to the crystal-chemistry of vanadium. Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen, 144, 73-106.

Schmetzer, K., Berdesinski, W. et Traub, I. (1975a) Vanadiumhaltiger Grossular aus Kenia. Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft, 24, 230-234.

Schmetzer, K., Traub, I. et Medenbach, O. (1975b) Demantoid aus Korea. Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft, 24, 1-3.

Schmetzer, K. et Ottemann, J. (1979) Kristallchemie und Farbe Vanadium-haltiger Granate. Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen, 136, 146-168.

Schmetzer, K., Bank, H. et Gübelin, E. (1980) The alexandrite effect in minerals: Chrysoberyl, garnet, corundum, fluorite. Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen, 138, 147-164.

Schmetzer, K. et Bank, H. (1982) Gelbgruner Grossular aus Ostafrika. Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft, 31, 81-84.

Schmetzer, K. et Bernhardt, H.J. (1999) Garnets from Madagascar with a color change of blue-green to purple. Gems & Gemology, 35, 196-201.

Schmetzer, K., Hainschwang, T., Kiefert, L. et Bernhardt, H.J. (2001) Pink to pinkish orange malaya garnets from Bekily, Madagascar. Gems & Gemology, 37, 296-308.

Schmetzer, K., Bernhardt, H.J. et Kiefert, L. (2002) Star garnets and star garnet cat's eyes from Ambatondrazaka, Madagascar. Journal of Gemmology, 28, 13-23.

Schmidt, M.W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 110, 304-310.

Schumacher, R., Schenk, V., Raase, P. et Vitanage, P.W. (1990) Granulite facies metamorphism of metabasic and intermediate rocks in the Highland Series of Sri Lanka. In: High-Temperature Metamorphism and Crustal Anatexis (Eds J.R. Ashworth and M. Brown), Unwin Hyman, London, pp. 235-271.

Schwarz, D., Pardieu, V., Saul, J.M., Schmetzer, K., Laurs, B.M., Giuliani, G., Klemm, L., Malsy, A., Erel, E., Hauzenberger, C., Du Toit, G., Fallick, A.E. et Ohnenstetter, D. (2008) Rubies and sapphires from Winza, Central Tanzania. Gems & Gemology, 44, 322-347.

Seifert, A.V. et Hyrsl, J. (1999) Sapphire and garnet from Kalalani, Tanga Province, Tanzania. Gems & Gemology, 35, 108-120.

Seifert, A.V. et Vrana, S. (2005) Bohemian garnet. Bulletin of Geosciences, 80, 113-124.

Serdyuchenko, D.P. (1975) Some Precambrian scapolite-bearing rocks evolved from evaporites. Lithos, 8, 1-7.

Shackleton, R.M. (1986) Precambrian collision tectonics in Africa. Journal of the Geological Society of London Special Publications, 19, 329-349.

Shackleton, R.M. (1993) Tectonics of the lower crust: a view from the Usambara Mountains, NE Tanzania. Journal of Structural Geology, 15, 663-671.

Shackleton, R.M. (1996) The final collision zone between East and West Gondwana: where is it? Journal of African Earth Sciences, 23, 271-287.

Shannon, R.D. (1976) Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. Acta Crystallografica, A32, 751-767.

Sharp, Z.D. et Kirschner, D.L. (1994) Quartz-calcite oxygen-isotope thermometry: a calibration based on natural isotopic variations. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58, 4491-4501.

Shaw, C.S.J. et Penczak, R.S. (1996) Barium- and titanium-rich biotite and phlogopite from the Western and Eastern Gabbro, Coldwell alkaline complex, northwestern Ontario. Canadian Mineralogist, 34, 967-975.

Shedlock, R.J. et Essene, E.J. (1979) Mineralogy and petrology of a tactite near Helena, Montana. Journal of Petrology, 20, 71-97.

Shepel', A.B. et Karpenko, M.V. (1970) First find of goldmanite in the USSR. Doklady of the Academy of Sciences of the USSR, Earth Sciences Sections, 193, 150-152.

Sheppard, S.M.F. et Charef, A. (1986) Eau organique : caractérisation isotopique et évidence de son rôle dans le gisement Pb-Zn de Fedj-el-Adoum, Tunisie. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris série II, 302, 1189-1192.

Shimazaki, H. (1968) Geology and ore deposits of the Tsumo mine, Shimane Prefecture. Japanese Journal of Geological Geography, 39, 55-71.

Shiraishi, K. et Kojima, S. (1987) Basic and intermediate gneisses from the western part of the Sør Rondane Mountains, East Antarctica. Proceedings of NIPR Symposium on Antarctic Geosciences, 1, 129-149.

Shiraishi, K., Hiroi, Y., Motoyoshi, Y. et Yanai, K. (1987) Plate tectonic development of late Proterozoic paired metamorphic complexes in eastern Queen Maud Land, east Antarctica. In: Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics (Ed G.W. McKenzie), American Geophysical Union, Washington, 40, pp. 309-318.

Shiraishi, K., Asami, M., Ishizuka, H., Kojima, H., Kojima, S., Osanai, Y., Sakiyama, T., Takahashi, Y., Yamakazi, M. et Yoshikura, S. (1991) Geology and metamorphism of the Sør Rondane Mountains, East Antarctica. In: Geological Evolution of Antarctica (Eds M.R.A. Thomson, J.A. Crame and J.W. Thomson), Cambridge University Press, Cambridge, pp. 77-82.

Shiraishi, K., Hiroi, Y., Ellis, D.J., Fanning, C.M., Motoyoshi, Y. et Nakai, Y. (1992) The first report of a Cambrian orogenic belt in east Antarctica - An ion microprobe study of the Lützow-Holm Complex. Recent Progress in Antarctic Earth Science, 67-73.

Shiraishi, K., Ellis, D.J., Hiroi, Y., Fanning, C.M., Motoyoshi, Y. et Nakai, Y. (1994) Cambrian orogenic belt in East Antarctica and Sri Lanka: implications for Gondwana assembly. Journal of Geology, 102, 47-65.

Shiraishi, K., Osanai, Y., Ishizuka, H. et Asami, M. (1997) Geological map of the Sør Rondane Mountains, Antarctica, Sheet 35, scale 1:250000. In: Antarctic Geological Map Series. National Institute of Polar Research, Tokyo.

Shiraishi, K., Dunkley, D.J., Hokada, T., Fanning, C.M., Kagami, H. et Hamamoto, T. (2008) Geochronological constraints on the Late Proterozoic to Cambrian crustal evolution of eastern Dronning Maud Land, East Antarctica: a synthesis of SHRIMP U-Pb age and Nd model age data. Geological Society of London Special Publications, 308, 21-67.

Shmulovich, K.I. (1977) Experimental study of stability limits of grossular and wollastonite in the system water-carbon dioxide up to 6 kbar. Geokhimiya, 1806-1816.

Sibson, R.H., Robert, F. et Poulsen, K.H. (1988) High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. Geology, 16, 653-659.

Sibson, R.H. et Scott, J. (1998) Stress/fault controls on the containment and release of overpressured fluids: Examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska; Victoria, Australia and Otago, New Zealand. Ore Geology Reviews, 13, 293-306.

Silva, K.K.M.W. et Siriwardena, C.H.E.R. (1988) Geology and the origin of the corundum-bearing skarn at Bakamuna, Sri Lanka. Mineralium Deposita, 23, 116-190.

Simonet, C. (2000a) Géologie des gisements de saphir et de rubis - L'exemple de la John Saul Ruby Mine, Mangare, Kenya, Thèse de l'Université de Nantes, 350 p.

Simonet, C. (2000b) Geology of the Yellow Mine (Taita-Taveta District, Kenya) and other yellow tourmaline deposits in East Africa. Journal of Gemmology, 27, 11-29.

Simonet, C. (2000c) The John Saul Mine (Mangare area, Southern Kenya) - Current activity and production. Gems & Gemology.

Simonet, C. (2006) Les tourmalines magnésiennes d'Afrique de l'Est. Revue de Gemmologie A.F.G., 157, 4-7.

Simonet, C., Okundi, S. et Masai, P. (2000) General setting of coloured gemstone deposits in the Mozambique Belt of Kenya: Preliminary considerations. Proceedings 9th Conference of the Geological Society of Kenya, 123-138.

Simonet, C., Paquette, J.L., Pin, C., Lasnier, B. et Fritsch, E. (2004) The Dusi (Garba Tula) sapphire deposit, central Kenya - a unique Pan-African corundum-bearing monzonite. Journal of African Earth Sciences, 38, 401-410.

Slack, J.F., Palmer, M.R. et Stevens, B.P.J. (1989) Boron isotope evidence for the involvement of non-marine evaporites in the origin of the Broken Hill ore deposits. Nature, 342, 913-916.

Smith, D. et Albee, A.L. (1967) Petrology of a piemontite-bearing gneiss, San Georgino Pass, California. Contributions to Mineralogy and Petrology, 16, 189-203.

Smith, A.G. et Hallam, A. (1970) The fit of the southern continents. Nature, 225, 139-144.

Smith, J.V. et Mason, B. (1970) Pyroxene-garnet transformation in a meteorite. Science, 160.

Smith, H.A. et Barreiro, B. (1990) Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists. Contributions to Mineralogy and Petrology, 105, 602-615.

Sobolev, N.V., Lavrent'ev, Y.G., Pokhilenko, N.P. et Usova, L.V. (1973) Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses. Contributions to Mineralogy and Petrology, 40, 39-52.

Sobolev, N.V., Lavrent'ev, Y.G., Pospelova, L.N. et Sobolev, Y.V. (1969) Chrome pyrope from Yakutian diamonds. Doklady of the Academy of Sciences of the USSR, Earth Sciences Sections, 189, 133-136.

Solesbury, F. (1965). Lossogonoi anyolite, Tanganyika Mineral Resources Division Report FWS/26.

Solesbury, F. (1967) Gem corundum pegmatites in NE Tanganyika. Economic Geology, 62, 983-991.

Solovova, I.P., Girnis, A.V., Ryabchikov, I.D. et Kononkova, N.N. (2009) Mechanisms of formation of barium-rich phlogopite and strontium-rich apatite during the final stages of alkaline magma evolution. Geochemistry International, 47, 578-591.

Spooner, C., Hepworth, J.V. et Fairbairn, H.W. (1970) Whole-rock Rb-Sr isotopic investigation of some East African granulites. Geological Magazine, 107, 511-521.

Spry , P.G. et Scherbarth, N.L. (2006) The gold-vanadium-tellurium association at the Tuvatu gold–silver prospect, Fiji: conditions of ore deposition. Mineralogy & Petrology, 87, 171-186.

Stacey, J.S. et Agar, R.A. (1985) U-Pb isotopic evidence for the accretion of a continental microplate in the Zalm region of the Saudi Arabian Shield. Journal of the Geological Society, 142, 1189-1203.

Stachel, T., Brey, G.P. et Harris, J.W. (2005) Inclusions in sublithospheric diamonds: Glimpses of deep Earth. Elements, 1, 73-78.

Stanton, R.L. et Williams, K.L. (1978) Garnet compositions at Broken Hill, New South Wales, as indicators of metamorphic processes. Journal of Petrology, 19, 514-529.

Stern, R.J. (1994) Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: implications for the consolidation of Gondwanaland. Annual Review of Earth & Planetary Sciences, 22, 319-351.

Stern, R.J. (2002) Crustal evolution in the East African Orogen: A neodymium isotopic perspective. Journal of African Earth Sciences, 34, 109-117.

Stern, R.J. et Abdelsalam, M.G. (1998) Formation of juvenile continental crust in the Arabian-Nubian shield: Evidence from granitic rocks of the Nakasib suture, NE Sudan. International Journal of Earth Sciences, 87, 150-160.

Stipska, P., Schulmann, K., Thompson, A.B., Jezek, J. et Kröner, A. (2001) Thermo-mechanical role of a Cambro-Ordovician paleorift during the Variscan collision: the NE margin of the Bohemian Massif. Tectonophysics, 332, 239-253.

Stockton, C.M. (1982) Two notable color-change garnets. Gems & Gemology, 18, 100-101.

Stockton, C.M. et Manson, D.V. (1983) Gem andradite garnets. Gems & Gemology, 29, 202-208.

Stockton, C.M. et Manson, D.V. (1985) A proposed new classification for gem-quality garnets. Gems & Gemology, 21, 205-218.

Subramaniam, A.P. (1956) Mineralogy and petrology of the Sittampundi complex, Salem district, Madras State, India. Bulletin of the Geological Society of America, 67, 317-390.

Superchi, M., Pezzotta, F., Gambini, E. et Castaman, E. (2010) Yellow scapolite from Ihosy, Madagascar. Gems & Gemology, 46, 274-279.

Surour, A.A. et Moufti, A.M.B. (2009) A new occurrence of garnetiferous skarn rocks in Saudi Arabia: a case study from Bahrah area, Jeddah-Makkah Al Mukaramah highway. Arabian Journal of Geosciences, 1-19.

Suwa, K., Suzuki, K., Miyakawa, K. et Agata, T. (1979) Vanadium and vanadium grossulars from the Mozambique metamorphic rocks, Mgama Ridge, Kenya. 4th Preliminary Report of African Studies, Nagoya University, 87-96.

Suwa, K., Suzuki, K. et Agata, T. (1996) Vanadium grossular from the Mozambique metamorphic rocks, south Kenya. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 14, 299-308.

Switzer, G.S. (1974) Composition of green garnet from Tanzania and Kenya. Gems & Gemology, 14, 296-297.

Sylvester, G.C. et Anderson, G.M. (1976) The Davis nepheline pegmatite and associated nepheline gneisses near Bancroft, Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, 13, 249-265.

Takeuchi, Y., Sugaki, A., Suzuki, T. et Abe, H. (1960) Ore deposits of the Ohori mine, Yamagata Prefecture. Mining Geology, Japan, 10, 8-28.

Talarico, F., Kleinschmidt, G. et Henjes-Kunst, F. (1999) An ophiolitic complex in the northern Shackleton range, Antarctica. Terra Antarctica, 6, 293-315.

Taran, M.N., Langer, K. et Geiger, C.A. (2002) Single-crystal electronic absorption spectroscopy of synthetic chromium-, cobalt-, and vanadium-bearing pyropes at different temperatures and pressures. Physics and Chemistry of Minerals, 29, 362-368.

Tarney, J. (1977) Petrology, mineralogy, and geochemistry of the Falkland Plateau basement rocks, Site 330, Deep Sea Drilling Project. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 36, Ushuaia, Argentina to Rio de Janeiro, Brazil, pp. 893-921.

Tarte, P. et Deliens, M. (1973) Correlations between the infrared spectrum and the composition of garnets in the pyrope-almandin-spessartine series. Contributions to Mineralogy and Petrology, 40, 25-37.

Teertstra, D.K., Cerny, P. et Ottolini, L. (1999) Stranger in paradise: Liddicoatite from the high grade dike pegmatite, southeastern Manitoba, Canada. European Journal of Mineralogy, 11, 227-235.

Teertstra, D.K., Cerny, P. et Chapman, R. (1992) Compositional heterogeneity of pollucite from High Grade Dike, Maskwa Lake, southeastern Manitoba. Canadian Mineralogist, 30, 687-697.

Teertstra, D.K., Cerny, P. et Hawthorne, F.C. (1998) Rubidium feldspars in granitic pegmatites. Canadian Mineralogist, 36, 483-496.

Tessensohn, F., Kleinschmidt, G., Talarico, F., Buggish, W., Brommer, A., Henjes-Kunst, F., Kröner, U., Millar, I.L. et Zeh, A. (1999) Ross-age amalgamation of East and West Gondwana: evidence from the Shackleton Range, Antarctica. Terra Antarctica, 6, 217-225.

Themelis, T. (1989) Gemmology: new East African deposits. Lapidary Journal, 42, 34-37.

Themelis, T. (2008) Gems and mines of Mogok. Themelis Edition, Thailand, 352 p.

Thompson, A.B. (1976) Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase reactions.

American Journal of Science, 276, 425-454.

Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. et Parry, S.J. (1984) An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A - Mathematical Physical and Engineering Sciences, 310, 549-590.

Tilley, C.E. (1927) Vesuvianite and grosssular as products of regional metamorphism. Geological Magazine, 64, 372-376.

Tilley, C.E. (1938) Cummingtonite-bearing rocks from the Lewisian. Geological Magazine, 75, 76-81.

Torsvik, T.H., Smethurst, M.A., Meert, J.G., Van Der Voo, R., McKerrow, W.S., Brasier, M.D., Sturt, B.A. et Walderhaug, H.J. (1996) Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic - A tale of Baltica and Laurentia. Earth-Science Reviews, 40, 229-258.

Torsvik, T.H., Carter, L.M., Ashwal, L.D., Bhushan, S.K., Pandit, M.K. et Jamtveit, B. (2001) Rodinia refined or obscured: palaeomagnetism of the Malani igneous suite (NW India). Precambrian Research, 108, 319-333.

Traill, R.J., Plant, A.J. et Douglas, J.A.V. (1970) Garnet : first occurrence in the lunar rocks. Science, 169, 981-982.

Treloar, P.J. (1987) The Cr-minerals of Outokumpu: their chemistry and significance. Journal of Petrology, 28, 867-886.

Trompette, R. (1997) Neoproterozoic (600 Ma) aggregation of Western Gondwana: A tentative scenario. Precambrian Research, 82, 101-112.

Tsunogae, T. et Santosh, M. (2003) Sapphirine and corundum bearing granulites from Karur, Madurai Block, Southern India. Gondwana Research, 6, 925-930.

Tucker, R.D., Ashwal, L.D., Hamilton, M.A., Torsvik, T.H. et Carter, L.M. (1999a) Neoproterozoic silicic magmatism of northern Madagascar, Seychelles and NW India: clues to Rodinia's assembly and dispersal. Geological Society of America, Abstracts with Programs, 31, 317.

Tucker, R.D., Ashwal, L.D., Handke, M.J., Hamilton, M.A., Le Grange, M. et Rambeloson, R.A. (1999b) U-Pb geochronology and isotope geochemistry of the Archean and Proterozoic rocks of north-central Madagascar. Journal of Geology, 107, 135-153.

Tucker, R.D., Ashwal, L.D. et Torsvik, T.H. (2001) U-Pb geochronology of Seychelles granitoids: A neoproterozoic continental arc fragment. Earth and Planetary Science Letters, 187, 27-38.

Tucker, R.D., Kusky, T.M., Buchwaldt, R. et Handke, M.J. (2007) Neoproterozoic nappes and superposed folding of the Itremo Group, west-central Madagascar. Gondwana Research, 12, 356-379.

Uher, P., Chovan, M. et Majzlan, J. (1994) Vanadian-chromian garnet in mafic pyroclastic rocks of the Malé Karpaty mountains, western Carpathians, Slovakia. Canadian Mineralogist, 32, 319-326.

Uher, P., Kovacik, M., Kubis, M., Shtukenberg, A. et Ozdin, D. (2008) Metamorphic vanadian-chromian silicate mineralization in carbon-rich amphibole schists from the Malé Karpaty Mountains, Western Carpathians, Slovakia. American Mineralogist, 93, 63-73.

Vähätalo, V.O. (1953) On the geology of the Outokumpu ore deposit in Finland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 164.

Vail, J.R. (1965) An outline of the geochronology of the late Precambrian formations of eastern central Africa. Proceedings Royal Society London, A284, 354-369.

Valley, J.W. (1986) Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. Reviews in Mineralogy, 16, 445-489.

Valley, J.W. et O'Neill, J.R. (1981) $^{13}C/^{12}C$ exchange between calcite and graphite: a possible thermometer in Grenville marbles. Geochimica et Cosmochimica Acta, 45, 411-419.

Valley, J.W., Petersen, E.U., Essene, E.J. et Bowman, J.R. (1982) Fluorphlogopite and fluortremolite in Adirondack marbles and calculated C-O-H-F fluid compositions. American Mineralogist, 67, 545-557.

Valley, J.W., Bindeman, I.N. et Peck, W.H. (2003) Empirical calibration of oxygen isotope fractionation in zircon. Geochimica et Cosmochimica Acta, 67, 3257-3266.

van Hinsberg, V.J., Henry, D.J. et Marschall, H.R. (2011) Tourmaline: an ideal indicator of its host environment. Canadian Mineralogist, 49, 1-16.

van Reenen, D.D. et du Toit, M.C. (1978) The reaction garnet + quartz = cordierite + hypersthene in granulites of the Limpopo metamorphic complex in northern Transvaal. In: Mineralization in Metamorphic Terranes (Ed W.J. Verwoerd), Geological Society of South Africa, Special Publication 4, pp. 149-177.

Vearncombe, J.R. (1983a) A dismembered ophiolite from the Mozambique Belt, West Pokot, Kenya. Journal of African Earth Sciences, 1, 133-143.

Vearncombe, J.R. (1983b) A proposed continental margin in the Precambrian of western Kenya. Geologische Rundschau, 72, 663-668.

Vidale, R.J. et Hewitt, D.A. (1973) 'Mobile' components in the formation of calc-silicate bands. American Mineralogist, 58, 991-997.

Villar-Fabre, G.F. et Quartino, B.J. (1966) Exomorphic and endomorphic effects from marble-contaminated granite contacts in the 'San Miguel' quarry, Barker, Province of Buenos Aires, Argentina. American Journal of Science, 246, 310-320.

Vine, J.D. et Tourtelot, E.B. (1970) Geochemistry of black shale deposits - a summary report. Economic Geology, 65, 253-272.

Viola, G., Henderson, I.H.C., Bingen, B., Thomas, R.J., Smethurst, M.A. et de Azavedo, S. (2008) Growth and collapse of a deeply eroded orogen: Insights from structural, geophysical, and geochronological constraints on the Pan-African evolution of NE Mozambique. Tectonics, 27.

Vogel, D.E. et Bahezre, C. (1965) The composition of partially zoned garnet and zoisite from Cabo Ortegal, N. W. Spain. Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte, 140-149.

von Allmen, K., Bottcher, M.E., Samankassou, E. et Nagler, T.F. (2010) Barium isotope fractionation in the global barium cycle: First evidence from barium minerals and precipitation experiments. Chemical Geology, 277, 70-77.

von Eckermann, H. (1922) The rocks and contact minerals of the Mansjö Mountain. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 44, 203-410.

von Knorring, O. (1951) A new occurence of uvarovite from Northern Karelia in Finland. Mineralogical Magazine, 29, 594-601.

von Knorring, O. et Baldwin, J.R. (1969) The geochemistry of spessartine garnets from African pegmatites. 13th Annual Report Research Institute of African Geology, University of Leeds, 32-34.

von Knorring, O., Condliffe, E. et Tong, Y.L. (1986) Some mineralogical and geochemical aspects of chromium-bearing skarn minerals from northern Karelia, Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland, 58, 277-292.

von Knorring, O. et Confliffe, E. (1987) Mineralized pegmatites in Africa. Geological Journal, 22, 253-270.

Wada, H. et Suzuki, K. (1983) Carbon isotopic thermometry calibrated by dolomite-calcite solvus temperatures. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47, 697-706.

Wakita, H., Shibao, K. et Nagashim, K. (1969) Yttrian spessartine from Suishoyama, Fukushima prefecture, Japan. American Mineralogist, 54, 1678-1683.

Walton, L. et Marshall, D. (2007) Tanzanite and tsavorite. Mineralogical Association of Canada, Short Course, 37, 153-160.

Wang, Y. (1965) Studies on rock-forming minerals from Taiwan (1). A pyralspite garnet from low-grade schists. Acta Geologica Taiwanica, 11, 13-19.

Wang, Y. et Lo, H.J. (1966) Studies on rock-forming minerals from Taiwan (2). A grossularite garnet from Feng-tien. Proceedings of the Geological Society of China, 9, 75-78.

Wang, P.-C., Yu, C.-A. et Chang, K.-L. (1974) A preliminary study of the composition of vanadium minerals and its mode of occurrence in the Lower Cambrian black shale in a region of China. Acta Geologica Taiwanica, 11, 219-229.

Wanty, R.B., Goldhaber, M.B. et Northrop, H.R. (1990) Geochemistry of vanadium in an epigenetic, sandstone-hosted vanadium-uranium deposit, Henry Basin, Utah. Economic Geology, 85, 270-284.

Warren, J.K. (2006) Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Springer, Berlin, 1036 p.

Warren, J.K. (2010) Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. Earth-Science Reviews, 98, 217-268.

Warren, J.K. et Kendall, C.G.S.C. (1985) Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) settings; modern and ancient. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 69, 1013-1023.

Watkinson, D.H. (1972) Electron microprobe analysis of melilite and garnet from the Oka complex, Quebec. Canadian Mineralogist, 11, 457-463.

Watters, W.A. (1958) Some zoned skarns from granite-marble contacts near Puyvalador, in the Quérigut area, eastern Pyrenees, and their petrogenesis. Mineralogical Magazine, 31, 703-725.

Webster, R. (1974) G.G.G. - A new man-made stone with a garnet-type structure. Journal of Gemmology, 14, 115-117.

Wedepohl, K.H. (1978) Manganese: abundance in common sediments and sedimentary rocks. In: Handbook of Geochemistry, Springer, Berlin, II/3, pp. 1-17.

Weil, A.B., Van Der Voo, R., Mac Niocaill, C. et Meert, J.G. (1998) The Proterozoic supercontinent Rodinia: Paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma. Earth and Planetary Science Letters, 154, 13-24.

Weinberg, D. (2007). Giant size top color clean tsavorite discovered in East Africa, GemResearch Swisslab, 2 p.

Wentzell, C.Y. (2004) Lab Notes: Copper-bearing color-change tourmaline from Mozambique. Gems & Gemology, 40, 250-251.

White, A.J.R. (1959) Scapolite-bearing marbles and calc-silicate rocks from Tungkillo and Milendella, South Australia. Geological Magazine, 96, 285-306.

Wight, W. et Grice, D.D. (1982) Grossular garnet from the Jeffrey mine, Asbestos, Quebec, Canada. Journal of Gemmology, 18, 126-130.

Will, T.M., Zeh, A., Gerdes, A., Frimmel, H.E., Millar, I.L. et Schmädicke, E. (2009) Palaeoproterozoic to Palaeozoic magmatic and metamorphic events in the Shackleton Range, East Antarctica: constraints from zircon and monazing dating, and implications for the amalgamation of Gondwana. Precambrian Research, 172, 25-45.

Will, T.M., Frimmel, H.E., Zeh, A., Le Roux, P. et Schmädicke, E. (2010) Geochemical and isotopic constraints on the tectonic and crustal evolution of the Shackleton Range, East Antarctica, and correlation with other Gondwana crustal segments. Precambrian Research, 180, 85-112.

Willemse, J. et Bensch, J.J. (1964) Inclusions of original carbonate rocks in gabbro and norite of the eastern part of the Bushveld complex. Transactions of the Geological Society of South Africa, 67, 1-87.

Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Chapman & Hall, London, UK, 466 pp.

Wilson, W.E., Saul, J.M., Pardieu, V. et Hughes, R.W. (2009) The Merelani tanzanite mines. Mineralogical Record, 40, 347-408.

Winchell, A.N. (Ed) (1933) Elements of optical mineralogy Vol. II, 3rd edition. John Wiley and Sons, New York.

Winchell, H. (1958) The composition and physical properties of garnet. American Mineralogist, 43, 595-600.

Winchester, J.A. et Floyd, P.A. (1976) Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth and Planetary Science Letters, 28, 459-469.

Winchester, J.A., Park, R.G. et Holland, J.G. (1980) The geochemistry of Lewisian semipelitic schists from the Gairloch District, Wester Ross, north-west Scotland. Scottish Journal of Geology, 16, 165-179.

Windh, J. (1995) Saddle reef and related gold mineralization, Hill End gold field, Australia: evolution of an auriferous vein system during progressive deformation. Economic Geology, 90, 1764-1775.

Wood, B.J. (1974) The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. Contributions to Mineralogy and Petrology, 46, 1-15.

Woodland, A.B., Droop, G. et O'Neill, H.S.C. (1995) Almandine-rich garnet from near Collobrieres, southern France, and its petrological significance. European Journal of Mineralogy, 7, 187-194.

Wu, C.M. et Cheng, B.H. (2006) Valid garnet-biotite (GB) geothermometry and garnet-aluminum silicate-plagioclase-quartz (GASP) geobarometry in metapelitic rocks. Lithos, 89, 1-23.

Yoder, H.S. et Keith, M.L. (1951) Complete substitution of aluminium for silicon: the system $3MnO.Al_2O_3.3SiO_2$-$3Y_2O_3.5Al_2O_3$. American Mineralogist, 36, 519-533.

Yokoyama, K. et Mori, T. (1975) Spinel - garnet - two-pyroxene rock from the Iratsu epidote amphibolite mass, central Shikoku. Journal of the Geological Society of Japan, 81, 431-436.

Yoshida, M., Funaki, M. et Vitanage, P.W. (1992) Proterozoic to Mesozoic East Gondwana: the juxtaposition of India, Sri Lanka, and Antarctica. Tectonics, 11, 381-391.

Zancanella, V. (2004) Tanzanite: the true story, 118 p.

Zeck, H.P. (1968) Anatectic origin and further petrogenesis of almandine-bearing biotite-cordierite-labradorite-dacite with many inclusions of restite and basaltoid material, Cerro del Hoyazo, SE Spain, University of Amsterdam.

Zeh, A., Millar, I.L. et Horstwood, M.S.A. (2004) Polymetamorphism in the NE Shackleton Range, Antarctica: constraints from petrology, U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr TIMS and in-situ U-Pb LAA-PIMMS dating. Journal of Petrology, 45, 949-973.

Zhang, R.Y., Cong, B.L., Yung, Y.-P. et Li, J.-L. (1981) Ferrifayalite-bearing eulysite from Archaean granulites in Qianan County, Hebei, North China. Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 28, 167-187.

Zwaan, P.C. (1971) Yellow scapolite: another gem mineral from Umba, Tanzania. Scripta Geologica, 20, 1-4.

Zwaan, P.C. (1974) Garnet, corundum and other gem minerals from Umba, Tanzania. Scripta Geologica, 41 p.

Pétrologie, géochimie et genèse des gisements de tsavorite associés aux gneiss et roches calco-silicatées graphiteux de Lemshuku et Namalulu, Tanzanie

La tsavorite, grossulaire vert à V-Cr-Mn, est contenue dans des gneiss et roches calco-silicatées graphiteux, souvent associés à des marbres dolomitiques, et appartenant à la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine. La tsavorite se trouve soit dans des nodules ou des veines de quartz (gisements primaires), soit dans des placers (gisements secondaires).

L'étude minéralogique des tsavorites propose un nouveau protocole de certification de leur origine géographique, à partir du rapport V/Cr, de la teneur en Mn et du $\delta^{18}O$.

L'étude des gisements de Lemshuku et Namalulu en Tanzanie montre que le métamorphisme des protolithes sédimentaires riches en matière organique et évaporites s'est effectué à P = 7,0 ± 0,4 kbar et T = 677 ± 14°C, à 634 ± 22 Ma (datation U-Th-Pb sur monazite). Le bâti métamorphique s'est refroidi vers 500 Ma (datation ^{40}Ar-^{39}Ar sur muscovite). Deux stades de métasomatose sont reliés à la formation de la tsavorite : (i) une métasomatose de diffusion formant les nodules à P = 5,0-7,4 kbar et T = 580-691°C; (ii) une métasomatose calcique d'infiltration contemporaine de la formation des veines de quartz à P = 3,6-4,9 kbar et T = 505-587°C. Ces dernières sont datées in situ par la méthode Sm-Nd à 606 ± 36 Ma.

Les évaporites continentales, déposées dans une sabkha de côte marine avec des sédiments silico-calcaires, sont transformées en tsavorite dans le cas des nodules, alors que les sels fondus sont associés à la formation des veines de quartz. Les minéralisations sont contrôlées par la lithostratigraphie et la tectonique.

Mots-clés : tsavorite - ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine - gneiss graphiteux et roches calco-silicatées graphiteuses - évaporites continentales - marbres dolomitiques - métamorphisme - métasomatose - système à V-Cr-C - isotopes stables - datation U-Th-Pb - datation ^{40}Ar-^{39}Ar - datation Sm-Nd - modèle génétique - origine géographique de la tsavorite.

Petrology, geochemistry and genesis of tsavorite deposits associated with graphitic gneiss and calc-silicates rocks from Lemshuku and Namalulu, Tanzania

Tsavorite, a (V, Cr, Mn)-bearing green grossular, is hosted by graphitic gneisses or calc-silicates, often asssociated with dolomitic marbles, and belonging to the Metamorphic Neoproterozoic Mozambique Belt. Tsavorite is found either as nodules or in quartz veins (primary deposits), or in placers (secondary deposits).

The mineralogical study of tsavorites suggests a new protocol to certificate their geographical origin, based on the V/Cr ratio, Mn content and $\delta^{18}O$.

The study of the Lemshuku and Namalulu deposits in Tanzania has shown that the metamorphism of organic matter-rich and evaporites-rich sedimentary protoliths occurred at P = 7.0 ± 0.4 kbar and T = 677 ± 14°C, at 634 ± 22 Ma (U-Th-Pb dating on monazite). The metamorphic series cooled down at around 500 Ma (^{40}Ar-^{39}Ar dating on muscovite). Two metasomatic stages are linked to the formation of tsavorite: (i) diffusion metasomatism forming nodules at P = 5.0-7.4 kbar and T = 580-691°C; (ii) calcitic infiltration metasomatism forming quartz veins at P = 3.6-4.9 kbar and T = 505-587°C. These last have been dated in situ with Sm-Nd dating at 606 ± 36 Ma.

Continental evaporites, deposited in a coastal marine sabkha with (Si, Ca)-bearing sediments, transformed into tsavorite in the case of the nodules, while the molten salts are associated with the formation of the quartz veins. The mineralisations are controlled by lithostratigraphy and structure.

Key-words : tsavorite - Metamorphic Neoproterozoic Mozambique Belt - graphitic gneisses and graphitic calc-silicates - continental evaporites - dolomitic marbles - metamorphism - metasomatism - V-Cr-C system - stable isotopes - U-Th-Pb dating - ^{40}Ar-^{39}Ar dating - Sm-Nd dating - genetic model - tsavorite geographical origin.

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Ecole doctorale RP2E

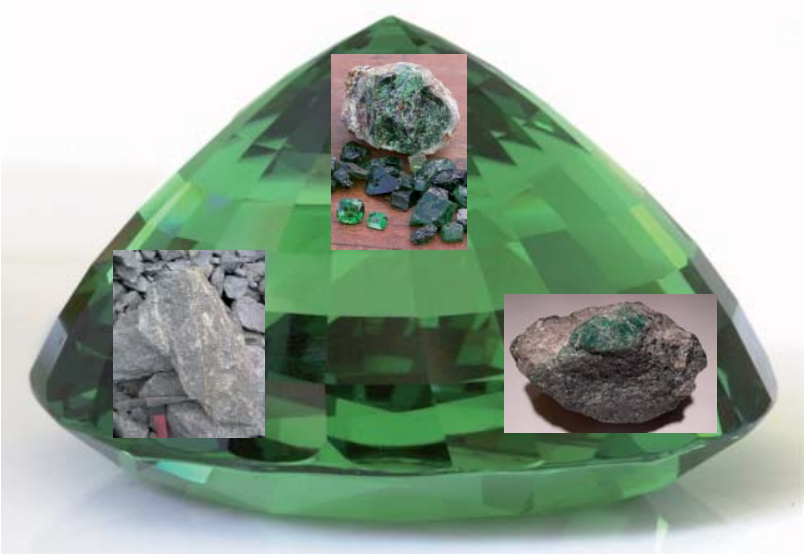
THÈSE

pour l'obtention du grade de
Docteur de l'Institut National Polytechnique de Lorraine
spécialité Géosciences
présentée et soutenue publiquement par

Julien FENEYROL

le 16 février 2012
au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG)

Pétrologie, géochimie et genèse des gisements de tsavorite associés aux gneiss et roches calco-silicatées graphiteux de Lemshuku et Namalulu (Tanzanie)



ANNEXES

ANNEXE A

METHODES ANALYTIQUES

1. Imagerie

Les lames minces et les sections polies ont été observées avec le microscope optique et avec le microscope électronique à balayage (MEB) Hitachi FEG S4800. Les images X ont été obtenues sur le MEB JEOL JSM7600F. Les deux MEB utilisés au cours de ce travail appartiennent au Service Commun de Microscopies Electroniques et de Microanalyses (SCMEM) situé à l'Université Henri Poincaré de Vandœuvre-lès-Nancy.

2. Absorption UV-Vis-PIR

2.1 Principe de la méthode d'absorption UV-Vis-PIR

Les analyses de spectrophotométrie dans le domaine UV-Vis-PIR (ULtraviolet-Visible-Proche InfraRouge) sont utilisées pour obtenir le spectre d'absorption de corps transparents. Ceux-ci sont traversés par un faisceau lumineux balayant une gamme de longueur d'onde comprise entre l'ultraviolet et le proche infrarouge (100-3000 nm). Les spectres obtenus présentent des pics ou bandes d'absorption pour des longueurs d'onde données, caractéristiques d'un élément chimique ou d'un défaut intervenant dans la coloration de l'échantillon étudié, et permettent ainsi d'identifier les éléments chromophores.

Les mesures d'absorption ont été effectuées sur le spectrophotomètre CARY 5G de l'Institut des Matériaux Jean Rouxel, CNRS-Université de Nantes. Il possède un double faisceau lumineux d'environ 1 mm de diamètre : (i) le premier faisceau sert de référence et traverse l'air d'absorbance quasi-nulle; (ii) le deuxième faisceau traverse l'échantillon dont on veut mesurer l'absorbance. Ces deux faisceaux, produits par la même source lumineuse, sont parallèles et ont la même intensité initiale I_0. Ils passent par un monochromateur constitué d'un réseau de diffraction afin de séparer les différentes longueur d'onde de la lumière, avant de traverser l'environnement de référence et l'objet étudié. L'intensité finale des faisceaux est ensuite mesurée par un détecteur : (i) intensité initiale I_0 pour la référence; (ii) intensité I pour l'objet étudié. L'absorbance est alors définie par la formule suivante :

$$A = -\log_{10}(I/I_0)$$

Dans le cas de l'étude des tsavorites, les spectres d'absorption ont été mesurés pour des longueurs d'onde de la lumière comprises entre 3000 et 280 nm, couvrant ainsi les domaines du proche infrarouge (3000-800 nm), du visible (800-400 nm) et de l'ultraviolet (400-280 nm). Afin de couvrir l'ensemble de cette gamme de longueur d'onde, un changement de détecteur est effectué à 750 ou 800 nm, et un changement de source lumineuse à 350 nm. L'absorbance

a été mesurée à chaque nanomètre entre 280 et 3000 nm, avec un temps d'acquisition de 0,2 s/nm. Certains spectres, permettant d'affiner la forme de pics d'absorption mal définis lors de la première acquisition, ont été réalisés pour des gammes précises et plus courtes de longueur d'onde, en augmentant selon les cas : (i) le nombre de points de mesure de l'absorbance, tous les 0,1 à 0,5 nm; (ii) le temps d'acquisition d'un point, de 1 à 2 s/nm.

2.2 Choix et préparation des échantillons

Afin que la lumière pénètre et ressort de l'échantillon dont on veut obtenir le spectre, il faut que l'objet étudié :

- ait une surface suffisante, supérieure à 1 mm², pour que le faisceau de lumière le traverse intégralement;
- présente deux faces planes, polies et parallèles;
- laisse passer la lumière, c'est-à-dire que l'on peut voir à travers à l'œil nu, ce qui va jouer sur son épaisseur, généralement inférieure à 2 mm.

Pour les tsavorites étudiées, des sections polies utilisées pour les analyses à la microsonde électronique, présentant déjà une face plane et polie, ont été sélectionnées. Le choix s'est fait selon : (i) la taille des cristaux peu ou pas fracturés; (ii) les teneurs en V et Cr et leurs ratios V/Cr pour balayer la gamme des rapports mesurés à la microsonde électronique; (iii) les nuances de couleur pour balayer la gamme de nuances de vert observées; (iv) la provenance des pierres pour caractériser et comparer les différents gisements.

2.3 Traitement des données

Les spectres obtenus présentent deux 'sauts d'absorption' correspondant aux changements de source lumineuse et de détecteur. Leur acquisition se terminant toujours par la saturation du signal dans l'ultraviolet, les corrections de saut se font en se ramenant au niveau de la partie du spectre mesuré dans l'infrarouge.

Il faut ensuite, afin que les différents spectres soient comparables, normaliser les absorptions mesurées par rapport à l'épaisseur des échantillons étudiés. L'absorbance est ainsi normalisée pour une épaisseur de tsavorite de 1 mm.

De petits pics irréguliers sont présents sur tous les spectres, et même sur les spectres d'autres matériaux (tourmaline et béryl). Ils correspondent à des artefacts d'appareillage et seront signalés sur les spectres par un A. De tels pics artefacts apparaissent à 800 nm (changement de détecteur) et 840 nm (artefact dû à l'appareil).

3. Spectroscopie Raman

Les spectres Raman du graphite ont été réalisés à l'IMPMC à Paris sur un microspectromètre Raman Renishaw InVia RE03, alors que ceux de la 'lemshukuite' et des inclusions fluides de la tsavorite et de la tanzanite ont été acquis au G2R à Vandœuvre-lès-Nancy sur un microspectromètre Raman LabRAM HR Horiba Jobin-Yvon. Tous les spectres ont été obtenus sur des lames minces polies, ou des lames épaisses dans le cas des inclusions fluides.

Les analyses sur le graphite ont été réalisées avec un faisceau à polarisation : (i) circulaire; (ii) normale; (iii) orthogonale. La puissance du faisceau a été limitée à 10%. Les temps d'acquisition ont varié de 6x10 s entre 800 et 4000 cm^{-1}, à 2x5 s pour un spectre centré à 1450 cm^{-1}.

Sur le microspectromètre Raman du G2R, un laser à argon ionisé Stabilite 2017 à 514,532 nm et de puissance 20 mW a été utilisé. Les spectres ont été acquis avec un réseau de 600 mm^{-1}, une fente de 100 µm et un objectif de x50, avec des temps d'acquisition variant de 1x10 s à 4x10 s.

4. Analyses chimiques

4.1 Analyses chimiques à la microsonde électronique

Les analyses de composition chimique des minéraux en lames minces et sections polies ont été réalisées avec une microsonde électronique Cameca SX100 au SCMEM de Vandœuvre-lès-Nancy. Trois programmes ont été utilisés : (i) un programme 'Silicates' pour l'ensemble des silicates, carbonates et oxydes; (ii) un programme 'Tsavorite' pour les tsavorites; (iii) un programme 'Sulfures' pour les sulfures. Les conditions d'analyses, les standards utilisés et les limites de détection des éléments sont reportés dans les fichiers adjoints à cette annexe. Le programme PAP (Pouchou et Pichoir, 1991) a été utilisé pour les corrections des analyses.

4.2 Analyses chimiques sur roches totales et sur minéraux entiers

Les analyses chimiques des éléments majeurs, traces et des terres rares des gneiss, des marbres, des amphibolites, des pegmatites et des critaux de tsavorite ont été réalisées au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM) situé au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG-CNRS) à Vandœuvre-lès-Nancy. Les éléments majeurs sont analysés par spectrométrie d'émission à plasma à couplage inductif à l'aide d'une ICP-AES Jobin-Yvon JY 70 Type II. Les éléments en traces et les terres rares sont analysés par spectrométrie de masse

à plasma à couplage inductif à l'aide d'une ICP-MS Perkin-Elmer ELAN 6000. Les procédures analytiques sont détaillées dans Carignan et al. (2001).

4.3 Analyses chimiques à la sonde ionique : le lithium et le bore

Les teneurs en lithium et en bore ont été mesurées dans des fluoro-trémolites, des fluoro-phlogopites et des 'lemshukuites' à la sonde ionique Cameca IMS3f du CRPG. Le standard utilisé est le verre GB4 contenant 384 ppm de Li et 970 ppm de B. La procédure analytique utilisée est la même que celle décrite dans Chaussidon et Albarède (1992).

5. Analyses isotopiques

5.1 Analyses isotopiques : le $\delta^{13}C$ et le $\delta^{18}O$ des carbonates

5.1.1 Principe de la méhode

Les analyses de composition isotopique du carbone et de l'oxygène des carbonates ont été effectuées au laboratoire d'isotopes stables du CRPG à Vandœuvre-lès-Nancy. Elles ont pour but de mesurer par spectrométrie de masse les rapports $^{13}C/^{12}C$ et $^{18}O/^{16}O$ du CO_2 issu de grains séparés de carbonates. Ces carbonates doivent donc être transformés en gaz dans un premier temps. Les rapports mesurés permettent ensuite de calculer le $\delta^{13}C$ et le $\delta^{18}O$ des carbonates, d'après les relations suivantes :

$$\delta^{13}C_{\text{échantillon}} = 1000*[(^{13}C/^{12}C)_{\text{échantillon}}/(^{13}C/^{12}C)_{PDB} - 1]$$
$$\delta^{18}O_{\text{échantillon}} = 1000*[(^{18}O/^{16}O)_{\text{échantillon}}/(^{18}O/^{16}O)_{SMOW} - 1]$$

où PDB (Pee Dee Belemnite) et SMOW (Standard Mean Ocean Water) représentent les standards de valeurs respectivement pour C et O. Les valeurs de $\delta^{13}C$ et de $\delta^{18}O$ permettent de remonter à la source du carbone et de l'oxygène, et d'ainsi estimer un environnement géologique de dépôt des carbonates.

5.1.2 Protocole d'analyse

Les carbonates à analyser sont dans un premier temps séparés, puis broyés et porphyrisés dans un mortier en agate afin d'obtenir une poudre très fine. Puis, entre 20 et 60 mg de poudre sont placés dans un tube de verre sous vide.

Le protocole de McCrea (1950) est ensuite utilisé : (i) la fraction calcitique de la poudre est attaquée par de l'acide phosphorique H_3PO_4 pendant plus de trois heures à 25°C; (ii) la fraction solide restante, représentant la fraction dolomitique, demeure avec l'acide phosphorique

déjà présent et ils réagissent pendant au moins une semaine à 50°C. Ces deux attaques à l'acide permettent de libérer le carbone et l'oxygène des carbonates en les transformant en CO_2 selon les équations :

$$3CaCO_3 + 2H_3PO_4 = 3CO_2 + Ca_3(PO_4)_2 + 3H_2O$$
$$3MgCO_3 + 2H_3PO_4 = 3CO_2 + Mg_3(PO_4)_2 + 3H_2O$$

Cependant le CO_2 libéré n'est pas pur et doit être purifié. A travers une ligne d'extraction sous vide, il est d'abord piégé à -180°C, à l'aide d'azote liquide, afin que seuls les gaz non condensables soient pompés. Puis le gaz restant est chauffé jusqu'à -80°C afin d'extraire l'eau qui y est contenue. Le CO_2 ainsi purifié est isolé et sa pression exercée est mesurée avec un manomètre à mercure, afin de vérifier si le rendement de la manipulation est correct.

Le CO_2 est alors stocké dans des tubes de verre, avant d'être analysé au spectromètre de masse VG 602D. Les résultats obtenus ont une reproductibilité de ± 0,1‰.

5.2 Analyses isotopiques : le $\delta^{13}C$ du graphite

5.2.1 Principe de la méhode

Le principe d'analyse de la composition isotopique du carbone du graphite est similaire à celui des carbonates : le graphite est transformé en CO_2 qui sera ensuite analysé par spectrométrie de masse.

5.2.2 Protocole d'analyse

Le graphite à analyser est séparé de la gangue des roches et nettoyé avec de l'alcool au sein d'un bac à ultrasons. Environ 0,2 mg de graphite est alors placé dans une capsule en aluminium, qui est repliée plusieurs fois afin d'envelopper intégralement le graphite.

La capsule est ensuite introduite dans un analyseur élémentaire EuroVector EA3000 où elle est brûlée à 1070°C et 46 kPa pendant moins de dix secondes, avec 30 ml d'O_2 et du CuO permettant de stabiliser la pression partielle d'oxygène. Cette combustion oxyde la graphite et le transforme en CO_2 qui est ensuite purifié.

Le CO_2 est ensuite analysé au spectromètre de masse Elemental IsoPrime. Les résultats obtenus ont une reproductibilité de ± 0,1‰.

5.3 Analyses isotopiques : le $\delta^{18}O$ des tsavorites

5.3.1 Principe de la méthode

Le principe d'analyse de la composition isotopique de l'oxygène des tsavorites est similaire à celui de l'oxygène des carbonates : l'oxygène est transformé en CO_2 qui sera ensuite analysé par spectrométrie de masse.

5.3.2 Protocole d'analyse

Les tsavorites ont été broyées et porphyrisées, avant d'être analysées à partir de la technique de fluorination au laser décrite dans Giuliani et al. (2005). Environ 1 mg de poudre de tsavorite est mis à réagir avec du ClF_3 et est chauffé par un laser au CO_2. L'oxygène est alors libéré, passe à travers une pompe de diffusion à Hg, et est converti en CO_2. Le rendement de l'opération est mesuré par un manomètre.

La composition isotopique de l'oxygène des tsavorites est déterminée par un spectromètre de masse VG SIRA 10. La reproductibilité des analyses est de ± 0,1‰ (1σ). Le standard utilisé est le standard NBS 28, dont $\delta^{18}O$ = 9,6‰ (en fonction de VSMOW).

5.4 Analyses isotopiques : le $\delta^{34}S$ du soufre

5.4.1 Principe de la méthode

Le principe d'analyse de la composition isotopique du soufre des sulfures est un analogue de la mesure le la composition isotopique de l'oxygène des carbonates : cette fois c'est le soufre qui est transformé en SO_2 qui sera ensuite analysé par spectrométrie de masse.

5.4.2 Protocole d'analyse

Dans un premier temps, les sulfures ont été triés et sélectionnés par tri manuel sous la loupe binoculaire, et entre 20 et 40 mg ont été prélevés.

Les sulfures ont ensuite été chauffés avec du Cu_2O à 1075°C afin de produire du SO_2. Le gaz obtenu est purifié et analysé dans un spectromètre de masse VG SIRA II. La précision et le reproductibilité des analyses est de ± 0,2‰ (1σ). Trois standards ont été utilisés pour étalonner le spectromètre : (i) une chalcopyrite CP1 dont la composition isotopique a été mesurée à -4,65 ± 0,05‰ (1σ; n = 6); (ii) une sphalérite NBS 123 dont $\delta^{34}S$ = +17,0 ± 0,3 (1σ; n = 4); (iii) un sulfure à Ag dont $\delta^{34}S$ = -31,5 ± 0,3 (1σ; n = 3). La composition isotopique du soufre des sulfures a été mesurée au SUERC à Glasgow par A.E. Fallick.

5.5 Analyses isotopiques à la sonde ionique : le $\delta^{11}B$ des tourmalines

Le bore naturel comporte deux isotopes, ^{10}B et ^{11}B, dont les abondances relatives sont respectivement 20% et 80%. La réactivité géochimique du bore est élevée, ce qui génère d'importantes variations du rapport $^{11}B/^{10}B$ selon l'environnement. La composition isotopique du bore est exprimée en ‰ en fonction du standard NBS SRM 951 correspondant à un borate évaporitique du lac Searles aux Etats-Unis.

La composition isotopique du bore des tourmalines a été mesurée à la sonde ionique IMS 1270 du CRPG selon le protocole de Rose (1999). Deux standards ont été utilisés pour la calibration de la machine : Spivack (tourmaline lithinifère dont $\delta^{11}B$ = +3,2‰) et 812 ($\delta^{11}B$ = -13,3‰).

6. Datations

6.1 La datation U-Th-Pb sur monazites

Les monazites observées sur des lames minces polies ont été datées à la microsonde électronique à partir de leurs teneurs en U, Th et Pb. Le protocole utilisé est celui décrit dans Montel et al. (1996). Les analyses de composition chimique des monazites, dont les teneurs en U, Th et Pb, ont été réalisées sur la microsonde électronique Cameca SX100 du SCMEM de l'Université Henri Poincaré à Vandœuvre-lès-Nancy.

6.2 La datation Sm-Nd sur tsavorites et tanzanites (et mesure du Sr et du Rb)

6.2.1 Protocole d'analyse

Afin de réaliser les datations Sm-Nd sur les tsavorites et les tanzanites, il faut prévoir des échantillons en quantité supérieur à 200 mg, ce qui limite le choix aux tsavorites et tanzanites de veines de quartz.

Les échantillons de tsavorite et de tanzanite sont broyés et porphyrisés avant d'être dissous dans un mélange d'acides (HF, HNO_3; HF/HNO_3 = 10). La séparation chimique des éléments (Sr, Nd) se fait par chromatographie sur des colonnes à résine échangeuse d'ions. Au cours de la procédure chimique, les blanc totaux sont inférieurs à 1 ng, aussi bien pour le Sr que pour le Nd. Le Sr est mesuré sur simple filament de Ta et le Nd sur un triple filament à Ta-Re-Ta.

Les compositions isotopiques (rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{143}Nd/^{144}Nd$) ont été mesurées sur un spectromètre de masse à thermo-ionisation (TIMS) et à multi-collecteurs de type VG SECTOR

54 à l'Université Libre de Bruxelles par Daniel Demaiffe. Les mesures répétées de standards donnent : (i) pour le NBS987 Sr une valeur moyenne $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,710267 ± 0,000005 (2σ), normalisée à $^{86}Sr/^{88}Sr$ = 0,1194; (ii) pour le standard Rennes Nd une valeur moyenne $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,511959 ± 0,000006 (2σ), normalisée à $^{146}Nd/^{144}Nd$ = 0,7219. Toutes les compositions isotopiques mesurées ont été normalisées aux valeurs recommandées de 0,710250 pour NBS987 Sr et de 0,511963 pour Rennes Nd (valeur correspondant à 0,511858 du standard de La Jolla). Quatre standards sont systématiquements mesurés pour chaque tourelle de 16 échantillons.

Afin de quantifier le Rb à partir du Sr, et le Sm à partir du Nd, les constantes de désintégration utilisées sont de $1{,}42.10^{-11}$ a^{-1} pour ^{87}Rb (Steiger et Jäger, 1977) et de $6{,}54.10^{-12}$ a^{-1} pour ^{147}Sm (Lugmair et Marti, 1978).

6.2.2 Traitement des données

Les rapports isotopiques mesurés ont été traités avec le programme ISOPLOT de Ludwig, permettant de tracer des isochrones dans le diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd$ en fonction de $^{147}Sm/^{144}Nd$. Les âges obtenus sont des âges isochrones. Le MSWD (Mean Square of the Weighted Deviates) doit être proche de 1, ou au moins inférieur à 2, pour que l'âge isochrone soit acceptable.

6.3 La datation ^{40}Ar-^{39}Ar sur micas

6.3.1 Principe de la méhode

La datation ^{40}Ar-^{39}Ar sur micas permet de dater la fermeture du système radiogénique de ces micas en les chauffant au laser par paliers de température successifs. Cette technique repose sur la mesure des rapports $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ des micas, où $^{40}Ar^*$ correspond à l'argon radiogénique et $^{39}Ar_K$ représente l'argon produit à partir du ^{39}K lors de l'irradiation des micas qui précède leur analyse.

L'^{40}Ar résulte de la désintégration naturelle du ^{40}K. Il est donc possible, en considérant que tout l'argon d'un échantillon provient de la désintégration du potassium, et en utilisant les équations de production des radioéléments, de définir l'âge de cet échantillon à partir du rapport $^{40}Ar^*/^{40}K$. Or, le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ est proportionnel au rapport $^{40}Ar^*/^{40}K$ de l'échantillon étudié car les proportions des isotopes du potassium $^{39}K/^{40}K$ sont constantes dans la nature. Il est alors possible de définir l'âge de fermeture du système radiogénique du mica par la relation :

$$t = (1/\lambda_{Ar})*\ln(1+J*(^{40}Ar^*/^{39}Ar_K))$$

où J représente le facteur d'irradiation qui est directement lié au rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ d'un standard dont l'âge est connu..

6.3.2 Protocole d'analyse

Dans un premier temps, les grains de micas (muscovite, biotite, phlogopite) ont été extraits des gneiss et marbres, et séparés manuellement à la loupe binoculaire. Seuls les grains ne présentant pas d'inclusions ou de déformations apparentes, et de taille comprise entre 1 et 5 mm, ont été conservés. Puis des doublons ont été prélevés afin d'analyser la composition chimique des micas à la microsonde électronique et identifier d'éventuelles chloritisations qui fausseraient les futures datations.

Dans un deuxième temps, les grains de micas ont été enveloppés dans des feuillets d'aluminium, et placés dans des tubes d'aluminium. Des standards ont été joints aux grains à analyser (hornblende MMHb4 datée à 520,4 ± 1,2 Ma). Les échantillons ont ensuite été envoyés à l'université de McMaster (Ontario, Canada) pour y être irradiés dans un réacteur. Cette irradiation a pour but de transformer une petite quantité des atomes de ^{39}K contenus dans les micas en ^{39}Ar.

Les grains de micas ont ensuite été analysés dans le service de géochronologie du laboratoire Géosciences Montpellier de l'Univerité de Montpellier 2 sous la direction de Patrick Monié. Les échantillons sont placés dans des porte-échantillons et mis sous vide. Puis ils sont chauffés par paliers successifs pendant quarante secondes par un laser ionique à argon LEXEL 3500, ce qui a pour effet de porter les micas à des températures de plus en plus élevées et de libérer du gaz contenant de l'argon. Ce gaz est ensuite isolé et passe à travers : (i) un piège froid constitué d'un bain d'alcool refroidi par le l'azote liquide; (ii) un piège chaud (getter Zr-Al). Cette étape permet d'éliminer les composantes inutiles à la manipulation (CO_2, N_2, H_2O,...). L'argon est quant à lui piégé par des grains de charbon actif refroidis à l'azote liquide, puis est libéré par chauffage dans la section d'analyse du spectromètre de masse MAP 215-50. Les concentrations en isotopes ^{36}Ar, ^{37}Ar, ^{38}Ar, ^{39}Ar et ^{40}Ar sont alors mesurées. Les résultats sont corrigés à partir de blancs (pas de chauffage de l'échantillon) effectués toutes les trois mesures afin d'évaluer l'influence de la contamination atmosphérique. Ils sont également corrigés des effets secondaires de l'irradiation neutronique dans le réacteur nucléaire. Chaque échantillon est chauffé par paliers successifs croissants de température jusqu'à ce qu'il soit entièrement fondu et forme une bille inerte.

6.3.3 Traitement des résultats

Les résultats sont représentés sous la forme d'un spectre d'âge qui indique l'âge apparent calculé à chaque palier de chauffage en fonction des proportions cumulées de ^{39}Ar libéré. L'âge de chaque palier est représenté par un rectangle dont la longueur correspond à la propor-

tion de ^{39}Ar libéré, et la hauteur à l'âge calculé à ± 1σ.

Lorsqu'au moins trois paliers de chauffage successifs donnent un âge identique à la marge d'erreur près, et qu'au moins 50% de l'^{39}Ar total a été libéré, un âge de plateau défini par ces paliers est établi. Il correspond à l'âge de l'échantillon. Un deuxième âge, dit âge moyen, est calculé en tenant compte de l'ensemble des paliers.

Quantify Settings

****

Common informations :

File Name : tsavorite.qtiSet
File Date : Apr/24/09-5:19 PM
Comment :

****

Column conditions :

Cond 1 :
HV (kV) : 15 I (nA) : 10
Size (µm) : 0.
Scanning : Off
RasterLength (µm) : 2.00

Cond 2 :
HV (kV) : 25 I (nA) : 150
Size (µm) : 0.
Scanning : Off
RasterLength (µm) : 2.00

****

Xtal informations :

Xtal parameters:

Cond 1:				
Ca Ka 1	Sp1	PET	(2d= 8.75	K= 0.000144)
Al Ka 1	Sp2	TAP	(2d= 25.745	K= 0.00218)
Si Ka 1	Sp4	TAP	(2d= 25.745	K= 0.00218)
Cond 2:				
Ti Ka 1	Sp1	PET	(2d= 8.75	K= 0.000144)
K Ka 1	Sp1	PET	(2d= 8.75	K= 0.000144)
Zr La 1	Sp2	TAP	(2d= 25.745	K= 0.00218)
Y La 1	Sp2	TAP	(2d= 25.745	K= 0.00218)
Lu Ma 1	Sp2	TAP	(2d= 25.745	K= 0.00218)
Mg Ka 1	Sp2	TAP	(2d= 25.745	K= 0.00218)
Na Ka 1	Sp2	TAP	(2d= 25.745	K= 0.00218)
Ga Ka 1	Sp3	LIF	(2d= 4.0267	K= 0.000058)
Fe Ka 1	Sp3	LIF	(2d= 4.0267	K= 0.000058)
Mn Ka 1	Sp3	LIF	(2d= 4.0267	K= 0.000058)
Cr Ka 1	Sp5	LPET	(2d= 8.75	K= 0.000144)
V Ka 1	Sp5	LPET	(2d= 8.75	K= 0.000144)
Sc Ka 1	Sp5	LPET	(2d= 8.75	K= 0.000144)

Pha parameters :

Elt. Line	Spec	Xtal	Bias (V)	Gain	Dtime (µs)	Blin (mV)	Wind (mV)	Mode
Cond 1:								
Ca Ka 1	Sp1	PET	1876	1040	3			Inte
Al Ka 1	Sp2	TAP	1306	2713	3			Inte
Si Ka 1	Sp4	TAP	1307	2697	3			Inte
Cond 2:								
Ti Ka 1	Sp1	PET	1876	1040	3			Inte
K Ka 1	Sp1	PET	1876	1040	3			Inte
Zr La 1	Sp2	TAP	1306	2713	3			Inte
Y La 1	Sp2	TAP	1306	2713	3			Inte
Lu Ma 1	Sp2	TAP	1306	2713	3			Inte

Quantify Settings

Mg Ka 1	Sp2	TAP	1306	2713	3	Inte
Na Ka 1	Sp2	TAP	1306	2713	3	Inte
Ga Ka 1	Sp3	LIF	1860	449	3	Inte
Fe Ka 1	Sp3	LIF	1860	449	3	Inte
Mn Ka 1	Sp3	LIF	1860	449	3	Inte
Cr Ka 1	Sp5	LPET	1882	1068	3	Inte
V Ka 1	Sp5	LPET	1882	1068	3	Inte
Sc Ka 1	Sp5	LPET	1882	1068	3	Inte

****

Acquisition informations :

Elt. Line	Spec	Xtal	Peak	Pk Time (S)	Bg Off1	Bg Off2	Slope/IBg	Bg Time (S)	Calibration	Intensity (cps/nA)
Cond 1:										
Ca Ka 1	Sp1	PET	38378	10		700	1.1	5	wollastonite_Ca156	252.6
Al Ka 1	Sp2	TAP	32438	10		800	1.2	5	albite_Na_Al127	168.6
Si Ka 1	Sp4	TAP	27736	10		800	1.2	5	orthose_Si_K162	579.7
Cond 2:										
Ti Ka 1	Sp1	PET	31416	120		600	1.1	60	MnTiO3-SX1_Ti006	823.1
K Ka 1	Sp1	PET	42768	120		600	1.1	60	orthose - mona_K002	184.5
Zr La 1	Sp2	TAP	23656	60		700	1.2	30	ZrO2 - mona_Zr049	737.3
Y La 1	Sp2	TAP	25117	60		800	1.2	30	YPO4 - mona_Y048	474.0
Lu Ma 1	Sp2	TAP	30486	120		500	1.15	60	LuNi2Si2 - mona_Lu001	227.7
Mg Ka 1	Sp2	TAP	38472	120		1200	1.2	60	olivine-SX1_Mg054	416.1
Na Ka 1	Sp2	TAP	46325	60		500	1.05	30	Albite - SX9_Na002	53.2
Ga Ka 1	Sp3	LIF	33271	120	-500	700		60	sx3-asga_Ga037	388.4
Fe Ka 1	Sp3	LIF	48083	120		600	1.1	60	hématite_Fe129	535.6
Mn Ka 1	Sp3	LIF	52193	60		600	1.1	30	MnTiO3_Ti_Mn114	214.3
Cr Ka 1	Sp5	LPET	26177	120	-600	600		60	Cr2O3-SX1_Cr039	7351.0
V Ka 1	Sp5	LPET	28619	120	-600	600		60	V - SX9_V046	10306.8
Sc Ka 1	Sp5	LPET	34644	60		800	1	30	Sc-sx4_Sc003	7455.2

Quantify Settings

****

Common informations :

File Name : silicates-gaston.qtiSet
File Date : Feb/19/09-11:43 AM
Comment :

****

Column conditions :

Cond 1 :
HV (kV) : 15 I (nA) : 10
Size (µm) : 0.
Scanning : Off
RasterLength (µm) : .03

****

Xtal informations :

Xtal parameters:

Na Ka 1	Sp2	TAP	(2d= 25.745	K= 0.00218)
Al Ka 1	Sp2	TAP	(2d= 25.745	K= 0.00218)
K Ka 1	Sp1	PET	(2d= 8.75	K= 0.000144)
Ca Ka 1	Sp1	PET	(2d= 8.75	K= 0.000144)
Ti Ka 1	Sp5	LPET	(2d= 8.75	K= 0.000144)
Mn Ka 1	Sp3	LIF	(2d= 4.0267	K= 0.000058)
Fe Ka 1	Sp3	LIF	(2d= 4.0267	K= 0.000058)
Ni Ka 1	Sp3	LIF	(2d= 4.0267	K= 0.000058)
F Ka 1	Sp4	PC1	(2d= 60 K= 0.01483)	
Si Ka 1	Sp2	TAP	(2d= 25.745	K= 0.00218)
Mg Ka 1	Sp2	TAP	(2d= 25.745	K= 0.00218)
S Ka 1	Sp5	LPET	(2d= 8.75	K= 0.000144)
Cl Ka 1	Sp1	PET	(2d= 8.75	K= 0.000144)
Ba La 1	Sp5	LPET	(2d= 8.75	K= 0.000144)
V Ka 1	Sp3	LIF	(2d= 4.0267	K= 0.000058)
Cr Ka 1	Sp3	LIF	(2d= 4.0267	K= 0.000058)

Pha parameters :

Elt. Line	Spec	Xtal	Bias (V)	Gain	Dtime (µs)	Blin (mV)	Wind (mV)	Mode
Na Ka 1	Sp2	TAP	1306	2713	3			Inte
Al Ka 1	Sp2	TAP	1306	2713	3			Inte
K Ka 1	Sp1	PET	1870	1005	3			Inte
Ca Ka 1	Sp1	PET	1870	1005	3			Inte
Ti Ka 1	Sp5	LPET	1871	1013	3			Inte
Mn Ka 1	Sp3	LIF	1860	449	3			Inte
Fe Ka 1	Sp3	LIF	1860	449	3			Inte
Ni Ka 1	Sp3	LIF	1860	449	3			Inte
F Ka 1	Sp4	PC1	1502	617	3			Inte
Si Ka 1	Sp2	TAP	1306	2713	3			Inte
Mg Ka 1	Sp2	TAP	1306	2713	3			Inte
S Ka 1	Sp5	LPET	1871	1013	3			Inte
Cl Ka 1	Sp1	PET	1870	1005	3			Inte
Ba La 1	Sp5	LPET	1871	1013	3			Inte
V Ka 1	Sp3	LIF	1860	449	3			Inte
Cr Ka 1	Sp3	LIF	1860	449	3			Inte

****

Quantify Settings

Acquisition informations :

Elt. Line	Spec	Xtal	Peak	Pk Time (S)	Bg Off1	Bg Off2	Slope/IBg	Bg Time (S)	Calibration	Intensity (cps/nA)
Na Ka 1	Sp2	TAP	46335	10		500	1.05	5	albite_Na034	56.4
Al Ka 1	Sp2	TAP	32448	10		800	1.2	5	albite_Na_Al123	167.1
K Ka 1	Sp1	PET	42767	10		600	1.1	5	orthose_Si_K163	80.6
Ca Ka 1	Sp1	PET	38392	10		700	1.1	5	wollastonite_Ca150	247.4
Ti Ka 1	Sp5	LPET	31442	10		600	1.1	5	MnTiO3_Ti_Mn115	967.0
Mn Ka 1	Sp3	LIF	52203	10		600	1.1	5	MnTiO3_Ti_Mn115	66.6
Fe Ka 1	Sp3	LIF	48090	10		700	1.1	5	hématite_Fe130	145.6
Ni Ka 1	Sp3	LIF	41173	10		600	1.1	5	NiO_Ni057	162.0
F Ka 1	Sp4	PC1	30992	30	-2600	2800		15	topaze-SX1_F014	194.2
Si Ka 1	Sp2	TAP	27735	10		800	1.2	5	orthose_Si_K163	512.9
Mg Ka 1	Sp2	TAP	38471	10		1200	1.2	5	olivine_Mg163	374.5
S Ka 1	Sp5	LPET	61351	20		600	1.05	10	SrS - SX9_S_Sr028	172.4
Cl Ka 1	Sp1	PET	54057	20		600	1.1	10	chloroapatite_P_Cl_Ca009	29.2
Ba La 1	Sp5	LPET	31721	30		600	1.1	15	hyalophane_Ba044	178.2
V Ka 1	Sp3	LIF	62172	30	-600	600		15	V - SX9_V047	144.9
Cr Ka 1	Sp3	LIF	56863	30	-600	600		15	Cr2O3_Cr118	111.2

Quantify Settings

****

Common informations :

File Name : sulfures-gaston.qtiSet
File Date : Jul/13/07-11:34 AM
Comment :

****

Column conditions :

Cond 1 :
HV (kV) : 20 I (nA) : 10
Size (µm) : 0.
Scanning : On
RasterLength (µm) : .03

****

Xtal informations :

Xtal parameters:

S Ka 1	Sp1	PET	(2d= 8.75	K= 0.000144)
As La 1	Sp2	TAP	(2d= 25.745	K= 0.00218)
Ni Ka 1	Sp3	LIF	(2d= 4.0267	K= 0.000058)
Co Ka 1	Sp3	LIF	(2d= 4.0267	K= 0.000058)
Fe Ka 1	Sp3	LIF	(2d= 4.0267	K= 0.000058)
Mn Ka 1	Sp3	LIF	(2d= 4.0267	K= 0.000058)
V Ka 1	Sp3	LIF	(2d= 4.0267	K= 0.000058)
Cr Kb 1	Sp5	LPET	(2d= 8.75	K= 0.000144)

Pha parameters :

Elt. Line	Spec	Xtal	Bias (V)	Gain	Dtime (µs)	Blin (mV)	Wind (mV)	Mode
S Ka 1	Sp1	PET	1872	1013	3			Inte
As La 1	Sp2	TAP	1295	2584	3			Inte
Ni Ka 1	Sp3	LIF	1860	444	3			Inte
Co Ka 1	Sp3	LIF	1860	444	3			Inte
Fe Ka 1	Sp3	LIF	1860	444	3			Inte
Mn Ka 1	Sp3	LIF	1860	444	3			Inte
V Ka 1	Sp3	LIF	1860	444	3			Inte
Cr Kb 1	Sp5	LPET	1882	1077	3			Inte

****

Acquisition informations :

Elt. Line	Spec	Xtal	Peak	Pk Time (S)	Bg Off1	Bg Off2	Slope/IBg	Bg Time (S)	Calibration	Intensity (cps/nA)
S Ka 1	Sp1	PET	61438	10		600	1.05	5	pyrite-sx3_S_Fe003	279.3
As La 1	Sp2	TAP	37622	20		650	1.1	10	FeAsS-sx3_As005	215.3
Ni Ka 1	Sp3	LIF	41150	20		600	1.1	10	ni-sx3_Ni002	550.7
Co Ka 1	Sp3	LIF	44434	10		600	1.1	5	Co-sx3_Co015	0.0
Fe Ka 1	Sp3	LIF	48103	10		600	1.1	5	pyrite-sx3_S_Fe003	183.2
Mn Ka 1	Sp3	LIF	52202	20		600	1.1	10	Mn-métaux_Mn032	0.0
V Ka 1	Sp3	LIF	62170	10		600	1.05	5	V - SX9_V024	0.0
Cr Kb 1	Sp5	LPET	23823	20		600	1.15	10	Cr - SX9_Cr012	0.0

Quantify Settings

****

Common informations :

File Name : Karelianite.qtiSet
File Date : Nov/19/07-10:43 AM
Comment :

****

Column conditions :

Cond 1 :
HV (kV) : 15 I (nA) : 10
Size (µm) : 0.
Scanning : On
RasterLength (µm) : .03

****

Xtal informations :

Xtal parameters:

Ti Ka 1	Sp1	PET	(2d= 8.75	K= 0.000144)
Al Ka 1	Sp2	TAP	(2d= 25.745	K= 0.00218)
Mg Ka 1	Sp2	TAP	(2d= 25.745	K= 0.00218)
Zn Ka 1	Sp3	LIF	(2d= 4.0267	K= 0.000058)
Fe Ka 1	Sp3	LIF	(2d= 4.0267	K= 0.000058)
Mn Ka 1	Sp3	LIF	(2d= 4.0267	K= 0.000058)
V Ka 1	Sp3	LIF	(2d= 4.0267	K= 0.000058)
Cr Kb 1	Sp5	LPET	(2d= 8.75	K= 0.000144)

Pha parameters :

Elt. Line	Spec	Xtal	Bias (V)	Gain	Dtime (µs)	Blin (mV)	Wind (mV)	Mode
Ti Ka 1	Sp1	PET	1868	995	3			Inte
Al Ka 1	Sp2	TAP	1299	2625	3			Inte
Mg Ka 1	Sp2	TAP	1305	2683	3			Inte
Zn Ka 1	Sp3	LIF	1860	444	3			Inte
Fe Ka 1	Sp3	LIF	1860	444	3			Inte
Mn Ka 1	Sp3	LIF	1860	444	3			Inte
V Ka 1	Sp3	LIF	1860	444	3			Inte
Cr Kb 1	Sp5	LPET	1873	1013	3			Inte

****

Acquisition informations :

Elt. Line	Spec	Xtal	Peak	Pk Time (S)	Bg Off1	Bg Off2	Slope/IBg	Bg Time (S)	Calibration	Intensity (cps/nA)
Ti Ka 1	Sp1	PET	31408	40		600	1.1	20	MnTiO3_Ti_Mn106	0.0
Al Ka 1	Sp2	TAP	32441	30		800	1.15	15	albite-SX1_Na_Al019	0.0
Mg Ka 1	Sp2	TAP	38480	30		1200	1.2	15	olivine_Mg141	0.0
Zn Ka 1	Sp3	LIF	35648	20		600	1.1	10	ZnO_Zn017	111.3
Fe Ka 1	Sp3	LIF	48080	10		600	1.1	5	hématite_Fe119	0.0
Mn Ka 1	Sp3	LIF	52198	20		600	1.1	10	MnTiO3-SX1_Ti_Mn010	0.0
V Ka 1	Sp3	LIF	62172	20		600	1.05	10	V - SX9_V023	0.0
Cr Kb 1	Sp5	LPET	23828	40		600	1.15	20	Cr2O3_Cr107	0.0

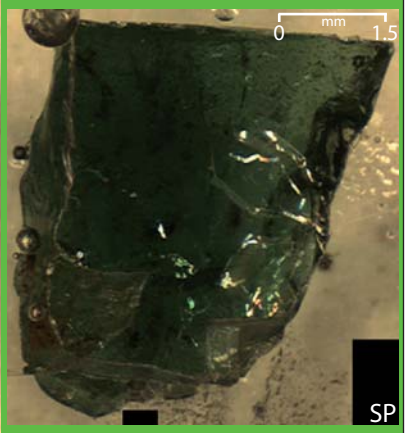
ANNEXE B

TSAVORITES

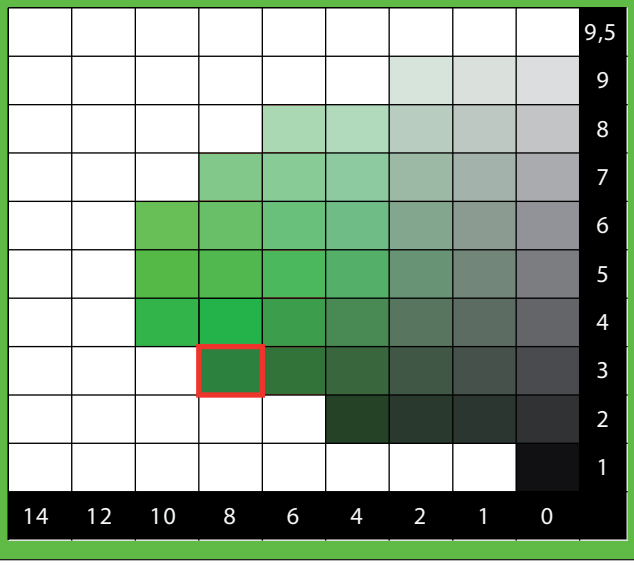
TANZANIE

LEM-1-3/8

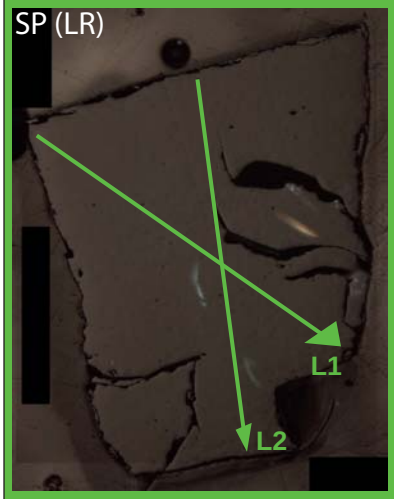
Primaire Lemshuku
5G 3/8



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

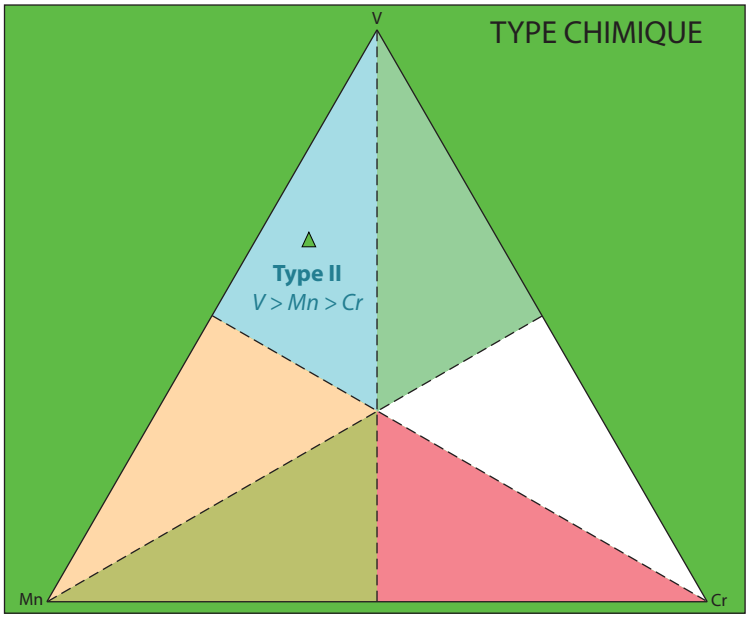


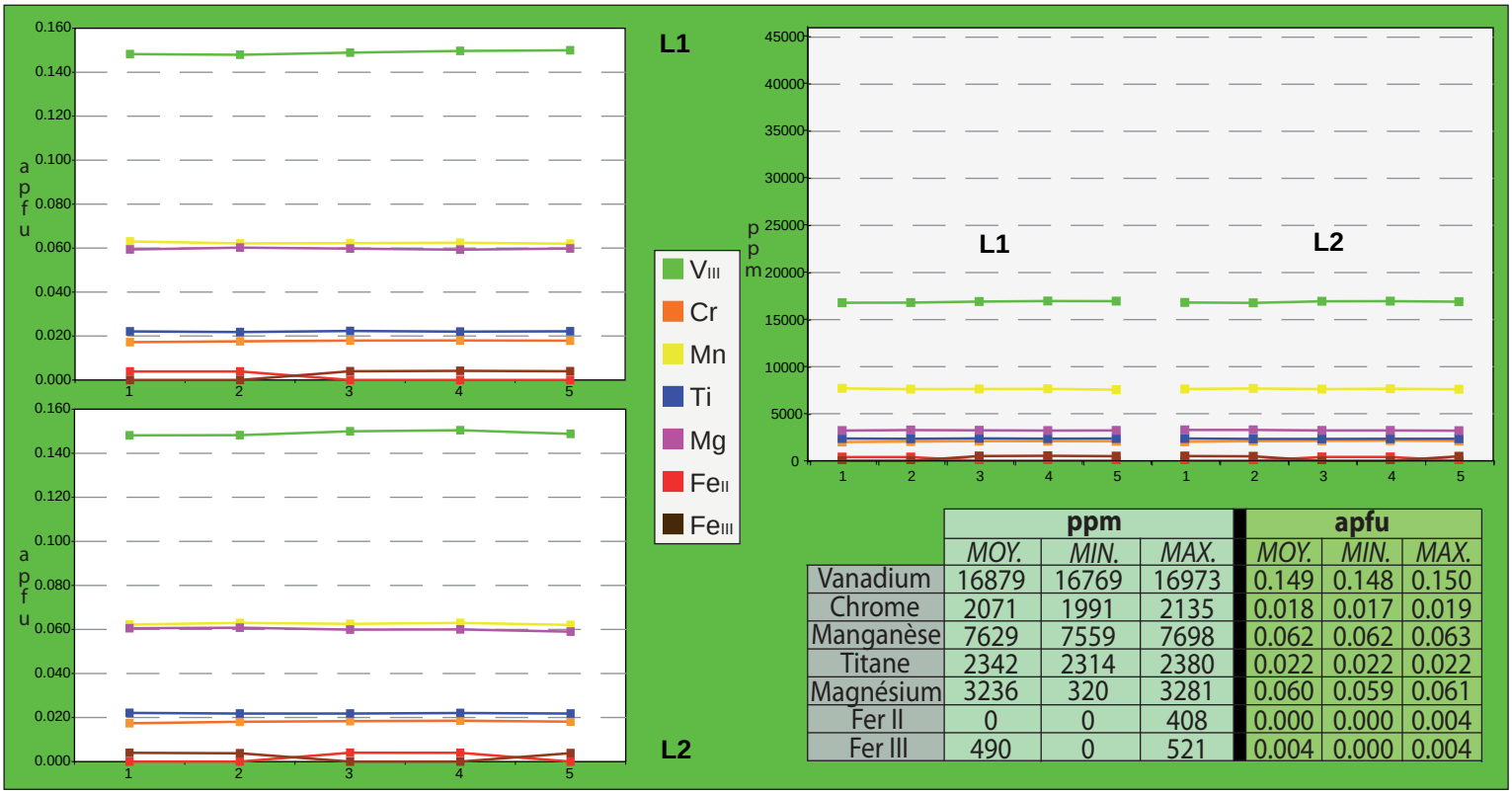
SiO_2	39.77
TiO_2	0.39
Al_2O_3	20.72
Cr_2O_3	0.30
V_2O_3	2.48
Fe_2O_3	0.07
FeO	0.00
MnO	0.99
MgO	0.54
CaO	35.94
TOTAL	101.20

Pyrope	2.0
Almandin	0.0
Spessartine	2.1
Andradite	0.2
Uvarovite	0.9
Goldmanite	7.5
Grossulaire	87.4
TOTAL	100

Si	2.977
Al_{IV}	0.023
somme	3.000
Al_{VI}	1.805
Ti	0.022
Cr	0.018
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.149
somme	1.998
Fe_{II}	0.000
Mn	0.062
Mg	0.060
Ca	2.882
somme	3.004
TOTAL	8.002

TYPE CHIMIQUE

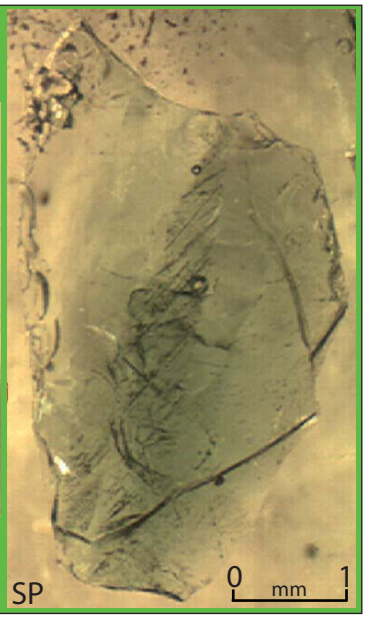




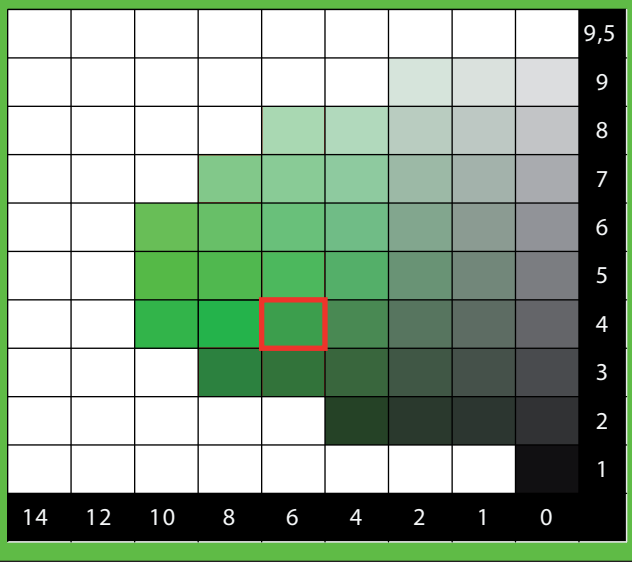
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	16879	16769	16973	0.149	0.148	0.150
Chrome	2071	1991	2135	0.018	0.017	0.019
Manganèse	7629	7559	7698	0.062	0.062	0.063
Titane	2342	2314	2380	0.022	0.022	0.022
Magnésium	3236	320	3281	0.060	0.059	0.061
Fer II	0	0	408	0.000	0.000	0.004
Fer III	490	0	521	0.004	0.000	0.004

LEM-2-4/6

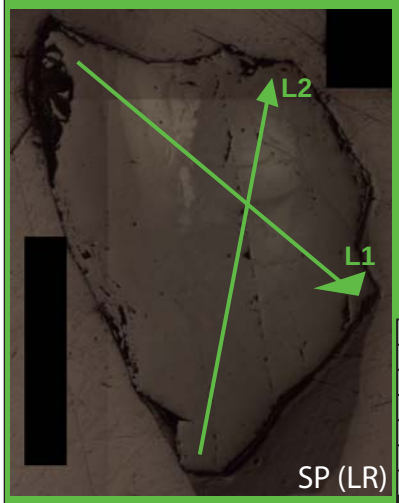
Primaire Lemshuku
5G 4/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

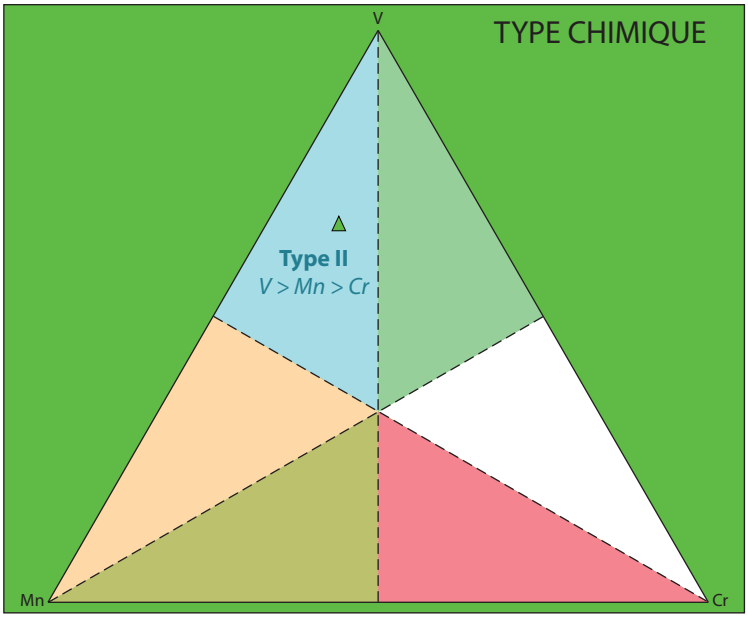


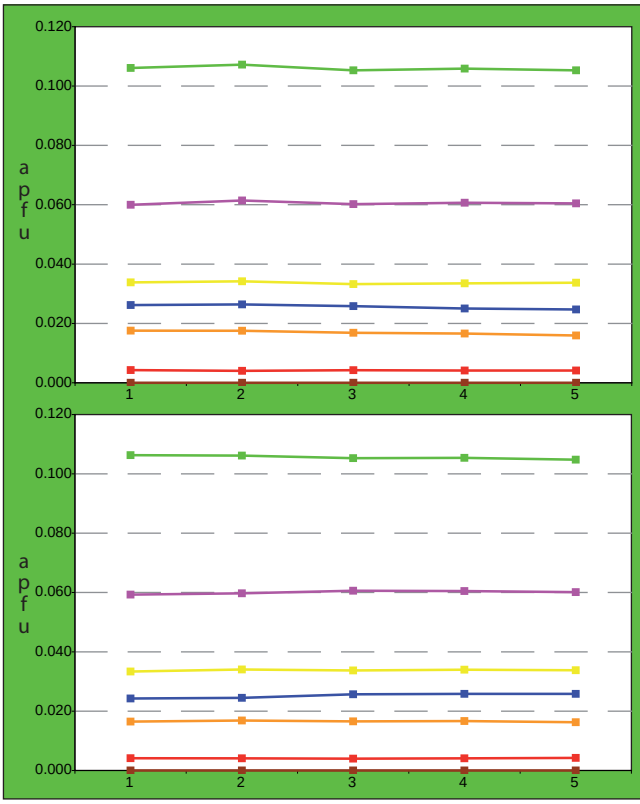
SiO_2	39.93
TiO_2	0.45
Al_2O_3	20.85
Cr_2O_3	0.28
V_2O_3	1.75
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.53
MgO	0.54
CaO	35.87
TOTAL	100.28

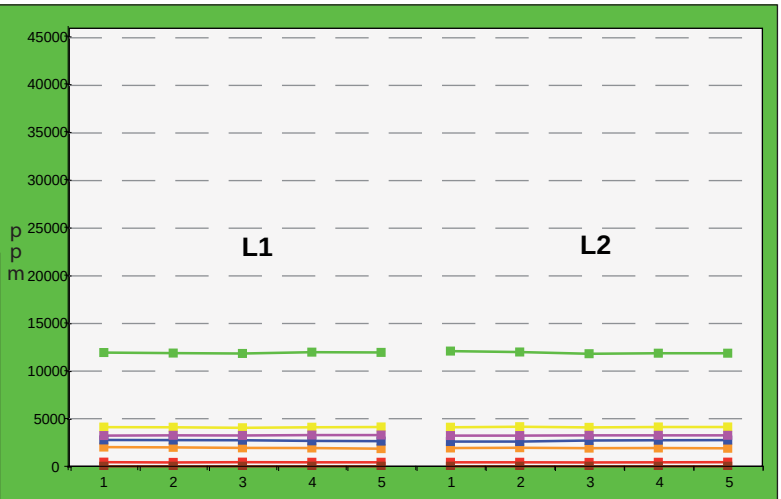
Pyrope	2.0
Almandin	0.1
Spessartine	1.1
Andradite	0.0
Uvarovite	0.8
Goldmanite	5.3
Grossulaire	90.6
TOTAL	100

Si	3.003
Al_{IV}	0.000
somme	3.003
Al_{VI}	1.848
Ti	0.025
Cr	0.017
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.106
somme	1.996
Fe_{II}	0.004
Mn	0.034
Mg	0.060
Ca	2.890
somme	2.988
TOTAL	7.987

TYPE CHIMIQUE



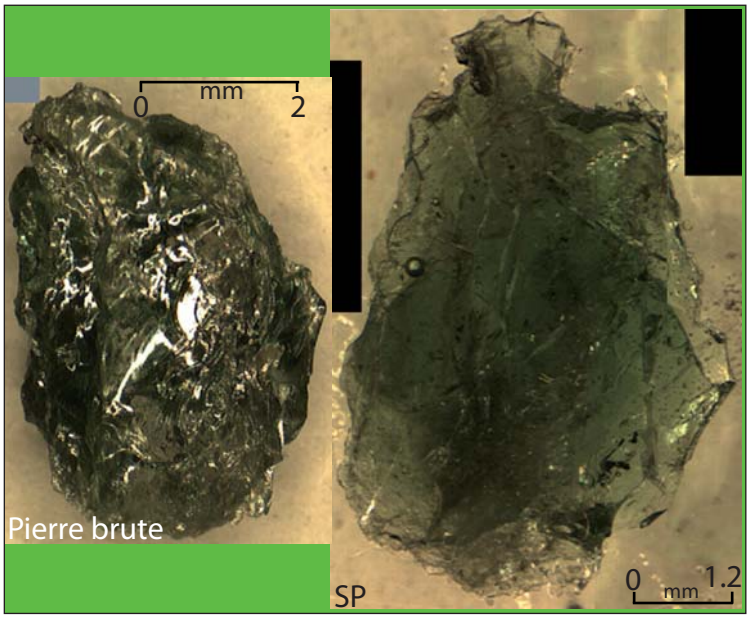




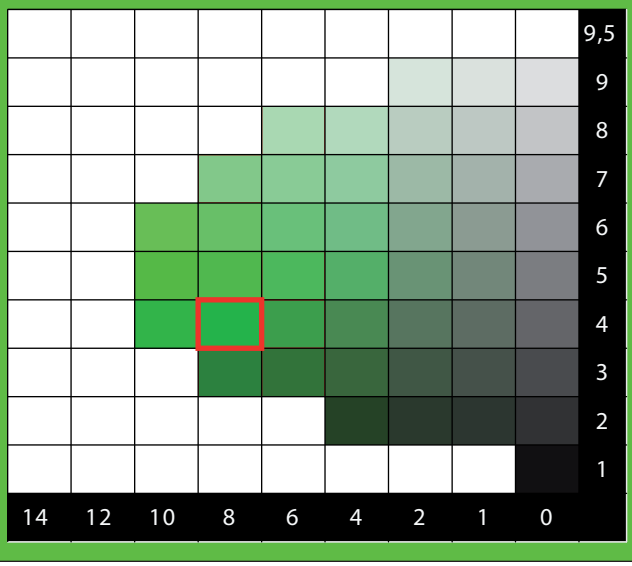
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	11926	11814	12099	0.106	0.105	0.107
Chrome	1925	1847	2018	0.017	0.016	0.018
Manganèse	4103	4035	4151	0.034	0.033	0.034
Titane	2695	2596	2770	0.025	0.024	0.026
Magnésium	3244	3220	3275	0.060	0.059	0.061
Fer II	418	401	433	0.004	0.004	0.004
Fer III	0	0	0	0.000	0.000	0.000

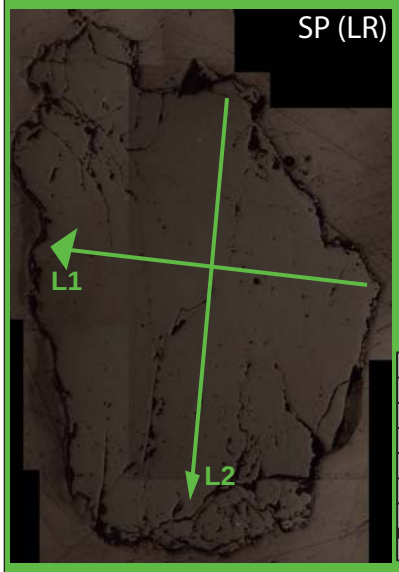
LEM-2-4/8-A

Primaire Lemshuku
5G 4/8



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





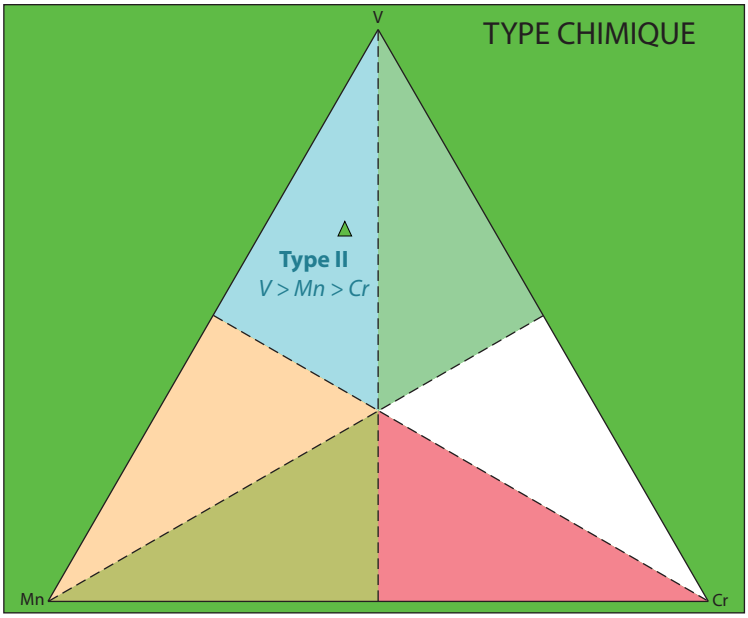
ANALYSES MOYENNES

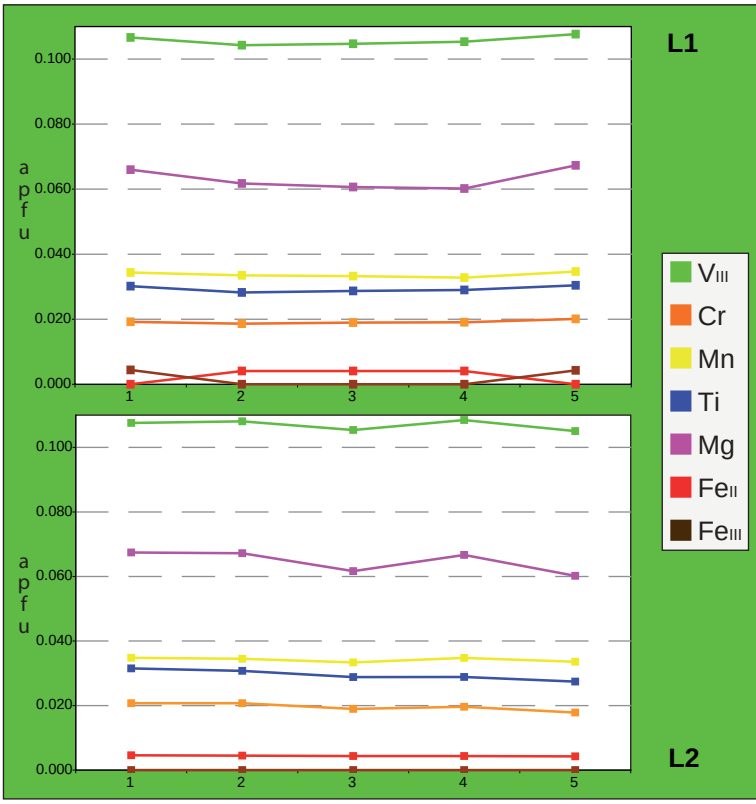
SiO_2	39.82
TiO_2	0.52
Al_2O_3	20.97
Cr_2O_3	0.33
V_2O_3	1.77
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.53
MgO	0.57
CaO	36.06
TOTAL	100.64

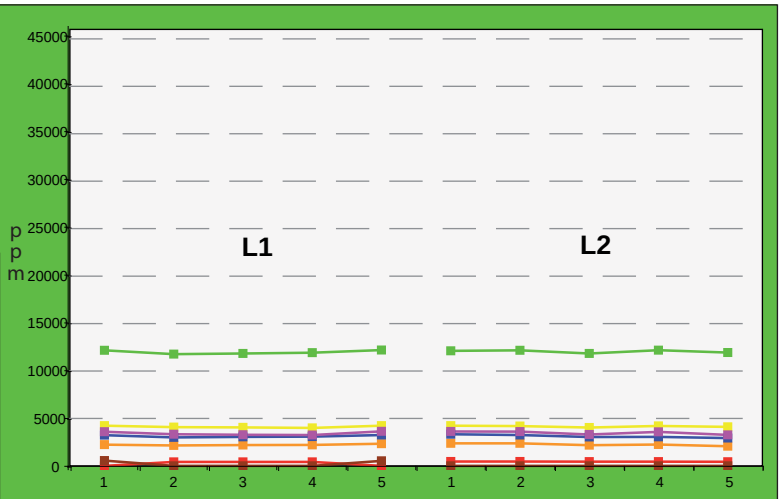
Pyrope	2.1
Almandin	0.1
Spessartine	1.1
Andradite	0.0
Uvarovite	1.0
Goldmanite	5.3
Grossulaire	90.3
TOTAL	100

Si	2.986
Al_{IV}	0.014
somme	3.000
Al_{VI}	1.840
Ti	0.029
Cr	0.019
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.106
somme	1.995
Fe_{II}	0.004
Mn	0.034
Mg	0.064
Ca	2.897
somme	3.000
TOTAL	7.995

TYPE CHIMIQUE





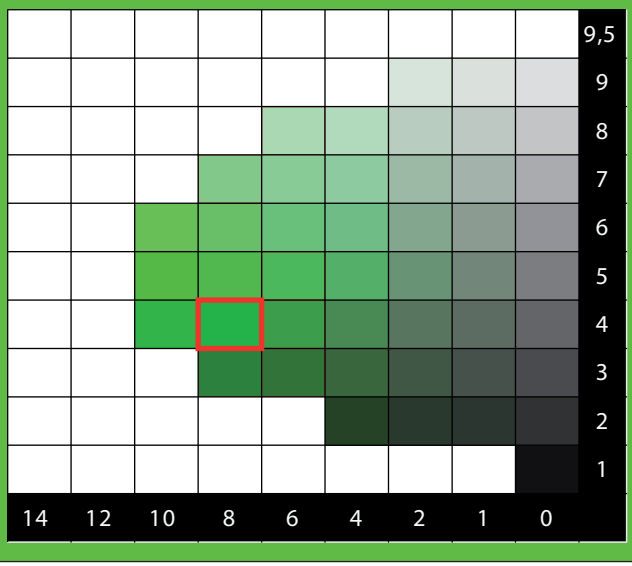


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	12020	11780	12208	0.106	0.104	0.108
Chrome	2236	2066	2381	0.019	0.018	0.021
Manganèse	4140	4004	4236	0.034	0.033	0.035
Titane	3124	2932	3339	0.029	0.027	0.032
Magnésium	3447	3251	3643	0.064	0.060	0.067
Fer II	436	401	465	0.004	0.000	0.005
Fer III	0	0	552	0.000	0.000	0.004

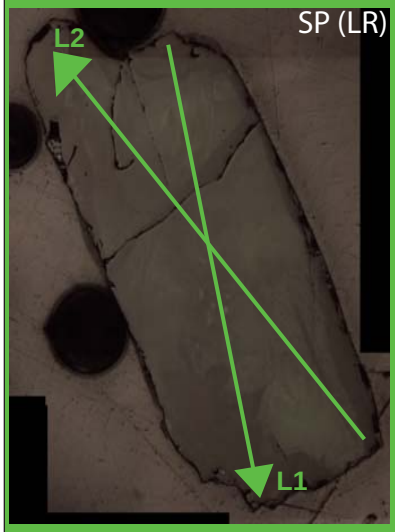
LEM-2-4/8-B

Primaire Lemshuku
5G 4/8

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

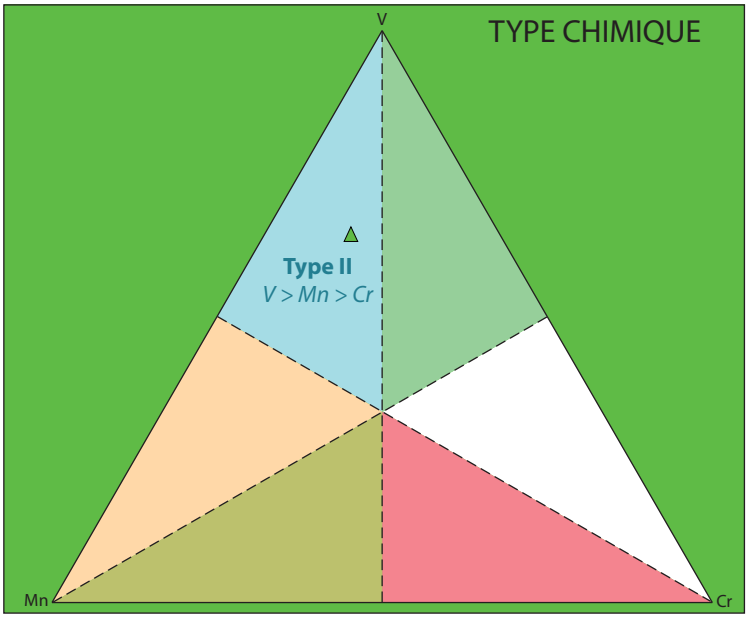


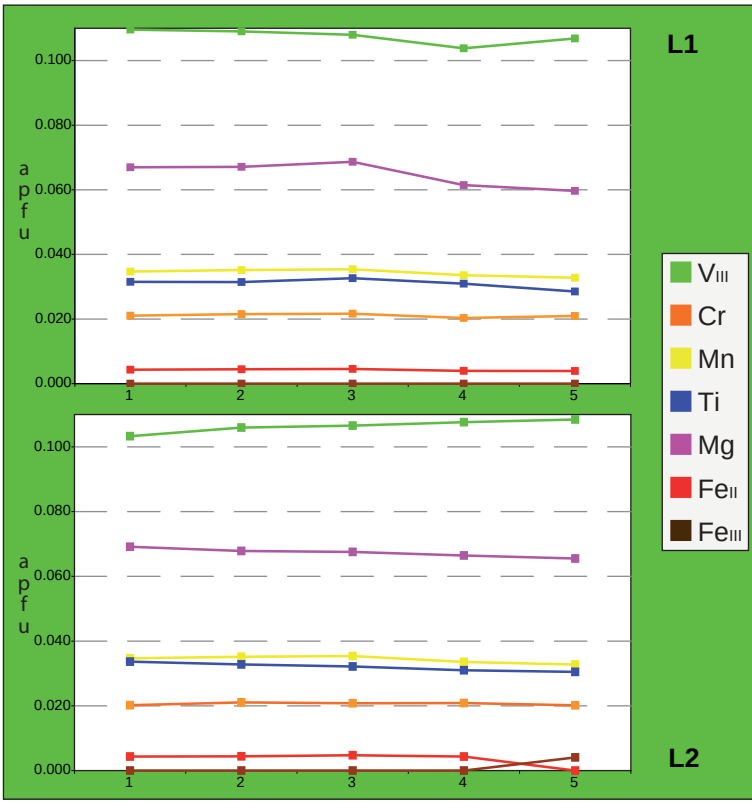
SiO_2	39.78
TiO_2	0.55
Al_2O_3	20.63
Cr_2O_3	0.35
V_2O_3	1.77
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.54
MgO	0.59
CaO	35.57
TOTAL	99.84

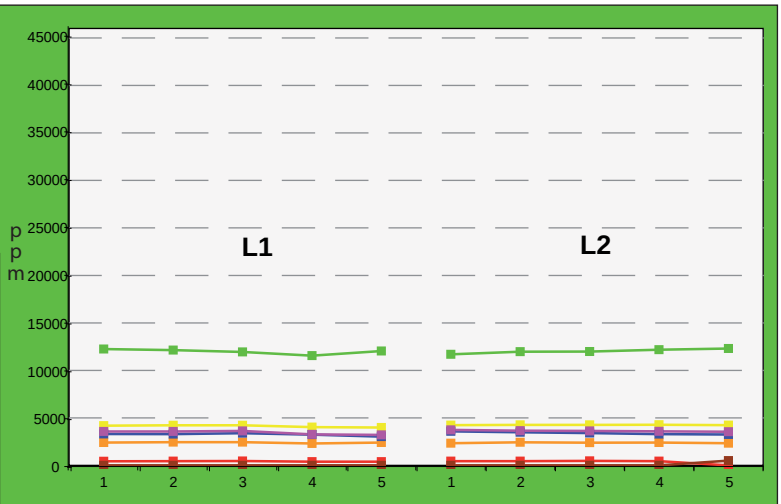
Pyrope	2.2
Almandin	0.1
Spessartine	1.2
Andradite	0.0
Uvarovite	1.0
Goldmanite	5.4
Grossulaire	90.1
TOTAL	100

Si	3.004
Al_{IV}	0.000
somme	3.004
Al_{VI}	1.836
Ti	0.032
Cr	0.021
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.107
somme	1.995
Fe_{II}	0.004
Mn	0.035
Mg	0.066
Ca	2.878
somme	2.983
TOTAL	7.982

TYPE CHIMIQUE





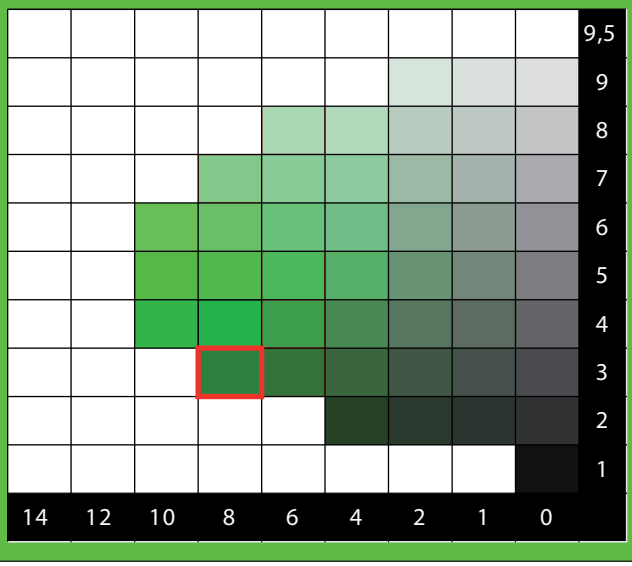


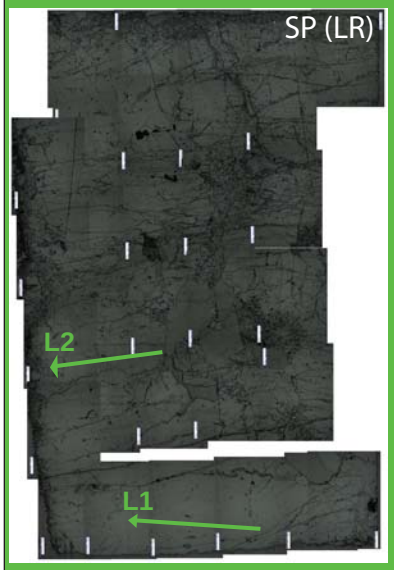
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	12002	11549	12303	0.107	0.103	0.110
Chrome	2389	2306	2443	0.021	0.020	0.022
Manganèse	4188	3981	4275	0.035	0.033	0.035
Titane	3326	3022	3579	0.032	0.029	0.034
Magnésium	3538	3208	3733	0.066	0.060	0.069
Fer II	434	0	478	0.004	0.000	0.005
Fer III	0	0	505	0.000	0.000	0.004

LEM-2 (1/2)

Primaire Lemshuku
5G 3/8

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





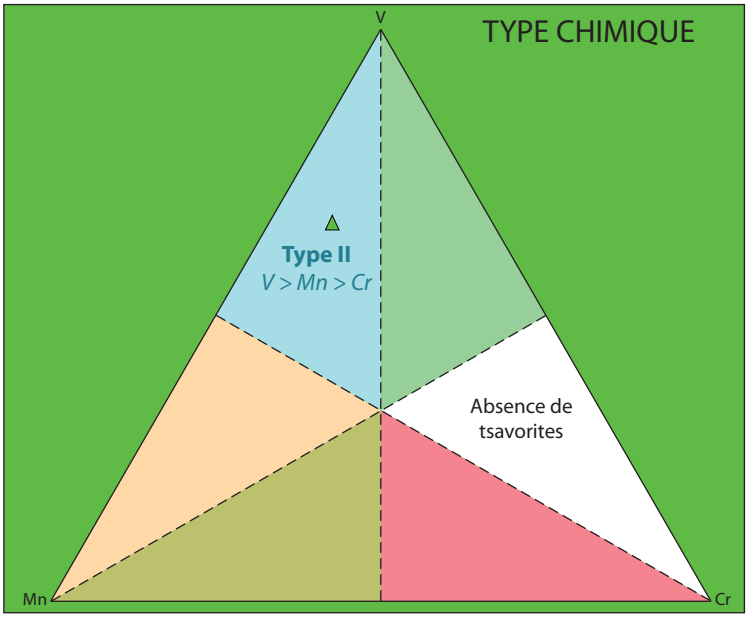
ANALYSES MOYENNES

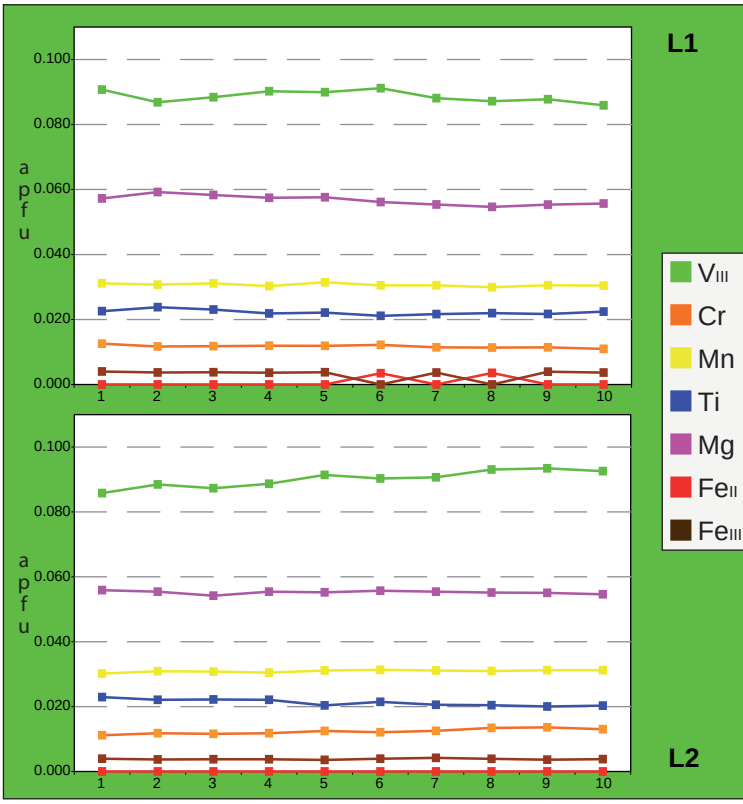
SiO_2	39.16
TiO_2	0.39
Al_2O_3	21.57
Cr_2O_3	0.21
V_2O_3	1.52
Fe_2O_3	0.07
FeO	0.00
MnO	0.49
MgO	0.50
CaO	36.46
TOTAL	100.35

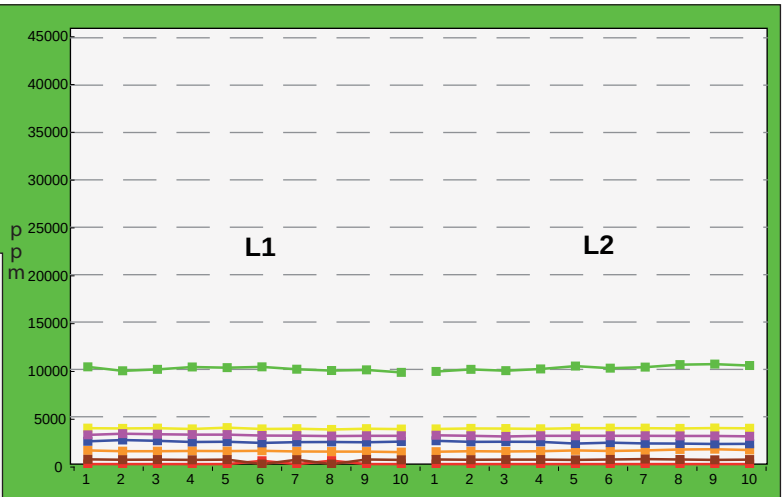
Pyrope	1.8
Almandin	0.0
Spessartine	1.0
Andradite	0.2
Uvarovite	0.6
Goldmanite	4.6
Grossulaire	91.7
TOTAL	100

Si	2.948
Al_{IV}	0.052
somme	3.000
Al_{VI}	1.862
Ti	0.022
Cr	0.013
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.092
somme	1.992
Fe_{II}	0.000
Mn	0.031
Mg	0.056
Ca	2.945
somme	3.028
TOTAL	8.019

TYPE CHIMIQUE





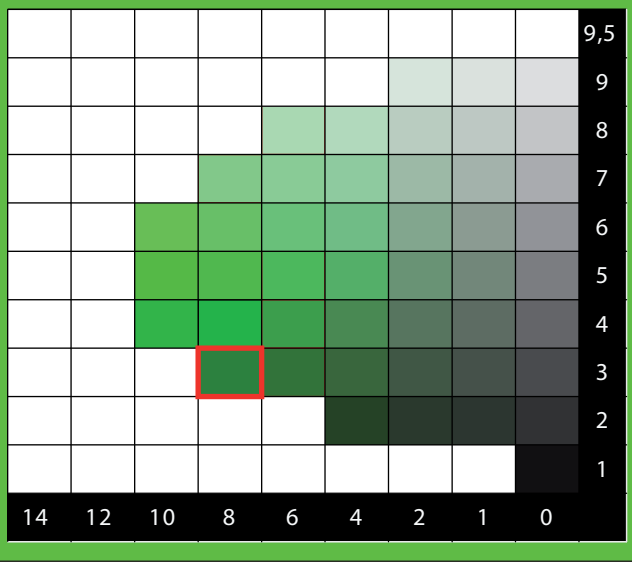


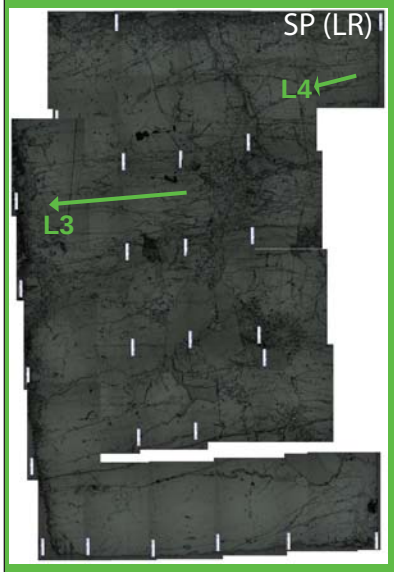
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	10305	9673	11012	0.092	0.086	0.104
Chrome	1447	1259	1622	0.013	0.011	0.015
Manganèse	3771	3655	3888	0.031	0.030	0.033
Titane	2311	1924	2536	0.022	0.018	0.024
Magnésium	2997	2810	3202	0.056	0.053	0.059
Fer II	0	0	363	0.000	0.000	0.004
Fer III	465	0	521	0.004	0.000	0.004

LEM-2 (2/2)

Primaire Lemshuku
5G 3/8

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





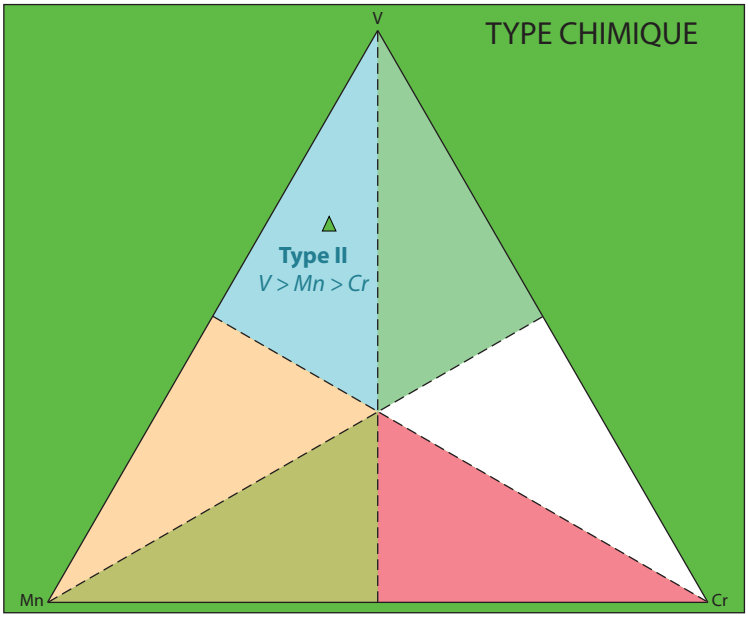
ANALYSES MOYENNES

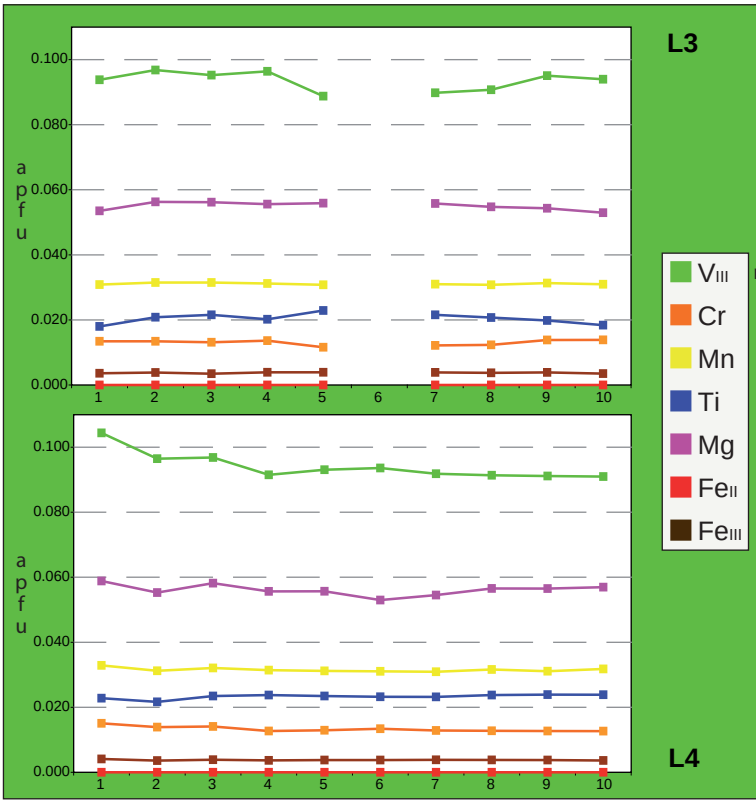
SiO_2	39.16
TiO_2	0.39
Al_2O_3	21.57
Cr_2O_3	0.21
V_2O_3	1.52
Fe_2O_3	0.07
FeO	0.00
MnO	0.49
MgO	0.50
CaO	36.46
TOTAL	100.35

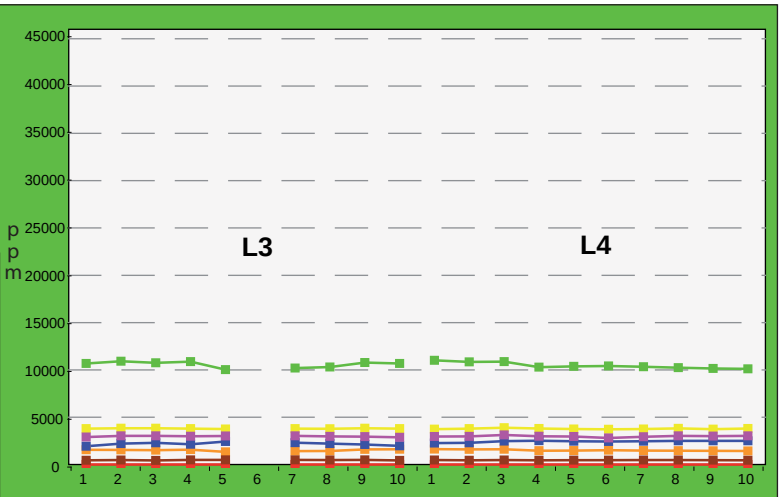
Pyrope	1.8
Almandin	0.0
Spessartine	1.0
Andradite	0.2
Uvarovite	0.6
Goldmanite	4.6
Grossulaire	91.7
TOTAL	100

Si	2.948
Al_{IV}	0.052
somme	3.000
Al_{VI}	1.862
Ti	0.022
Cr	0.013
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.092
somme	1.992
Fe_{II}	0.000
Mn	0.031
Mg	0.056
Ca	2.941
somme	3.028
TOTAL	8.019

TYPE CHIMIQUE



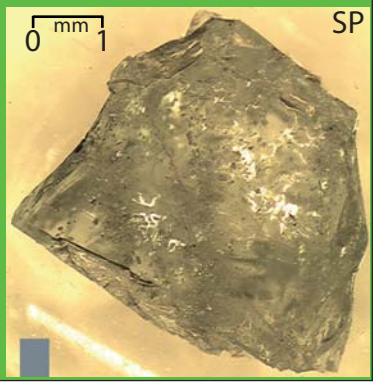




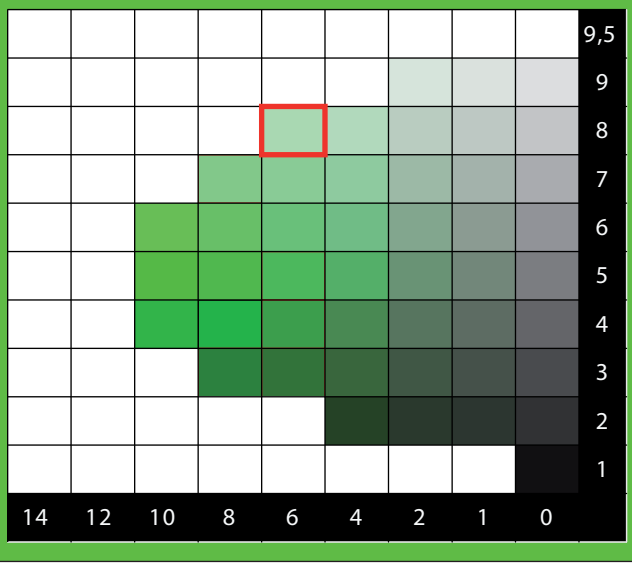
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	10305	9673	11012	0.092	0.086	0.104
Chrome	1447	1259	1622	0.013	0.011	0.015
Manganèse	3771	3655	3888	0.031	0.030	0.033
Titane	2311	1924	2536	0.022	0.018	0.024
Magnésium	2997	2810	3202	0.056	0.053	0.059
Fer II	0	0	363	0.000	0.000	0.004
Fer III	465	0	521	0.004	0.000	0.004

V1b

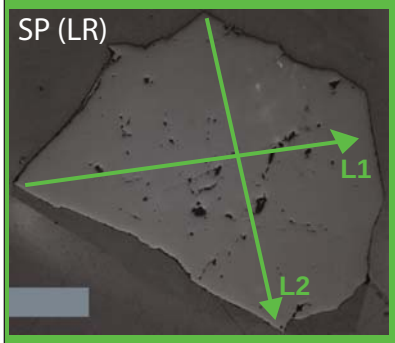
Placer Lemshuku
5G 8/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

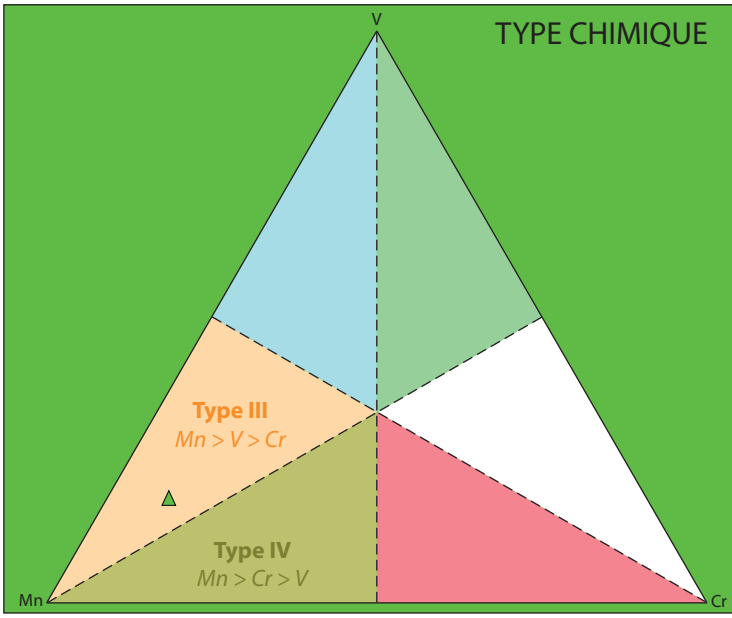


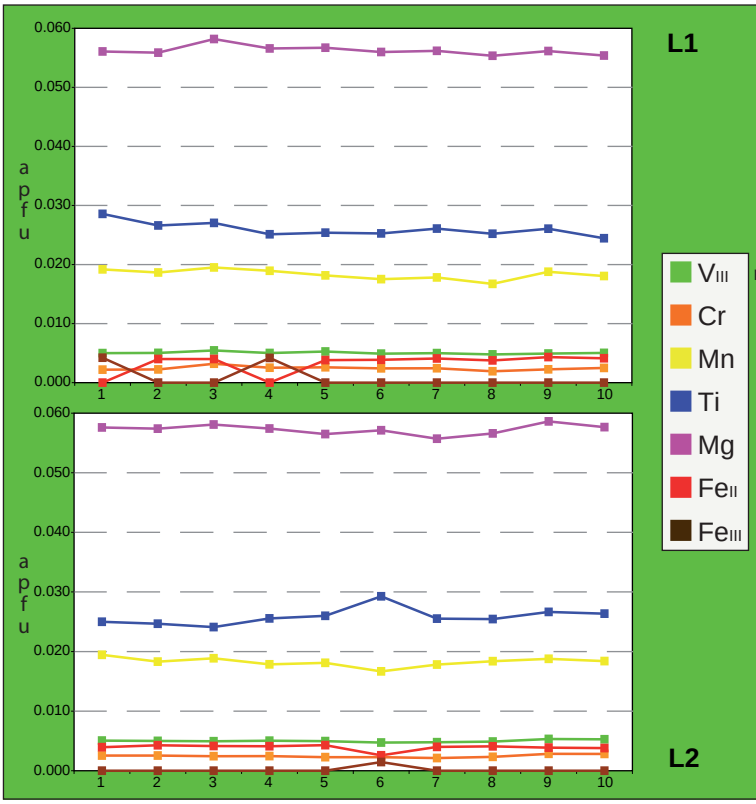
SiO_2	40.04
TiO_2	0.46
Al_2O_3	22.21
Cr_2O_3	0.04
V_2O_3	0.08
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	0.29
MgO	0.51
CaO	36.29
TOTAL	99.98

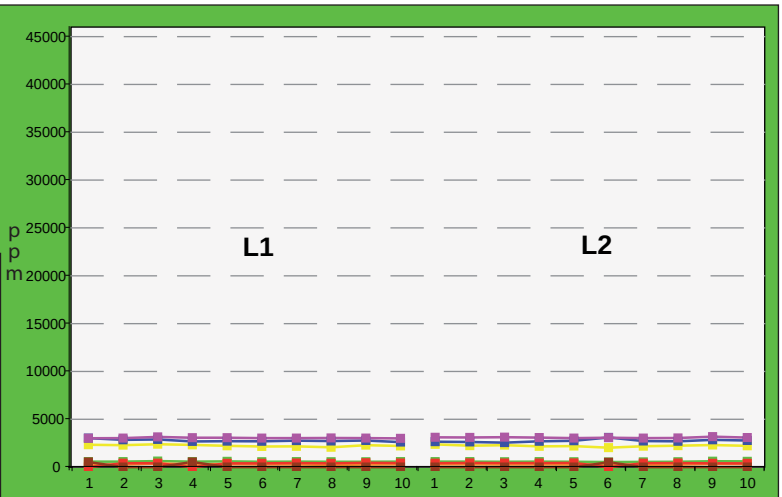
Pyrope	1.9
Almandin	0.1
Spessartine	0.6
Andradite	0.0
Uvarovite	0.1
Goldmanite	0.3
Grossulaire	97.0
TOTAL	100

Si	3.001
Al_{IV}	0.000
somme	3.001
Al_{VI}	1.962
Ti	0.026
Cr	0.002
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.005
somme	1.995
Fe_{II}	0.004
Mn	0.018
Mg	0.057
Ca	2.914
somme	2.993
TOTAL	7.989

TYPE CHIMIQUE







	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	568	530	619	0.005	0.005	0.005
Chrome	282	226	370	0.002	0.002	0.003
Manganèse	2232	2021	2385	0.018	0.017	0.020
Titane	2757	2554	3093	0.026	0.024	0.029
Magnésium	3064	2997	3178	0.057	0.055	0.059
Fer II	411	0	439	0.004	0.000	0.004
Fer III	0	0	521	0.000	0.000	0.004

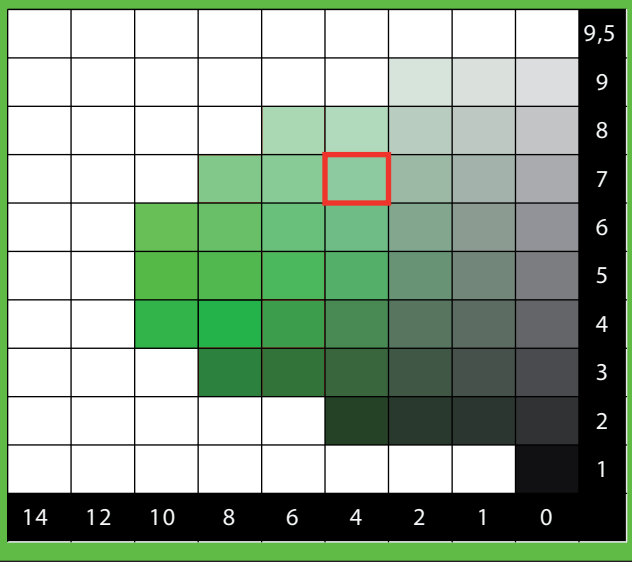
V2

Placer Lemshuku
5G 7/4

Pierre brute

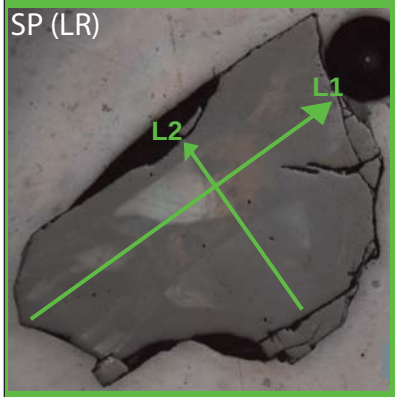
SP

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

SP (LR)

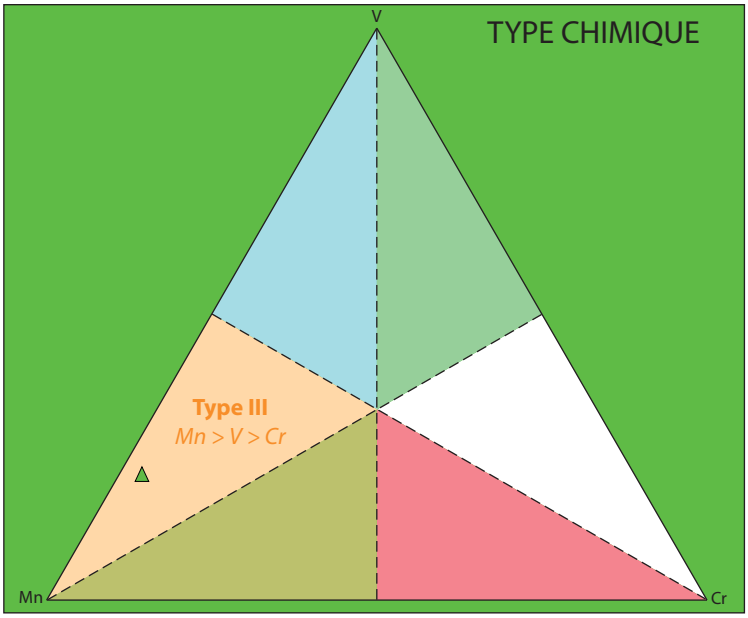


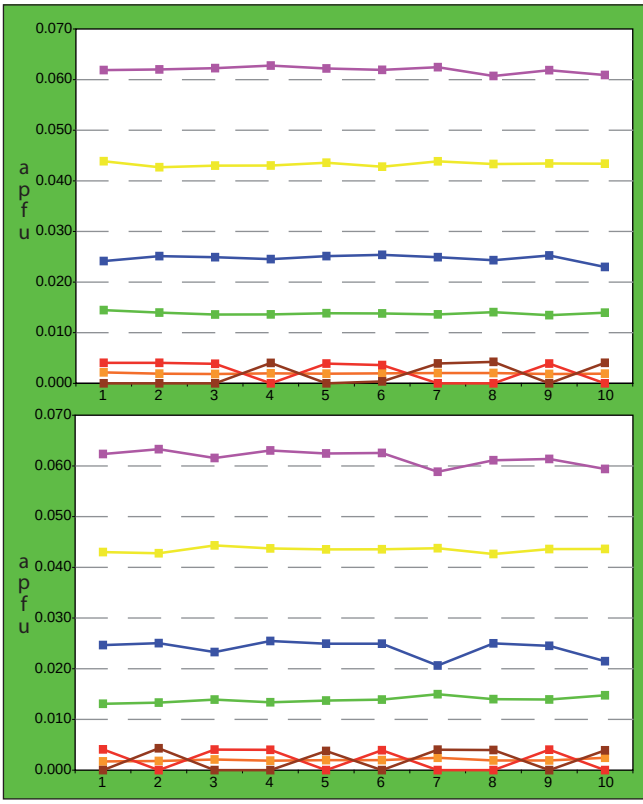
SiO_2	39.52
TiO_2	0.43
Al_2O_3	22.09
Cr_2O_3	0.03
V_2O_3	0.23
Fe_2O_3	0.02
FeO	0.04
MnO	0.68
MgO	0.55
CaO	35.86
TOTAL	99.45

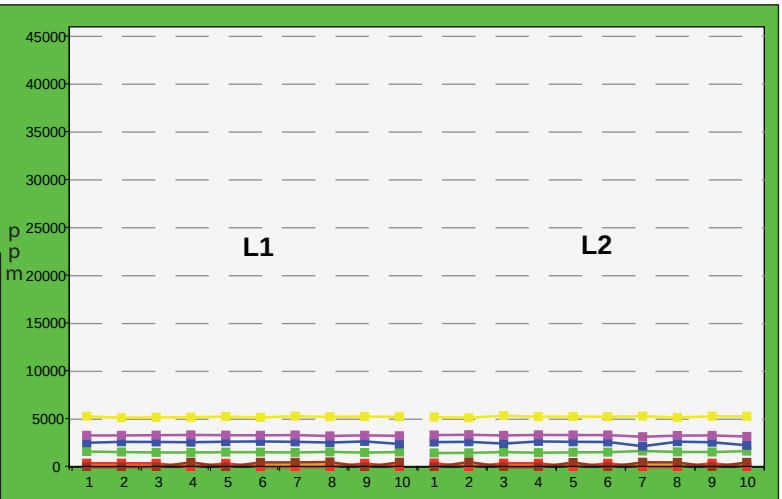
Pyrope	2.1
Almandin	0.0
Spessartine	1.4
Andradite	0.2
Uvarovite	0.1
Goldmanite	0.7
Grossulaire	95.5
TOTAL	100

Si	2.984
Al_{IV}	0.016
somme	3.000
Al_{VI}	1.950
Ti	0.024
Cr	0.002
Fe_{III}	0.001
V_{III}	0.014
somme	1.991
Fe_{II}	0.000
Mn	0.043
Mg	0.062
Ca	2.901
somme	3.009
TOTAL	8.000

TYPE CHIMIQUE







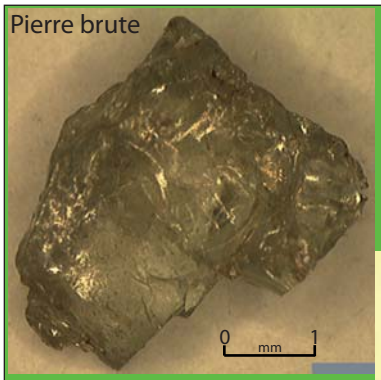
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	1557	1475	1686	0.014	0.013	0.015
Chrome	228	198	281	0.002	0.002	0.002
Manganèse	5252	5150	5367	0.043	0.043	0.044
Titane	2569	2182	2680	0.024	0.021	0.025
Magnésium	3308	3160	3377	0.062	0.059	0.063
Fer II	0	0	414	0.003	0.000	0.004
Fer III	493	0	529	0.001	0.000	0.004

V3b

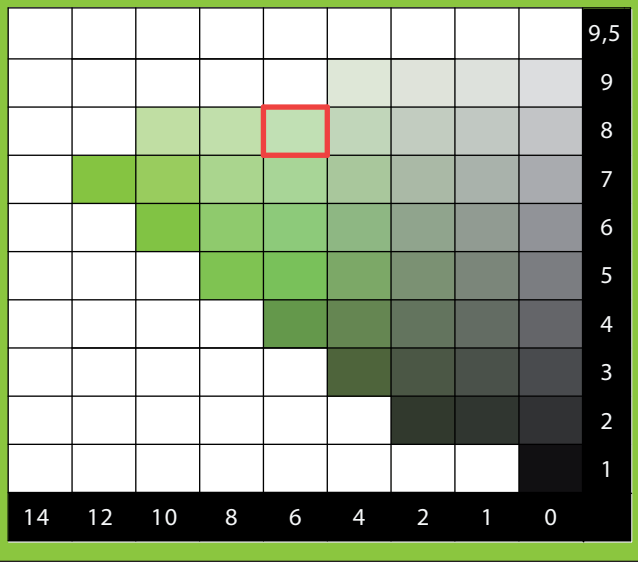
Placer Lemshuku

5GY 8/6

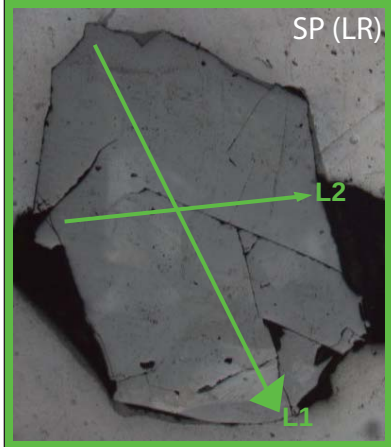
Pierre brute



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN-YELLOW)



ANALYSES MOYENNES

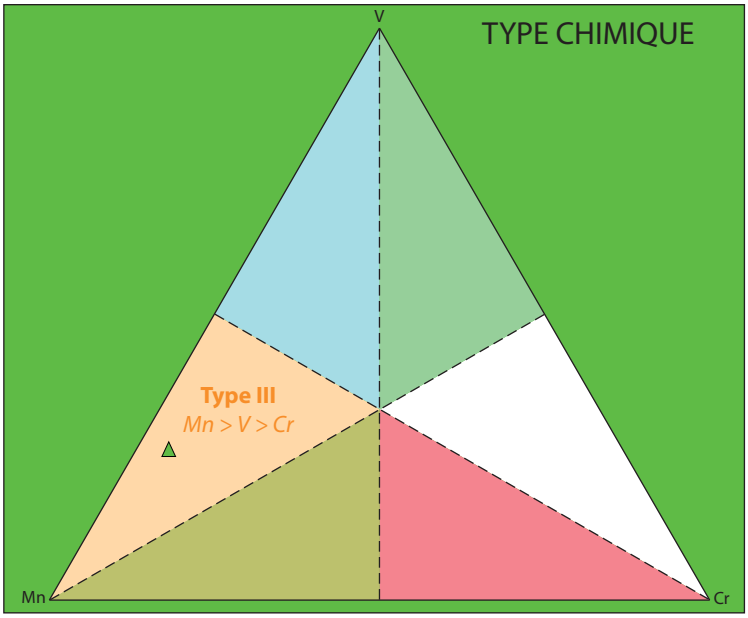


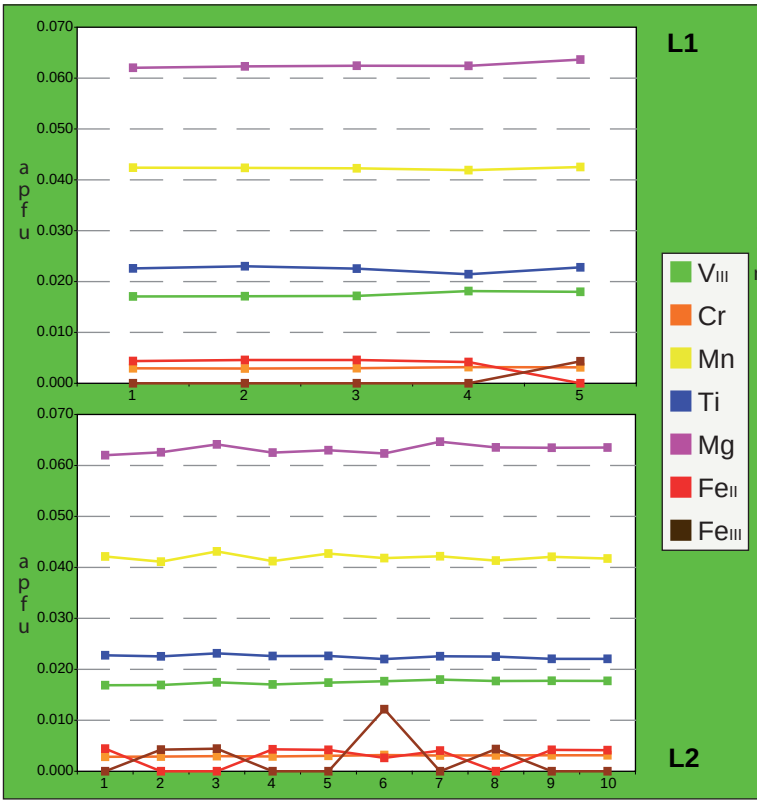
SiO_2	39.91
TiO_2	0.40
Al_2O_3	22.16
Cr_2O_3	0.05
V_2O_3	0.29
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.08
MnO	0.66
MgO	0.56
CaO	36.01
TOTAL	100.12

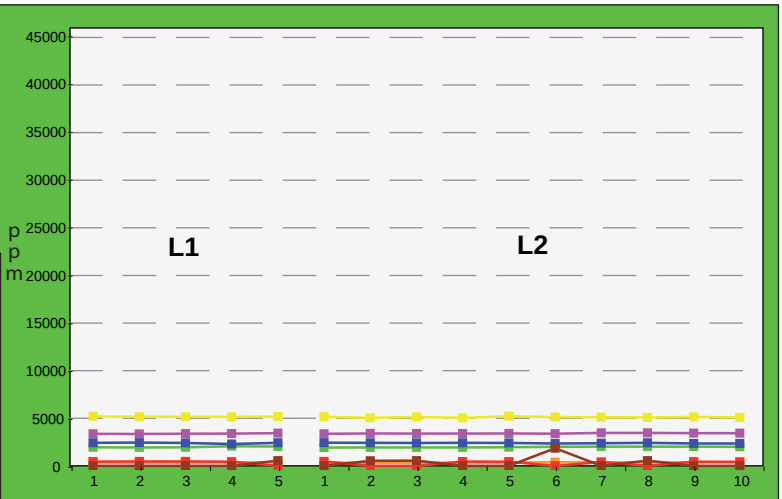
Pyrope	2.1
Almandin	0.2
Spessartine	1.4
Andradite	0.0
Uvarovite	0.2
Goldmanite	0.9
Grossulaire	95.3
TOTAL	100

Si	2.992
Al_{IV}	0.008
somme	3.000
Al_{VI}	1.951
Ti	0.022
Cr	0.003
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.017
somme	1.994
Fe_{II}	0.005
Mn	0.042
Mg	0.063
Ca	2.892
somme	3.002
TOTAL	7.996

TYPE CHIMIQUE



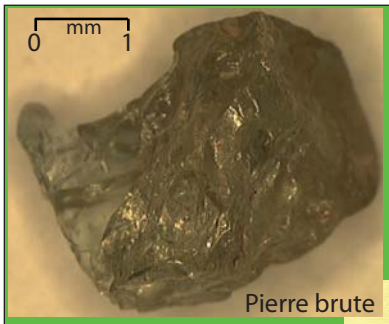


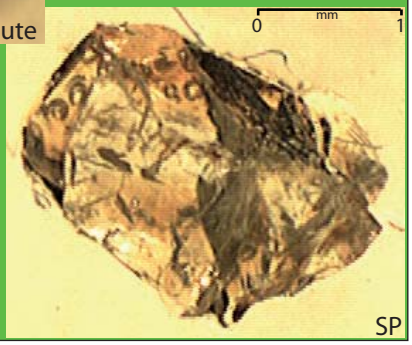


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	1975	1917	2060	0.017	0.017	0.018
Chrome	350	328	370	0.003	0.003	0.003
Manganèse	5129	5042	5204	0.042	0.041	0.043
Titane	2390	2290	2440	0.022	0.021	0.023
Magnésium	3398	3353	3462	0.063	0.062	0.065
Fer II	510	0	465	0.005	0.000	0.005
Fer III	0	0	1842	0.000	0.000	0.012

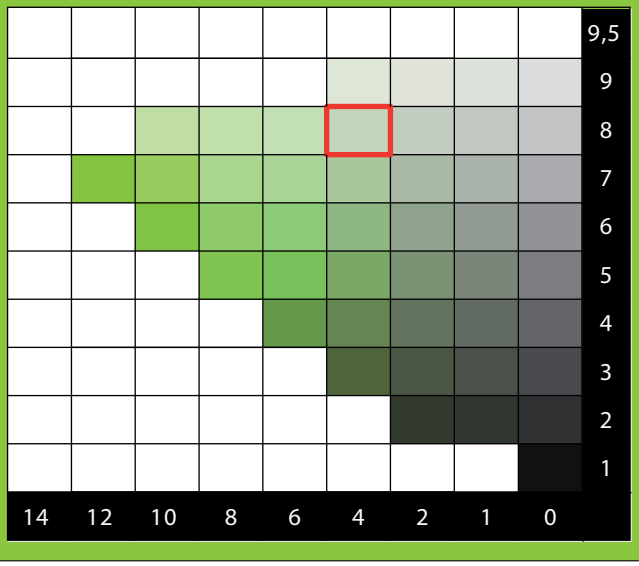
V3c

Placer Lemshuku
5GY 8/4

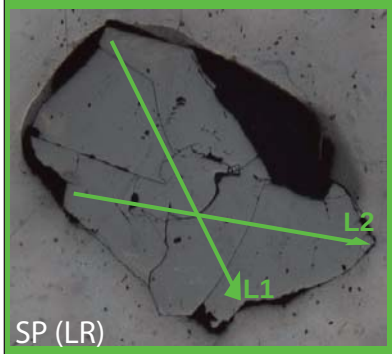




CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN-YELLOW)



ANALYSES MOYENNES

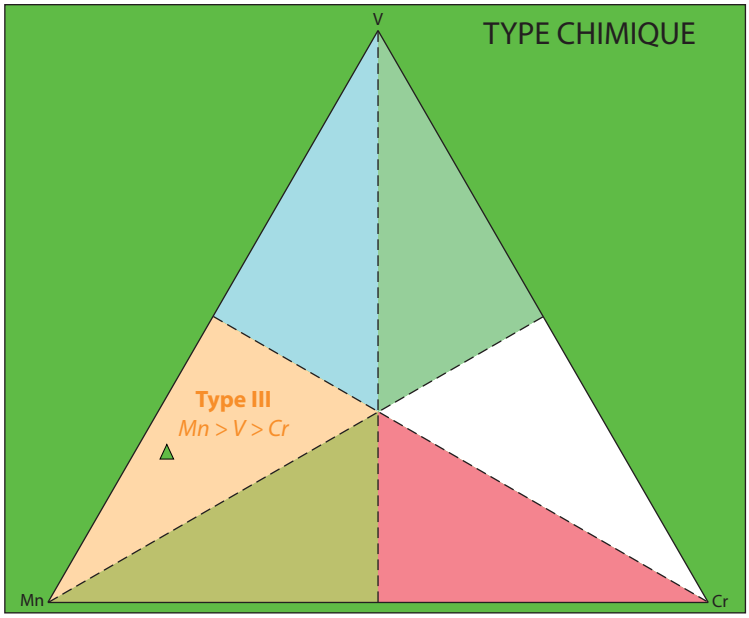


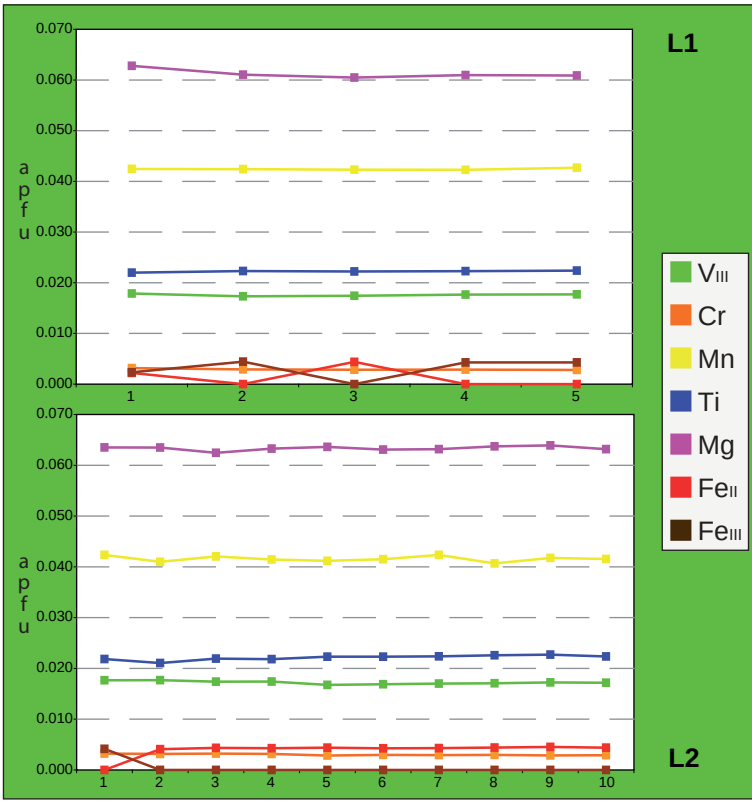
SiO_2	39.75
TiO_2	0.39
Al_2O_3	22.12
Cr_2O_3	0.05
V_2O_3	0.29
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.66
MgO	0.56
CaO	35.92
TOTAL	99.81

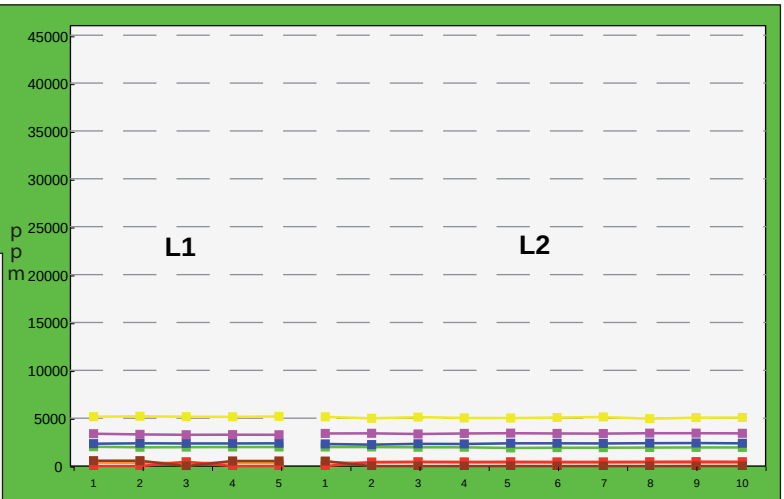
Pyrope	2.1
Almandin	0.1
Spessartine	1.4
Andradite	0.0
Uvarovite	0.1
Goldmanite	0.9
Grossulaire	95.4
TOTAL	100

Si	2.990
Al_{IV}	0.010
somme	3.000
Al_{VI}	1.951
Ti	0.022
Cr	0.003
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.017
somme	1.993
Fe_{II}	0.004
Mn	0.042
Mg	0.063
Ca	2.895
somme	3.004
TOTAL	7.997

TYPE CHIMIQUE





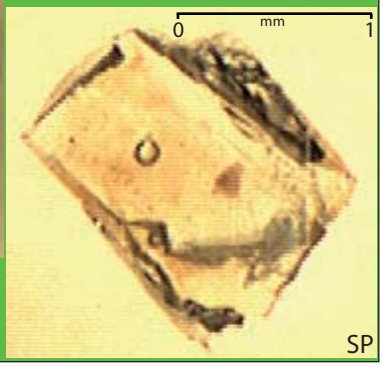


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	1956	1890	2012	0.017	0.017	0.018
Chrome	344	322	370	0.003	0.003	0.003
Manganèse	5089	4941	5189	0.042	0.041	0.043
Titane	2349	2230	2398	0.022	0.021	0.023
Magnésium	3369	3263	3426	0.063	0.060	0.064
Fer II	439	0	459	0.004	0.000	0.005
Fer III	0	0	560	0.000	0.000	0.004

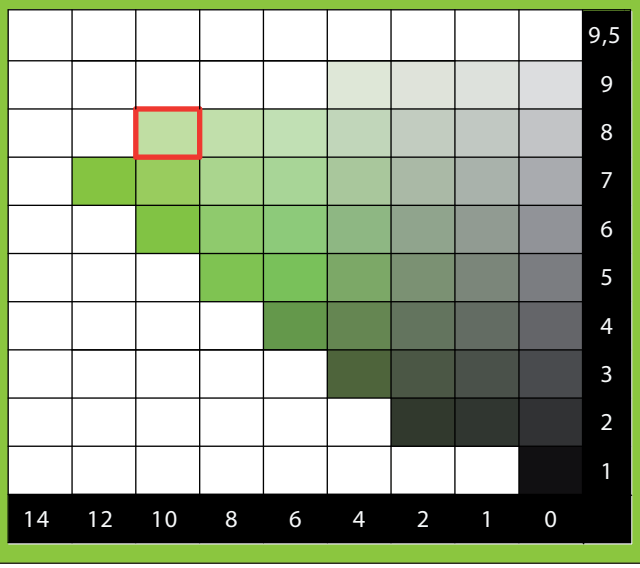
V3d

Placer Lemshuku

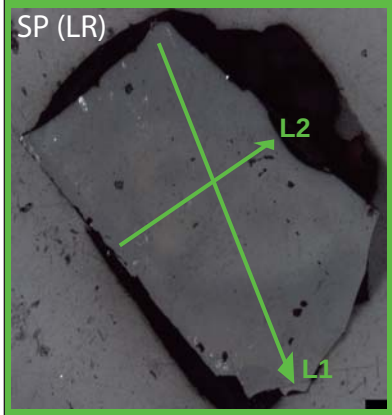
5GY 8/10



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN-YELLOW)



ANALYSES MOYENNES

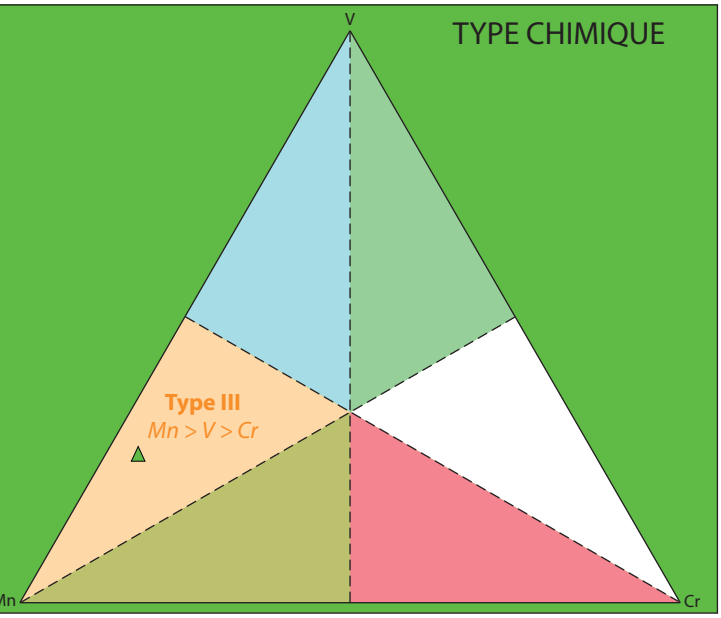


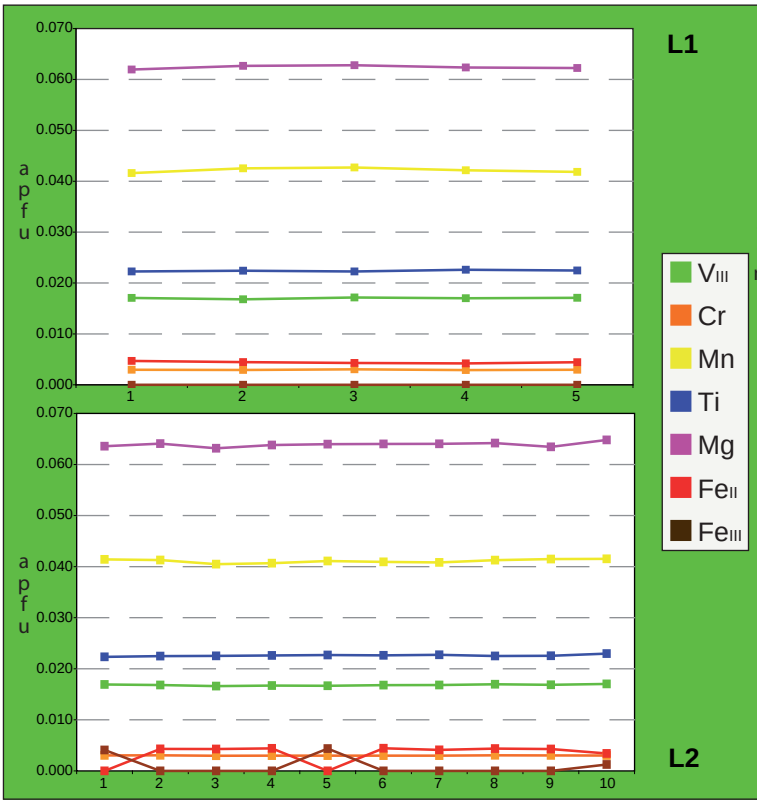
SiO_2	39.77
TiO_2	0.40
Al_2O_3	22.03
Cr_2O_3	0.05
V_2O_3	0.28
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.65
MgO	0.56
CaO	35.73
TOTAL	99.53

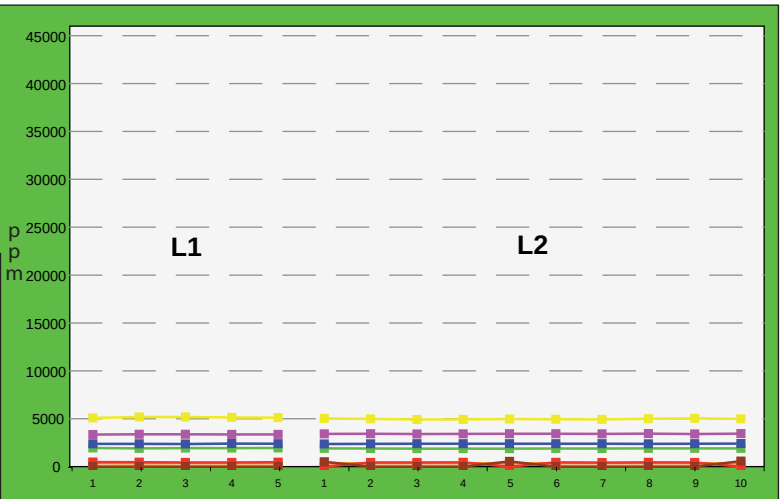
Pyrope	2.1
Almandin	0.1
Spessartine	1.4
Andradite	0.0
Uvarovite	0.1
Goldmanite	0.8
Grossulaire	95.4
TOTAL	100

Si	2.998
Al_{IV}	0.002
somme	3.000
Al_{VI}	1.954
Ti	0.023
Cr	0.003
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.017
somme	1.997
Fe_{II}	0.004
Mn	0.041
Mg	0.063
Ca	2.886
somme	2.995
TOTAL	7.992

TYPE CHIMIQUE



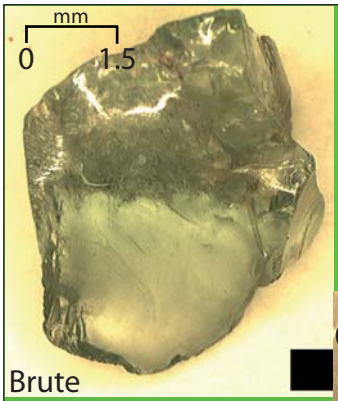


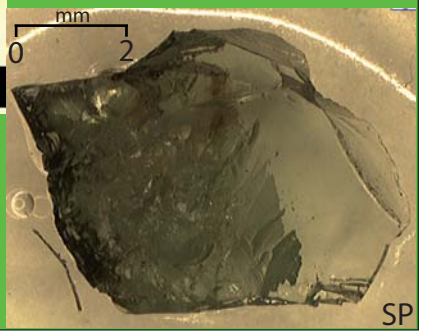


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	1899	1869	1937	0.017	0.017	0.017
Chrome	344	335	349	0.003	0.003	0.003
Manganèse	5028	4918	5181	0.041	0.040	0.043
Titane	2383	2356	2404	0.023	0.022	0.023
Magnésium	3403	3353	3444	0.063	0.062	0.065
Fer II	440	0	478	0.004	0.000	0.005
Fer III	0	0	567	0.000	0.000	0.004

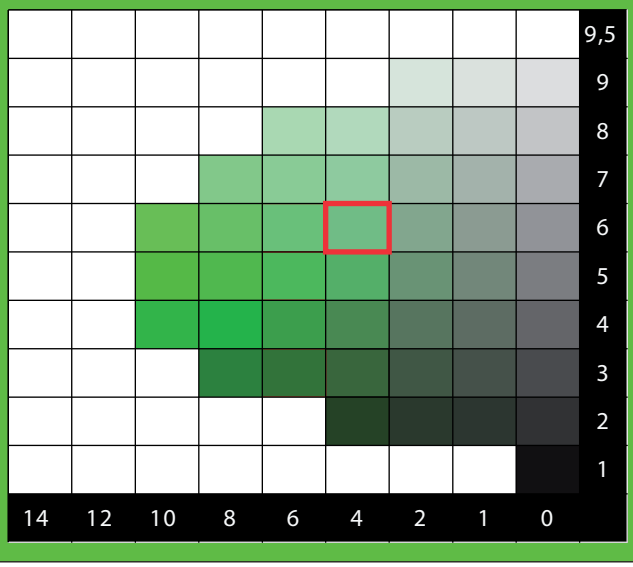
V4b

Placer Lemshuku
5G 6/4

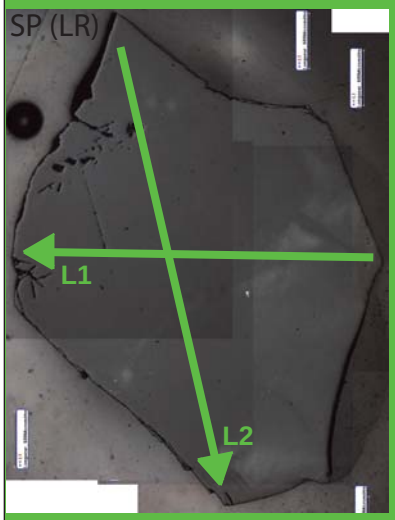




CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

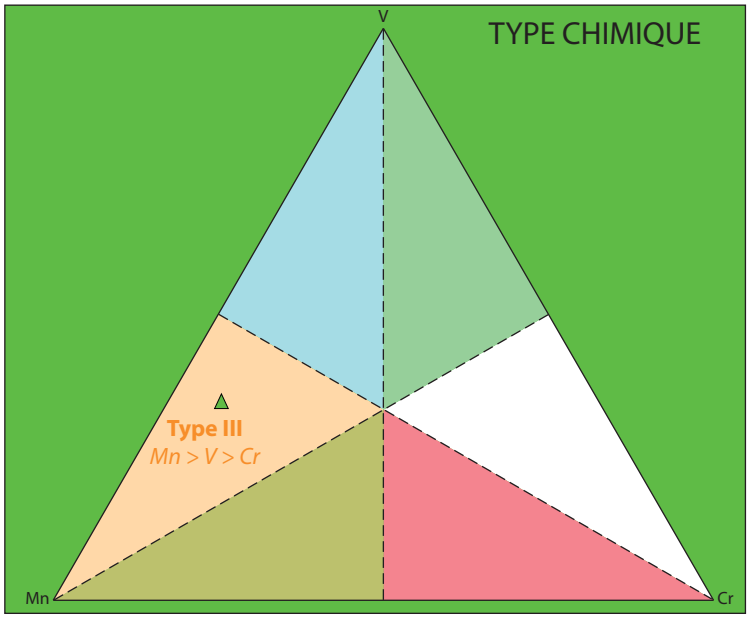


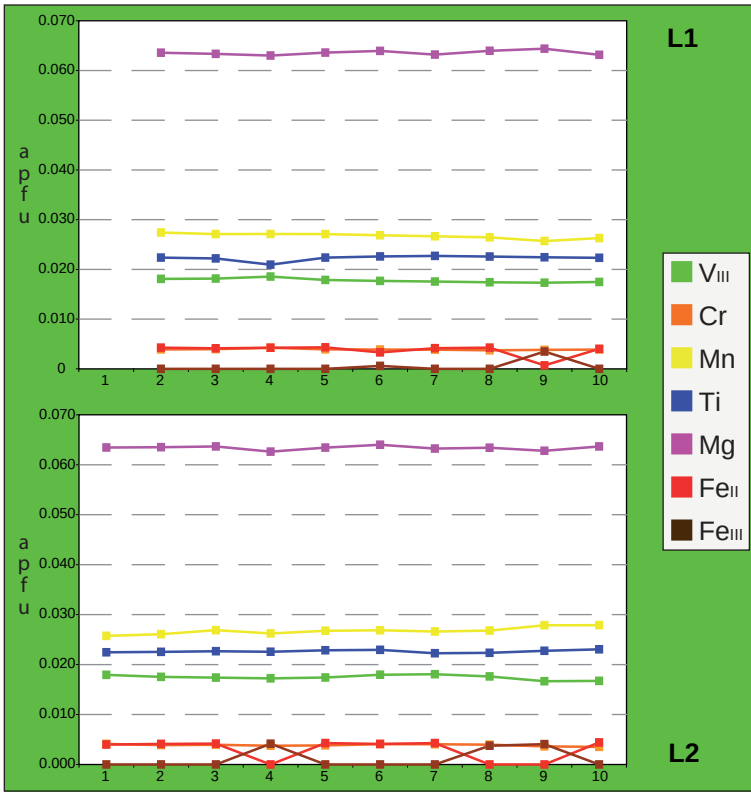
SiO_2	39.79
TiO_2	0.40
Al_2O_3	22.01
Cr_2O_3	0.07
V_2O_3	0.29
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.42
MgO	0.57
CaO	36.08
TOTAL	99.69

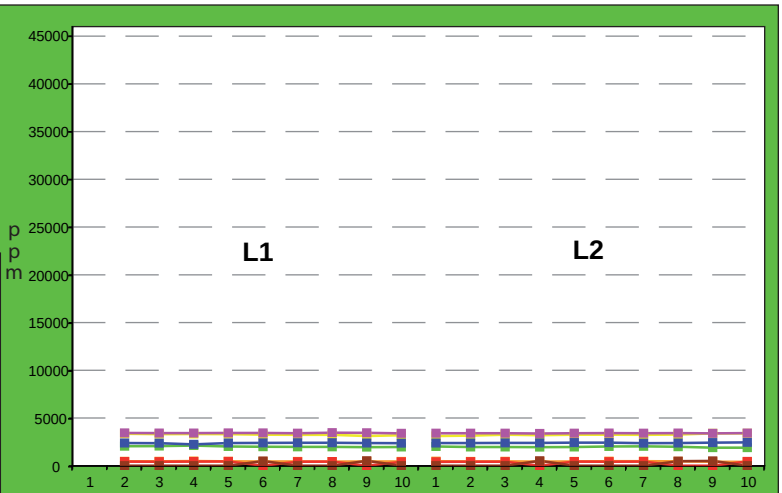
Pyrope	2.1
Almandin	0.1
Spessartine	0.9
Andradite	0.0
Uvarovite	0.2
Goldmanite	0.9
Grossulaire	95.8
TOTAL	100

Si	2.995
Al_{IV}	0.005
somme	3.000
Al_{VI}	1.947
Ti	0.022
Cr	0.004
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.018
somme	1.991
Fe_{II}	0.004
Mn	0.027
Mg	0.063
Ca	2.910
somme	3.004
TOTAL	7.996

TYPE CHIMIQUE





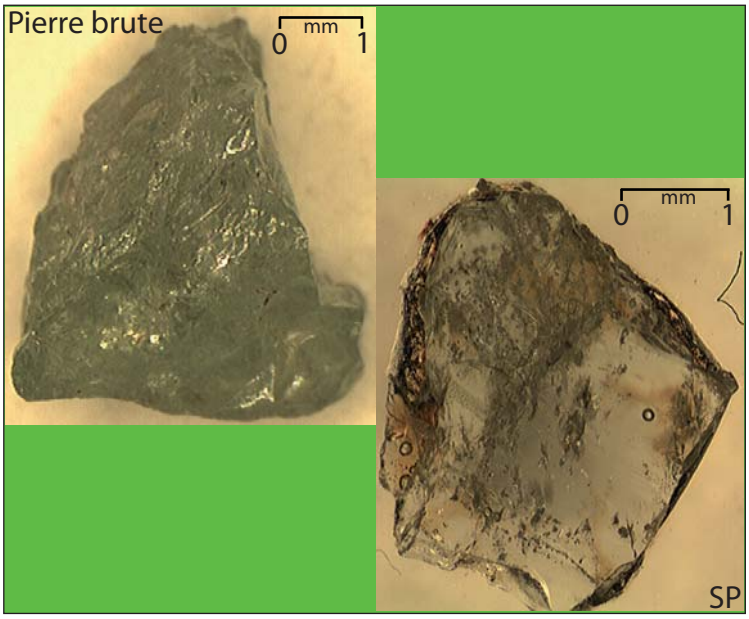


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	1984	1883	2107	0.018	0.017	0.019
Chrome	448	404	493	0.004	0.004	0.004
Manganèse	3251	3113	3392	0.027	0.026	0.028
Titane	2380	2236	2440	0.022	0.021	0.023
Magnésium	3411	3371	3456	0.063	0.063	0.064
Fer II	420	0	446	0.004	0.000	0.004
Fer III	0	0	513	0.000	0.000	0.004

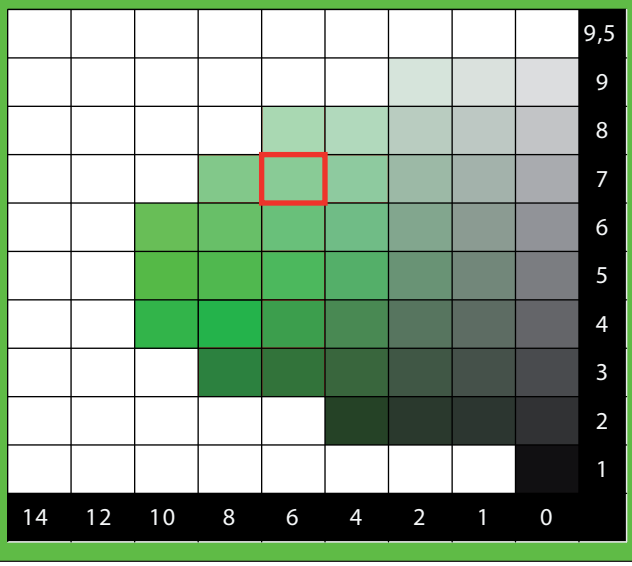
V4c

Placer Lemshuku

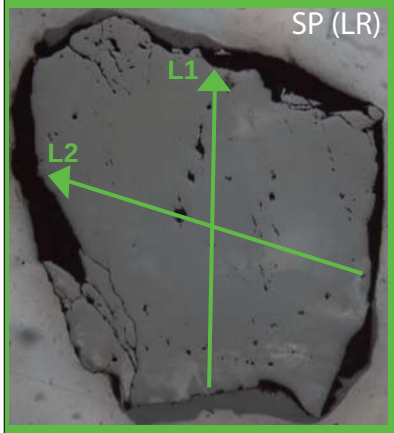
5G 7/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

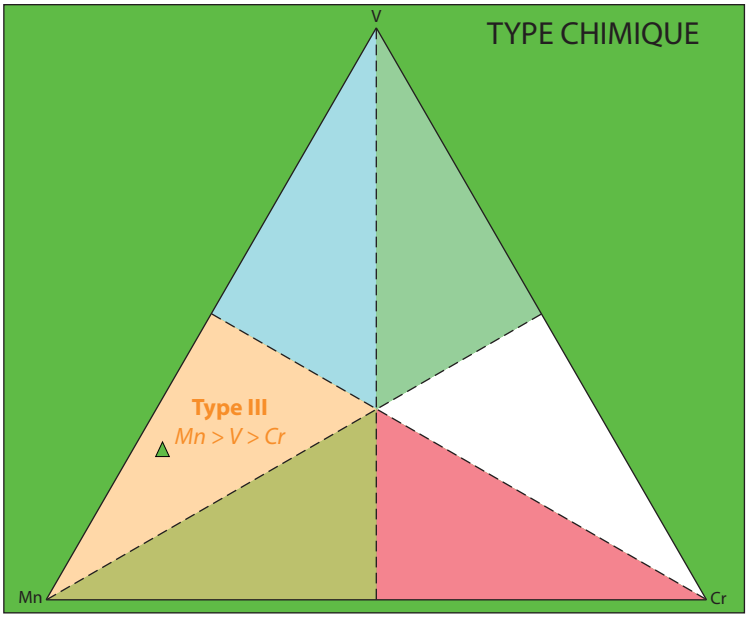


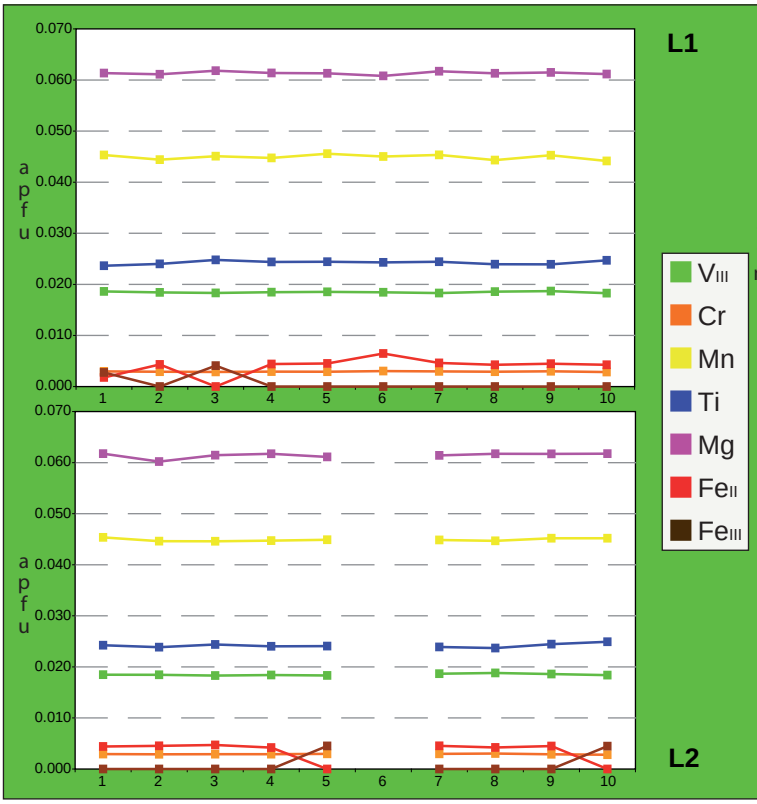
SiO_2	40.00
TiO_2	0.43
Al_2O_3	21.86
Cr_2O_3	0.05
V_2O_3	0.31
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.71
MgO	0.55
CaO	35.92
TOTAL	99.90

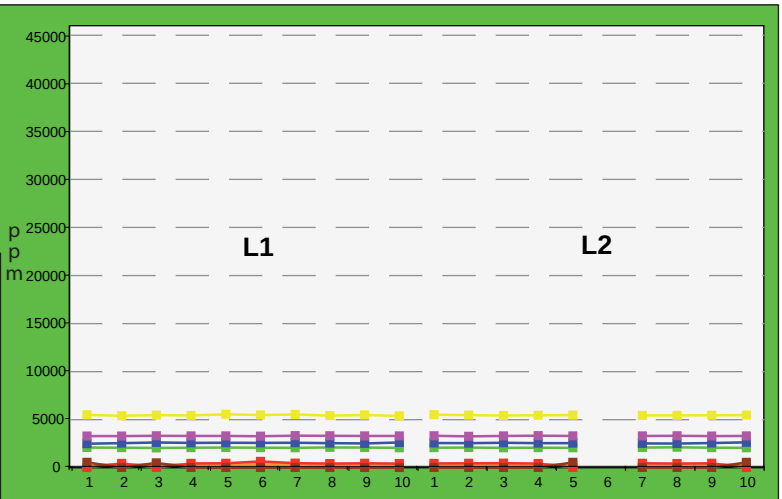
Pyrope	2.0
Almandin	0.2
Spessartine	1.5
Andradite	0.0
Uvarovite	0.1
Goldmanite	0.9
Grossulaire	95.2
TOTAL	100

Si	3.006
Al_{IV}	0.000
somme	3.006
Al_{VI}	1.936
Ti	0.024
Cr	0.003
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.018
somme	1.982
Fe_{II}	0.005
Mn	0.045
Mg	0.061
Ca	2.892
somme	3.003
TOTAL	7.991

TYPE CHIMIQUE







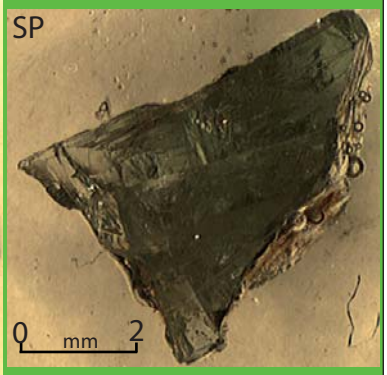
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	2085	2060	2121	0.018	0.018	0.019
Chrome	337	322	349	0.003	0.003	0.003
Manganèse	5465	5383	5553	0.045	0.044	0.046
Titane	2569	2500	2632	0.024	0.024	0.025
Magnésium	3305	3269	3335	0.061	0.060	0.062
Fer II	459	0	656	0.005	0.000	0.006
Fer III	0	0	560	0.000	0.000	0.005

V5b

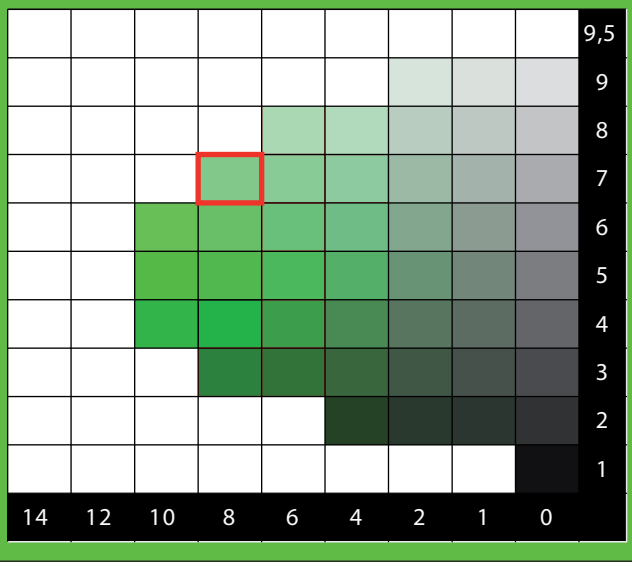
Placer Lemshuku
5G 7/8

Pierre brute

SP

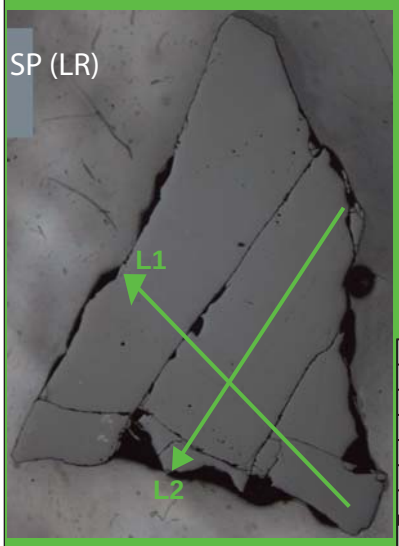


CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

SP (LR)

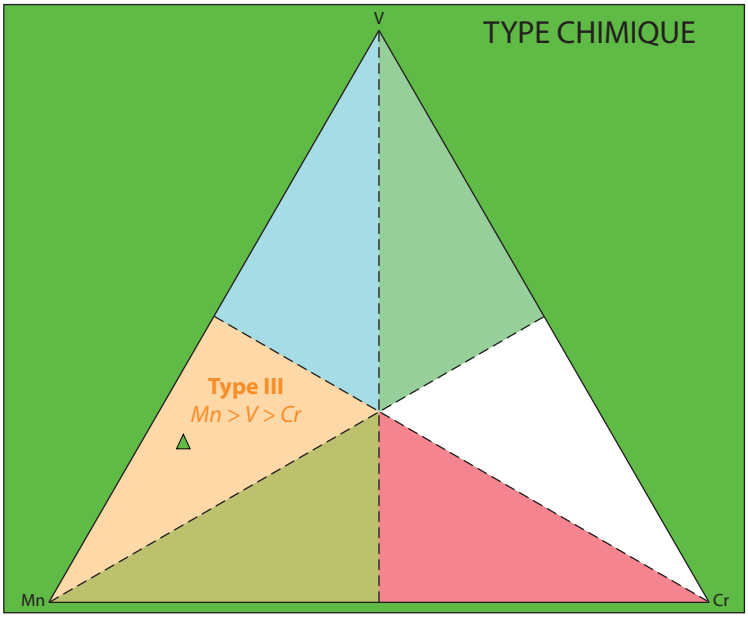


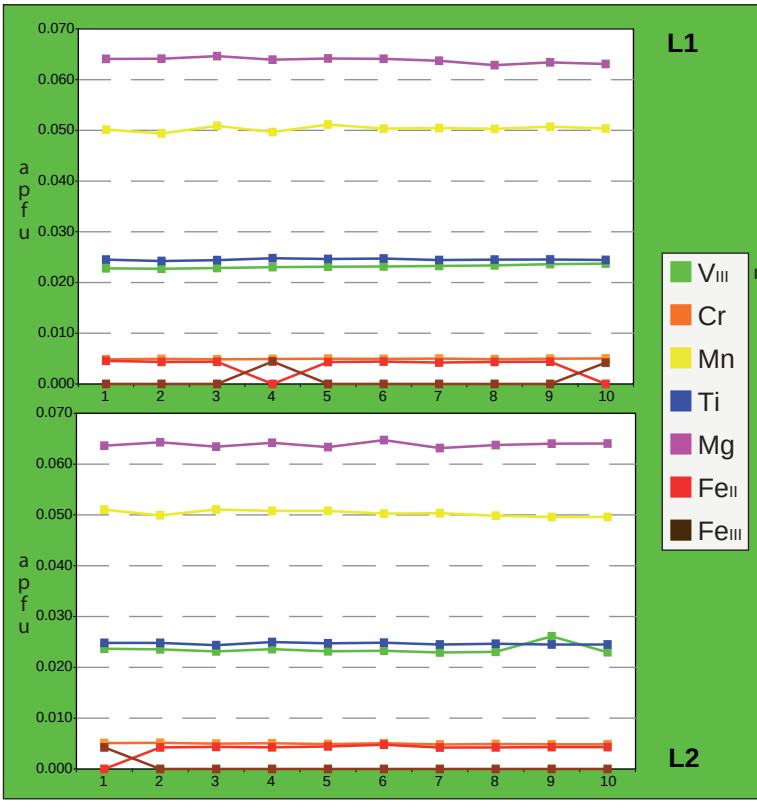
SiO_2	39.81
TiO_2	0.43
Al_2O_3	21.67
Cr_2O_3	0.08
V_2O_3	0.39
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.79
MgO	0.57
CaO	35.50
TOTAL	99.30

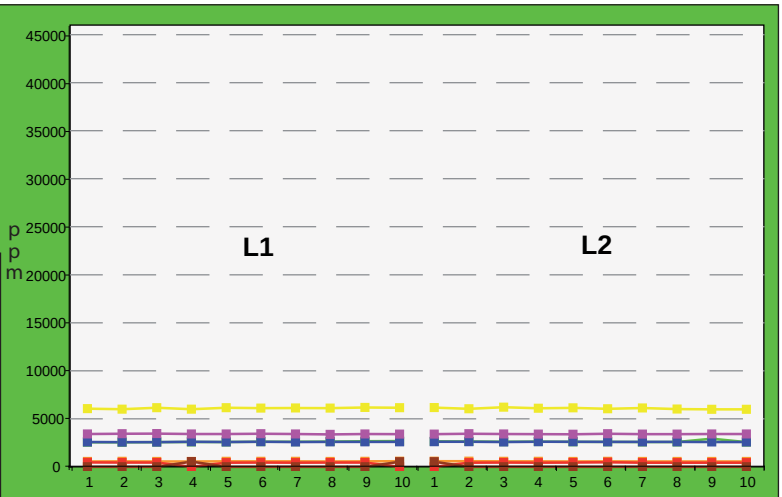
Pyrope	2.1
Almandin	0.1
Spessartine	1.7
Andradite	0.0
Uvarovite	0.2
Goldmanite	1.2
Grossulaire	94.6
TOTAL	100

Si	3.009
Al_{IV}	0.000
somme	3.009
Al_{VI}	1.931
Ti	0.025
Cr	0.005
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.023
somme	1.984
Fe_{II}	0.004
Mn	0.050
Mg	0.064
Ca	2.875
somme	2.993
TOTAL	7.986

TYPE CHIMIQUE





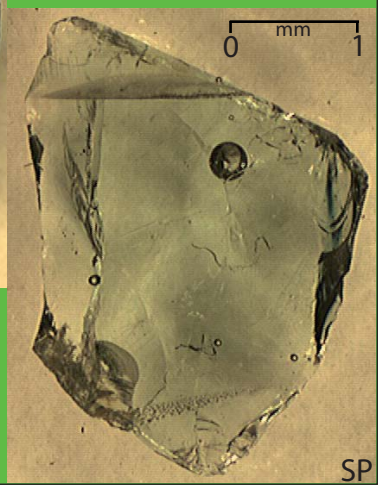


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	2619	2549	2923	0.023	0.023	0.026
Chrome	567	554	588	0.005	0.005	0.005
Manganèse	6088	5987	6211	0.050	0.049	0.051
Titane	2594	2566	2614	0.025	0.024	0.025
Magnésium	3416	3377	3456	0.064	0.063	0.065
Fer II	438	0	478	0.004	0.000	0.005
Fer III	0	0	544	0.000	0.000	0.004

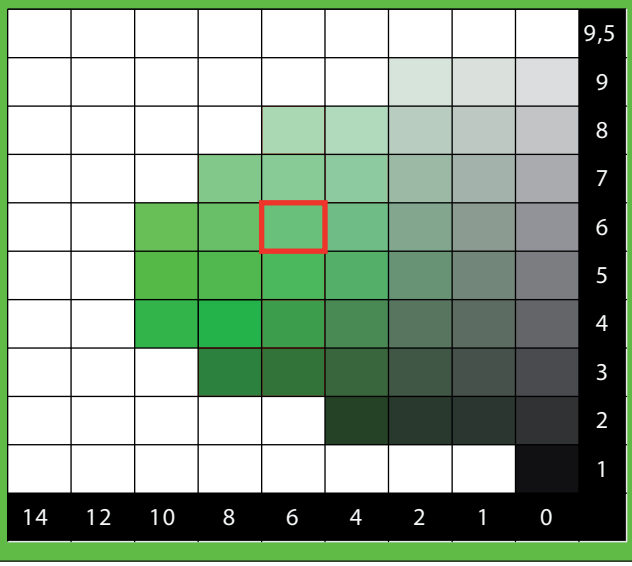
V6b

Placer Lemshuku
5G 6/6

Pierre brute

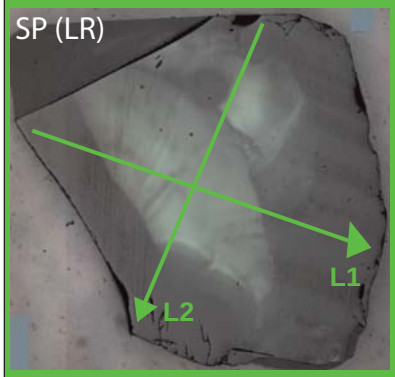


CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

SP (LR)

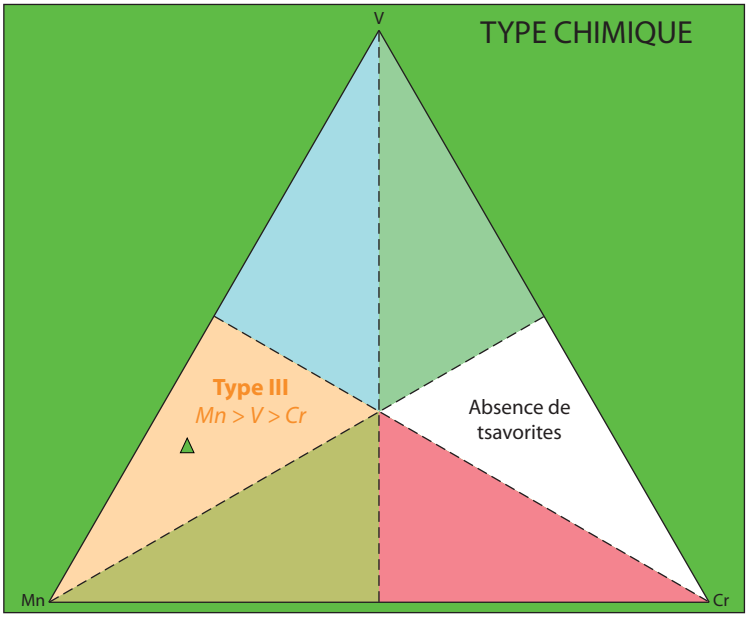


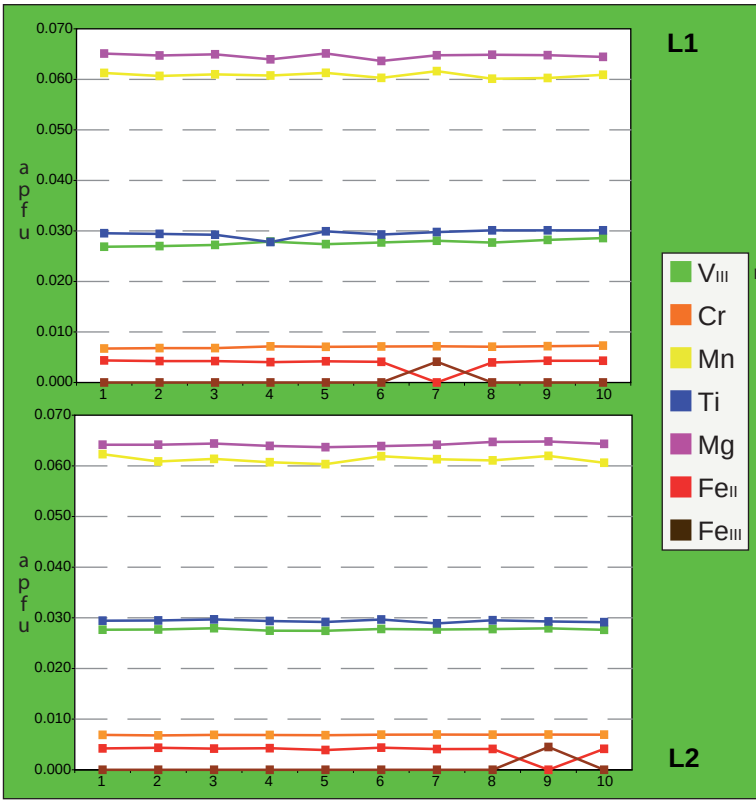
SiO_2	39.83
TiO_2	0.52
Al_2O_3	21.59
Cr_2O_3	0.12
V_2O_3	0.46
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.95
MgO	0.57
CaO	35.42
TOTAL	99.53

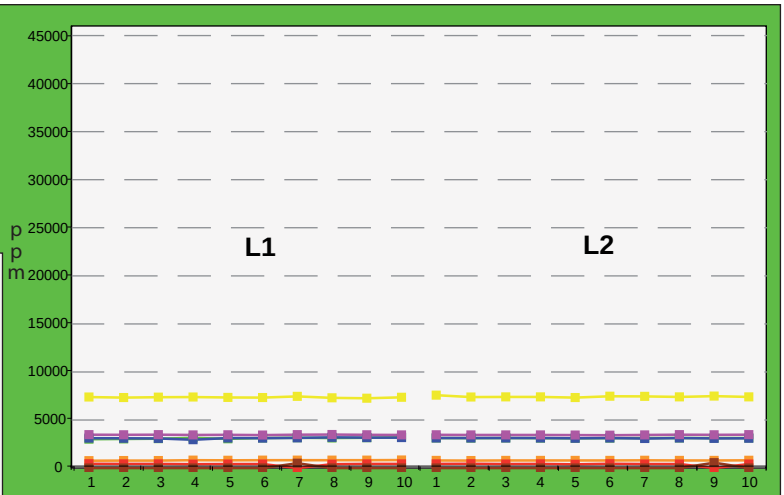
Pyrope	2.2
Almandin	0.1
Spessartine	2.0
Andradite	0.0
Uvarovite	0.4
Goldmanite	1.4
Grossulaire	93.9
TOTAL	100

Si	3.007
Al_{IV}	0.000
somme	3.007
Al_{VI}	1.921
Ti	0.029
Cr	0.007
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.028
somme	1.985
Fe_{II}	0.004
Mn	0.061
Mg	0.064
Ca	2.864
somme	2.994
TOTAL	7.986

TYPE CHIMIQUE



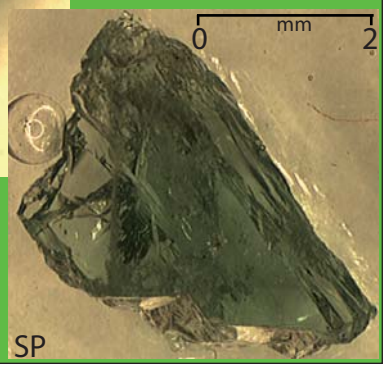




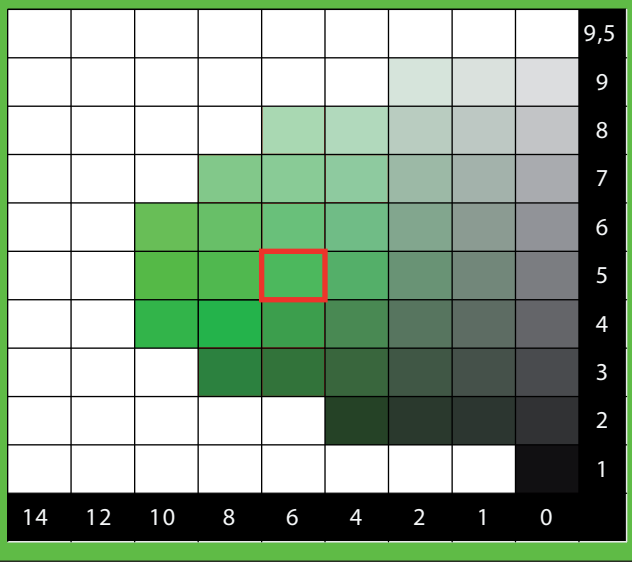
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	3109	3005	3202	0.028	0.027	0.029
Chrome	799	766	835	0.007	0.007	0.007
Manganèse	7392	7264	7582	0.061	0.060	0.062
Titane	3110	2944	3189	0.029	0.028	0.030
Magnésium	3453	3413	3486	0.064	0.064	0.065
Fer II	424	0	439	0.004	0.000	0.004
Fer III	0	0	552	0.000	0.000	0.004

V7b

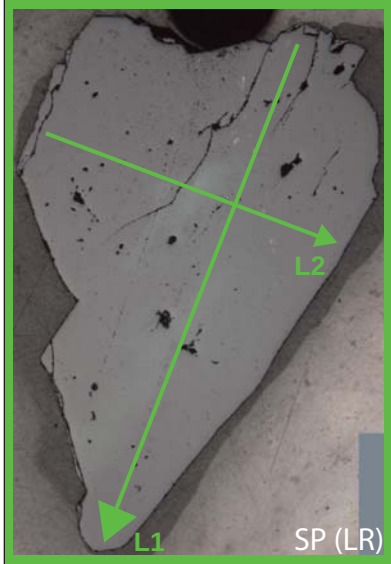
Placer Lemshuku
5G 5/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

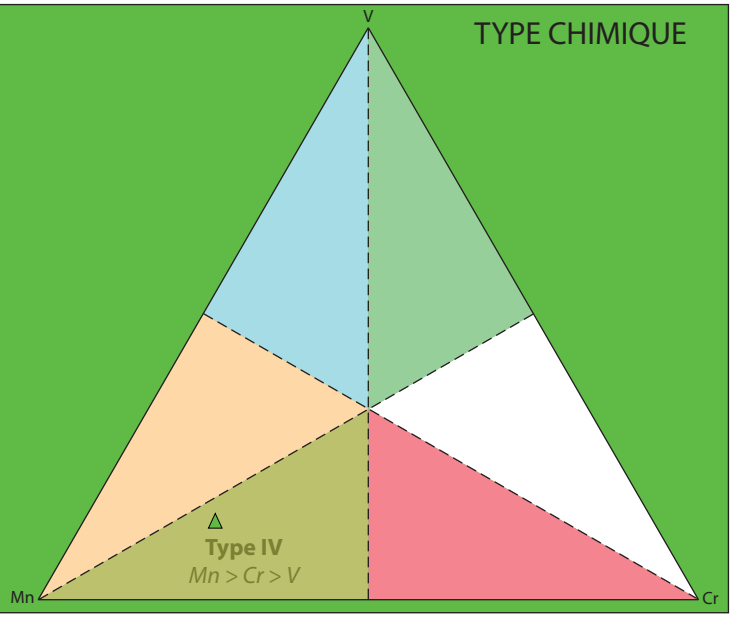


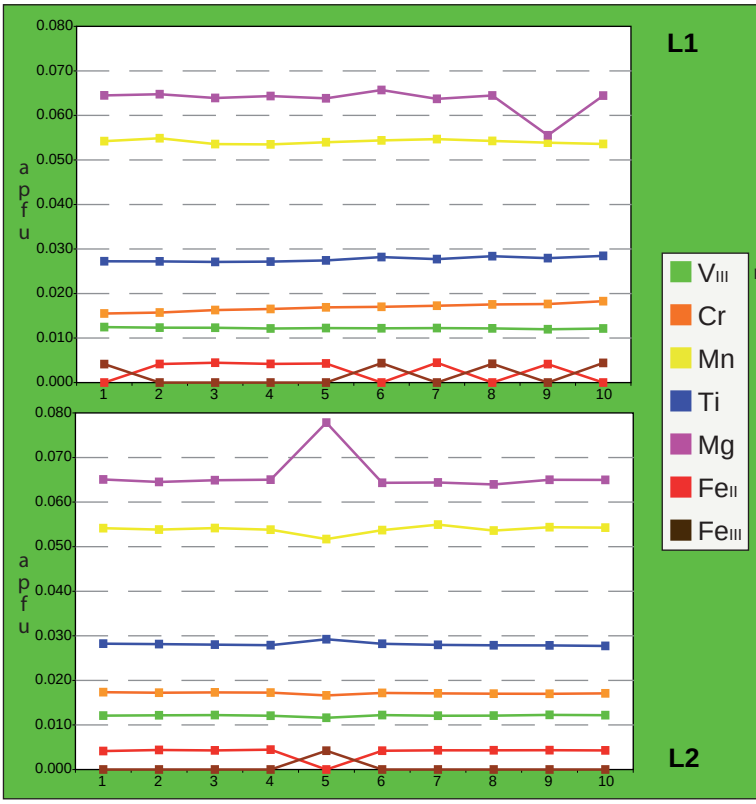
SiO_2	39.47
TiO_2	0.49
Al_2O_3	21.80
Cr_2O_3	0.28
V_2O_3	0.20
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.84
MgO	0.57
CaO	35.47
TOTAL	99.19

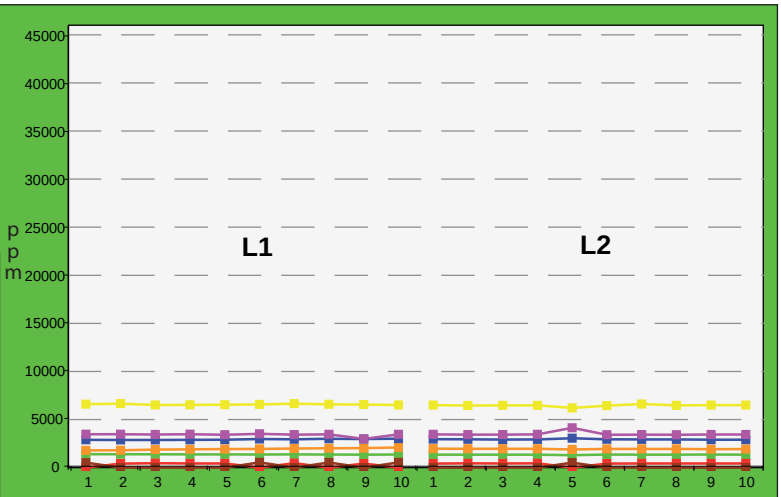
Pyrope	2.2
Almandin	0.1
Spessartine	1.8
Andradite	0.0
Uvarovite	0.9
Goldmanite	0.6
Grossulaire	94.4
TOTAL	100

Si	2.990
Al_{IV}	0.010
somme	3.000
Al_{VI}	1.936
Ti	0.028
Cr	0.017
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.012
somme	1.993
Fe_{II}	0.004
Mn	0.054
Mg	0.065
Ca	2.878
somme	3.001
TOTAL	7.995

TYPE CHIMIQUE



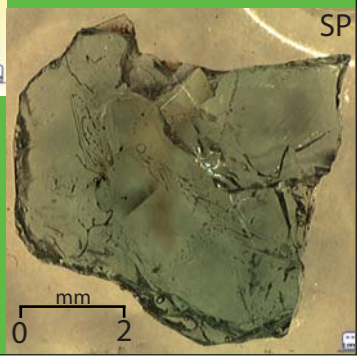




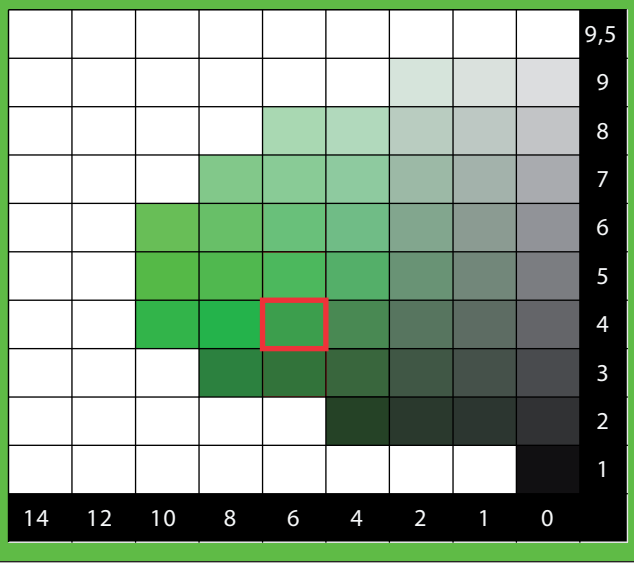
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	1361	1292	1407	0.012	0.012	0.012
Chrome	1941	1786	2101	0.017	0.016	0.018
Manganèse	6515	6203	6653	0.054	0.052	0.055
Titane	2936	2872	3058	0.028	0.027	0.029
Magnésium	3458	2991	4131	0.065	0.056	0.078
Fer II	432	0	452	0.004	0.000	0.004
Fer III	0	0	544	0.000	0.000	0.004

V8a

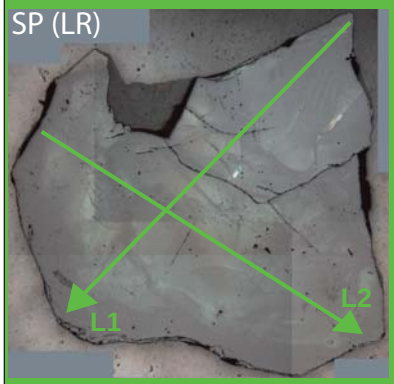
Placer Lemshuku
5G 4/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

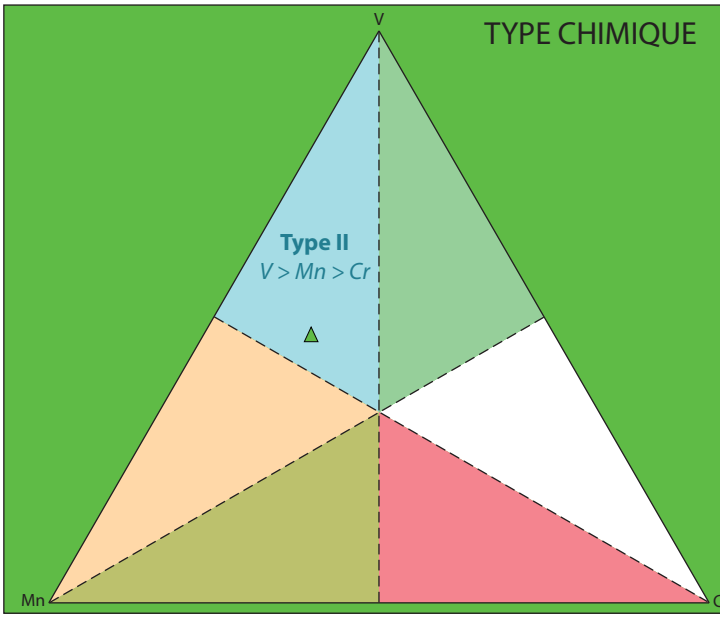


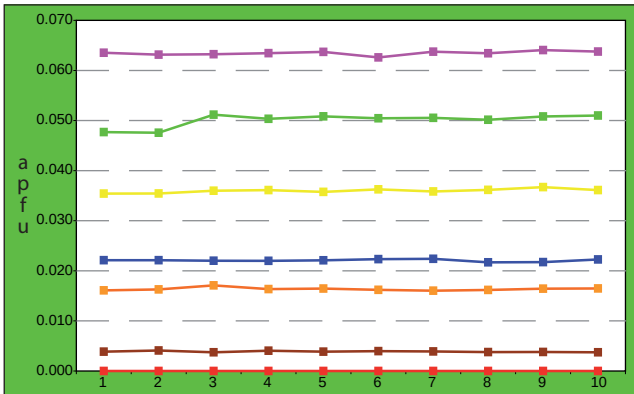
SiO_2	39.87
TiO_2	0.39
Al_2O_3	21.96
Cr_2O_3	0.28
V_2O_3	0.83
Fe_2O_3	0.07
FeO	0.00
MnO	0.57
MgO	0.57
CaO	36.84
TOTAL	101.40

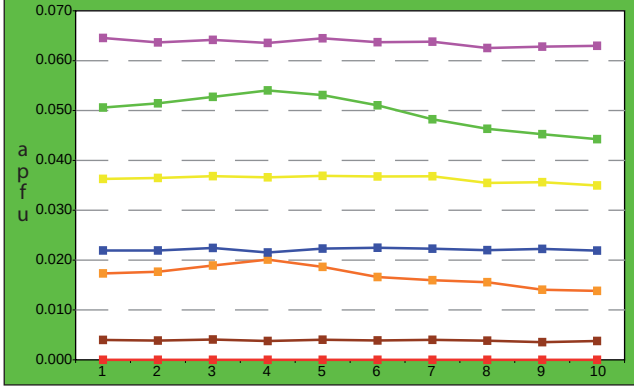
Pyrope	2.1
Almandin	0.0
Spessartine	1.2
Andradite	0.2
Uvarovite	0.8
Goldmanite	2.5
Grossulaire	93.2
TOTAL	100

Si	2.965
Al_{IV}	0.035
somme	3.000
Al_{VI}	1.889
Ti	0.022
Cr	0.017
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.050
somme	1.981
Fe_{II}	0.000
Mn	0.036
Mg	0.064
Ca	2.935
somme	3.035
TOTAL	8.016

TYPE CHIMIQUE

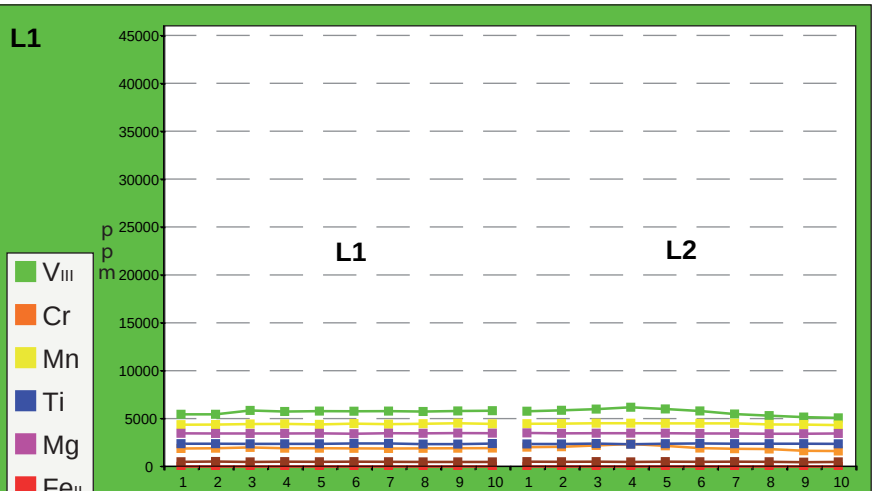






L1

L2

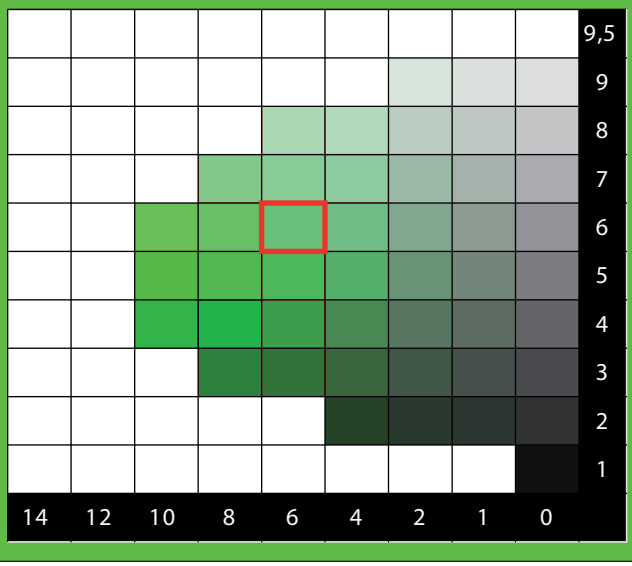


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	5661	5064	6179	0.050	0.044	0.054
Chrome	1931	1615	2347	0.017	0.014	0.020
Manganèse	4432	4314	4515	0.036	0.035	0.037
Titane	2365	2314	2404	0.022	0.022	0.022
Magnésium	3455	3413	3504	0.064	0.063	0.065
Fer II	0	0	0	0.000	0.000	0.000
Fer III	484	443	513	0.004	0.004	0.004

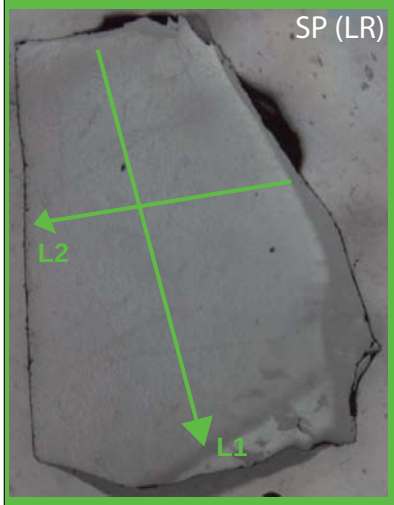
V8c

Placer Lemshuku
5G 6/6

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

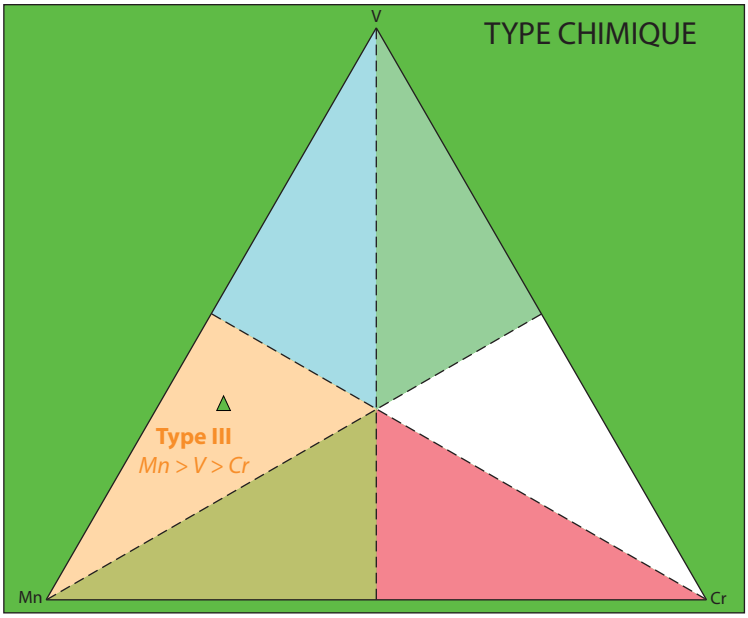


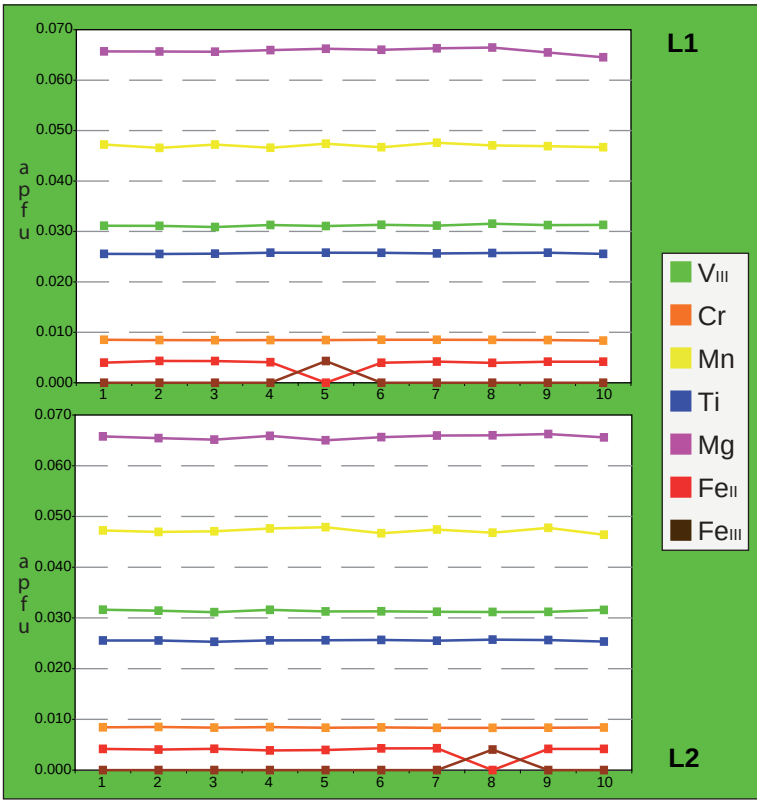
SiO_2	39.61
TiO_2	0.45
Al_2O_3	21.59
Cr_2O_3	0.14
V_2O_3	0.51
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.73
MgO	0.58
CaO	35.41
TOTAL	99.10

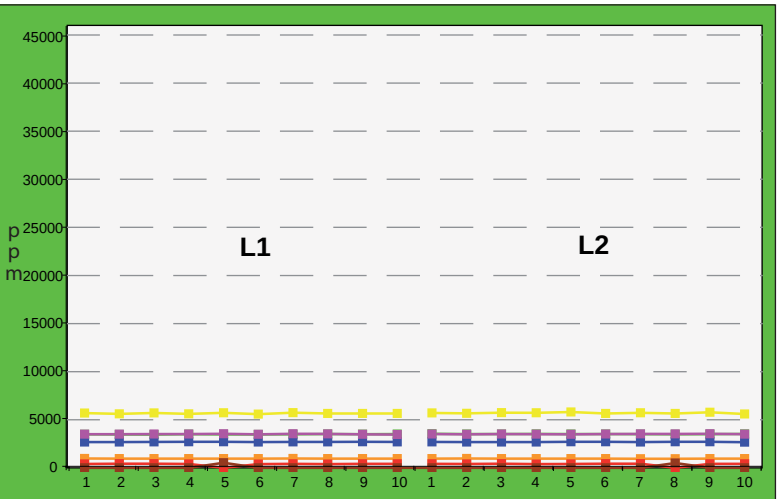
Pyrope	2.2
Almandin	0.1
Spessartine	1.6
Andradite	0.0
Uvarovite	0.4
Goldmanite	1.6
Grossulaire	94.1
TOTAL	100

Si	3.002
Al_{IV}	0.000
somme	3.002
Al_{VI}	1.929
Ti	0.026
Cr	0.008
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.031
somme	1.994
Fe_{II}	0.004
Mn	0.047
Mg	0.066
Ca	2.875
somme	2.992
TOTAL	7.988

TYPE CHIMIQUE







	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	3499	3460	3541	0.031	0.031	0.032
Chrome	963	951	972	0.008	0.008	0.009
Manganèse	5681	5584	5801	0.047	0.046	0.048
Titane	2694	2662	2710	0.026	0.025	0.026
Magnésium	3509	3456	3546	0.066	0.065	0.066
Fer II	416	0	433	0.004	0.000	0.004
Fer III	0	0	529	0.000	0.000	0.004

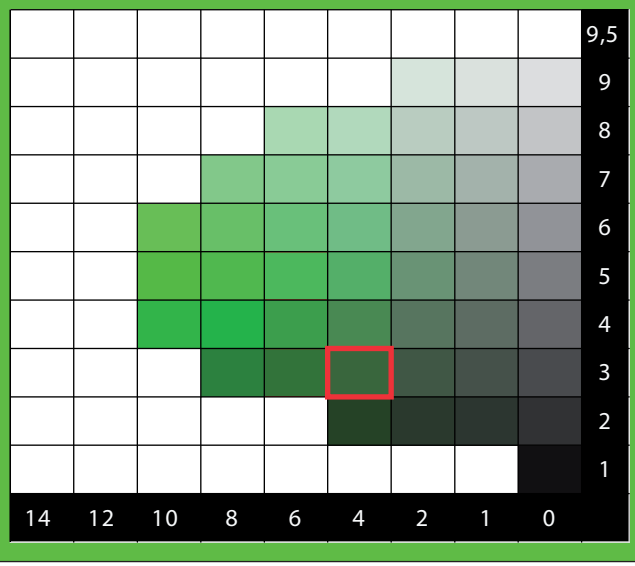
V10c

Placer Lemshuku
5G 3/4

Pierre brute

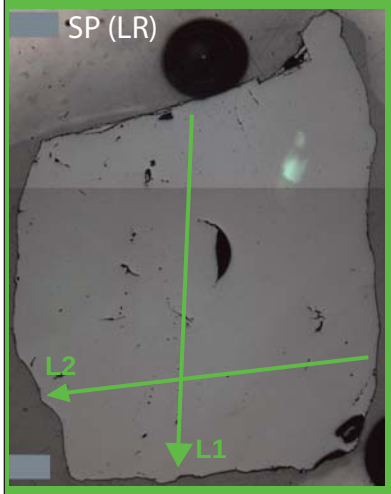
SP

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

SP (LR)

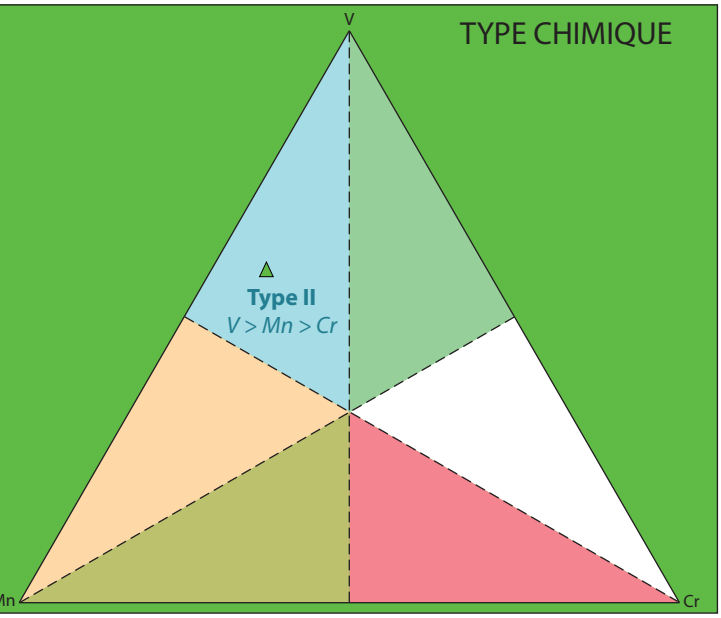


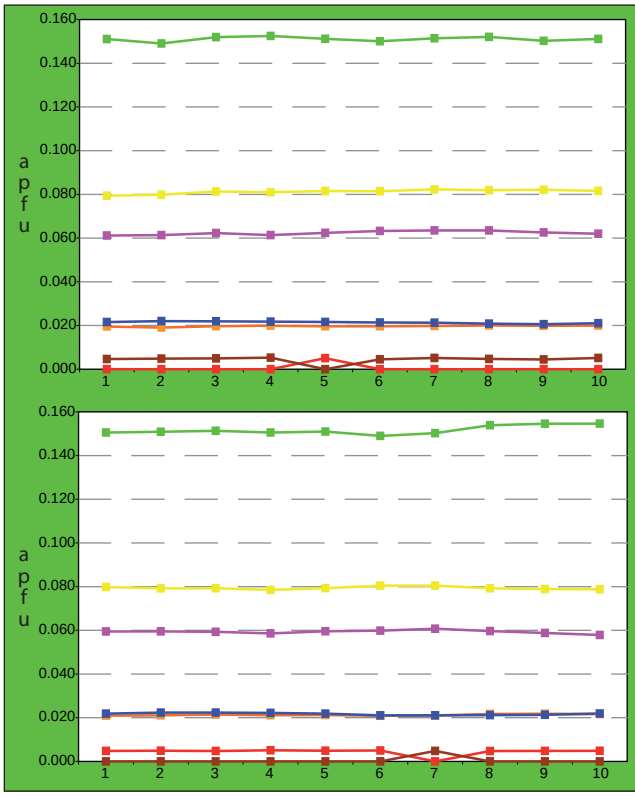
SiO_2	39.57
TiO_2	0.38
Al_2O_3	20.46
Cr_2O_3	0.34
V_2O_3	2.51
Fe_2O_3	0.09
FeO	0.00
MnO	1.26
MgO	0.54
CaO	35.49
TOTAL	100.64

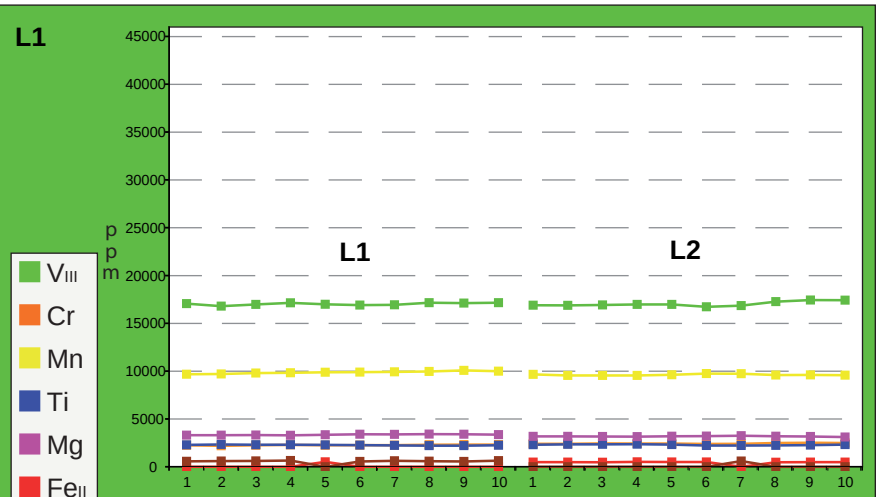
Pyrope	2.0
Almandin	0.0
Spessartine	2.7
Andradite	0.2
Uvarovite	1.0
Goldmanite	7.6
Grossulaire	86.4
TOTAL	100

Si	2.981
Al_{IV}	0.019
somme	3.000
Al_{VI}	1.797
Ti	0.022
Cr	0.020
Fe_{III}	0.005
V_{III}	0.151
somme	1.995
Fe_{II}	0.000
Mn	0.080
Mg	0.061
Ca	2.865
somme	3.006
TOTAL	8.001

TYPE CHIMIQUE



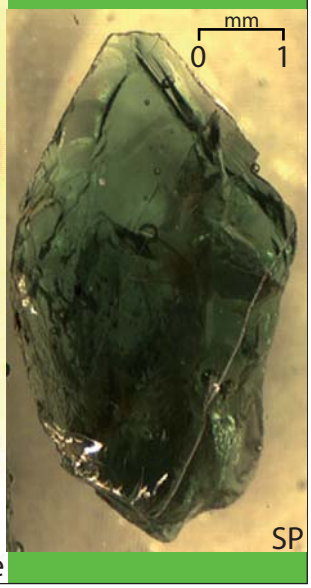




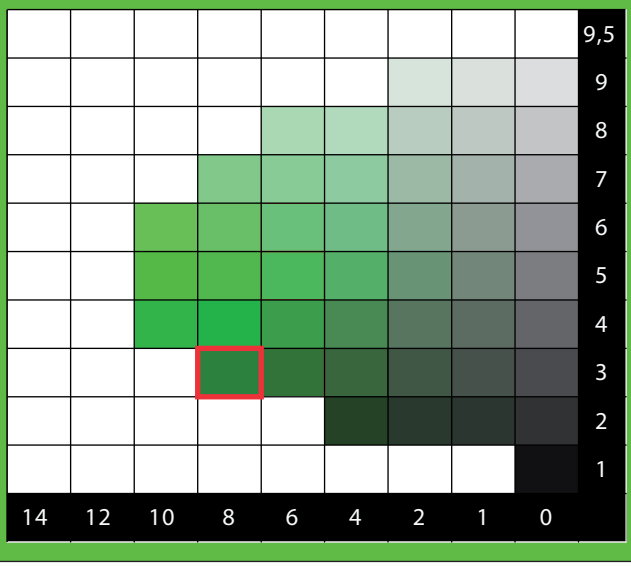
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	17034	16735	17442	0.151	0.149	0.155
Chrome	2355	2190	2511	0.020	0.019	0.022
Manganèse	9749	9557	10083	0.080	0.079	0.082
Titane	2281	2206	2356	0.022	0.021	0.022
Magnésium	3267	3112	3419	0.061	0.058	0.064
Fer II	0	0	516	0.000	0.000	0.005
Fer III	601	0	653	0.005	0.000	0.005

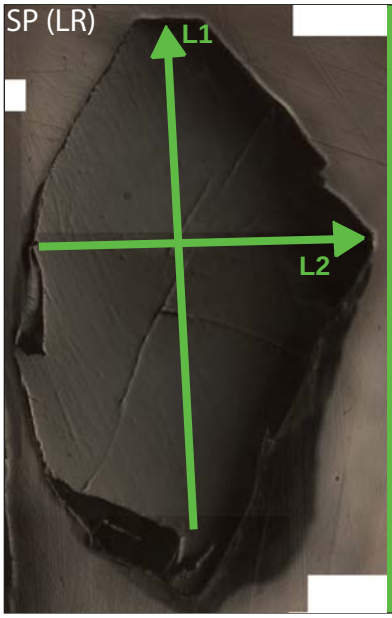
V10d

Placer Lemshuku
5G 3/8



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





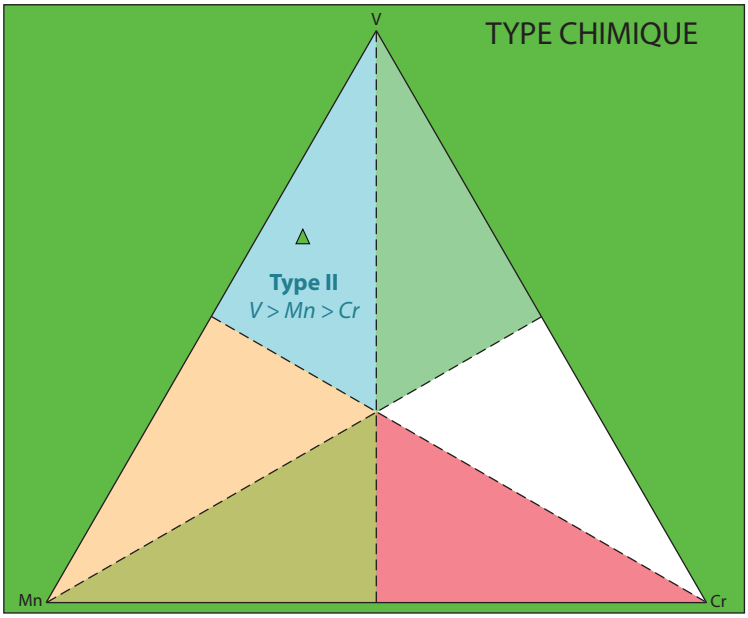
ANALYSES MOYENNES

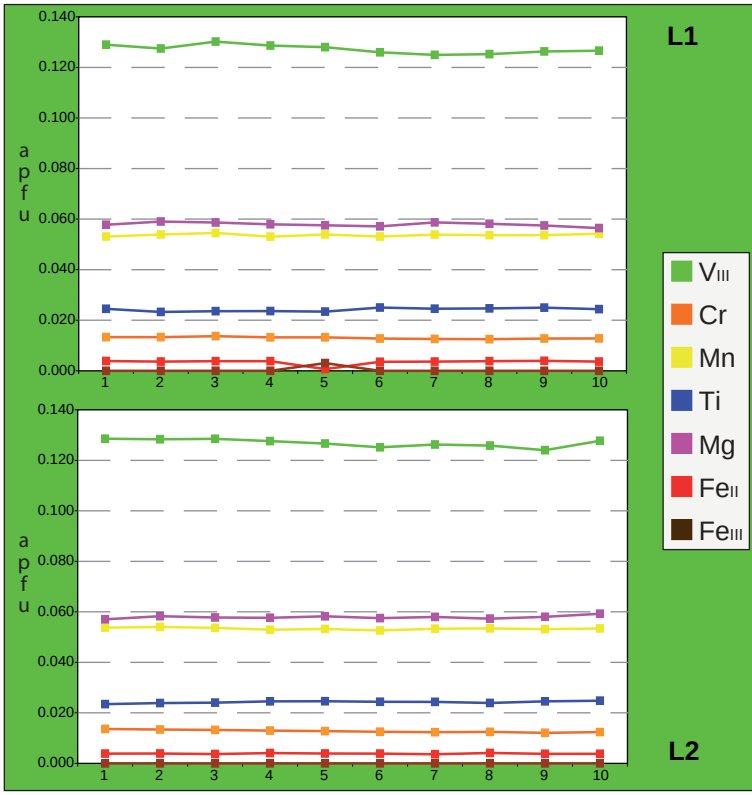
SiO_2	39.70
TiO_2	0.42
Al_2O_3	20.26
Cr_2O_3	0.21
V_2O_3	2.09
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	0.83
MgO	0.51
CaO	35.29
TOTAL	99.38

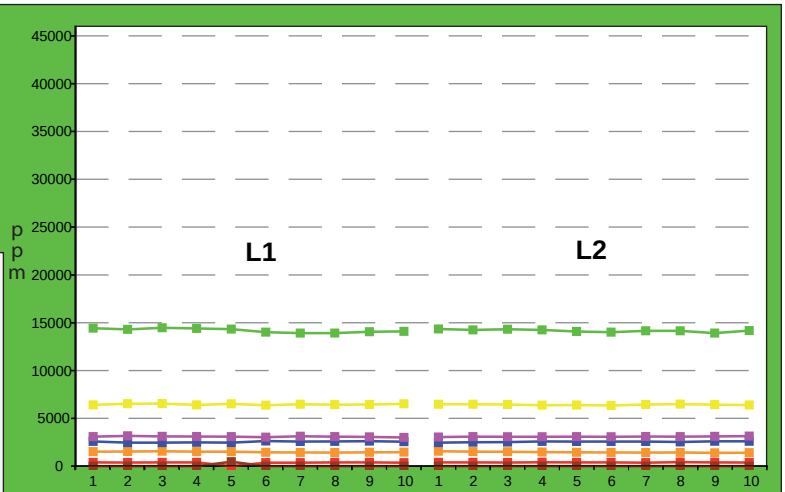
Pyrope	1.9
Almandin	0.1
Spessartine	1.8
Andradite	0.0
Uvarovite	0.7
Goldmanite	6.4
Grossulaire	89.1
TOTAL	100

Si	3.016
Al_{IV}	0.000
somme	3.016
Al_{VI}	1.814
Ti	0.024
Cr	0.013
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.127
somme	1.978
Fe_{II}	0.004
Mn	0.054
Mg	0.058
Ca	2.873
somme	2.988
TOTAL	7.983

TYPE CHIMIQUE



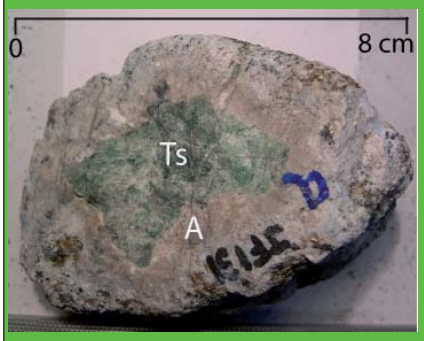




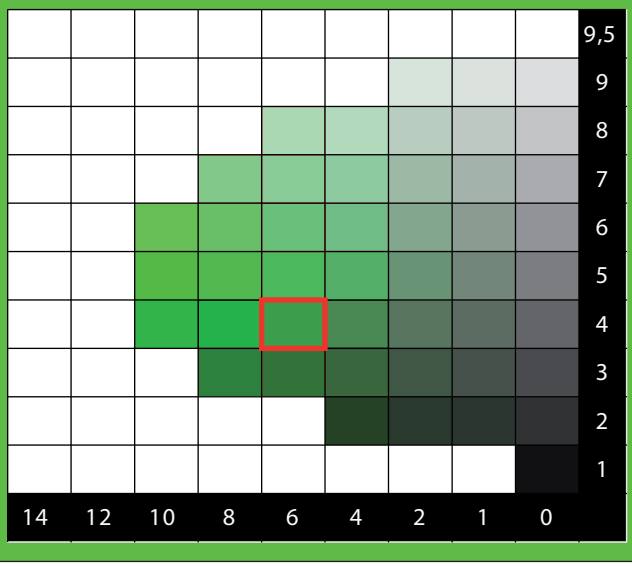
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	14177	13908	14472	0.127	0.124	0.130
Chrome	1469	1382	1553	0.013	0.012	0.014
Manganèse	6441	6351	6536	0.054	0.053	0.055
Titane	2543	2458	2620	0.024	0.023	0.025
Magnésium	3082	2997	3160	0.058	0.056	0.059
Fer II	381	0	414	0.004	0.001	0.004
Fer III	0	0	459	0.000	0.000	0.003

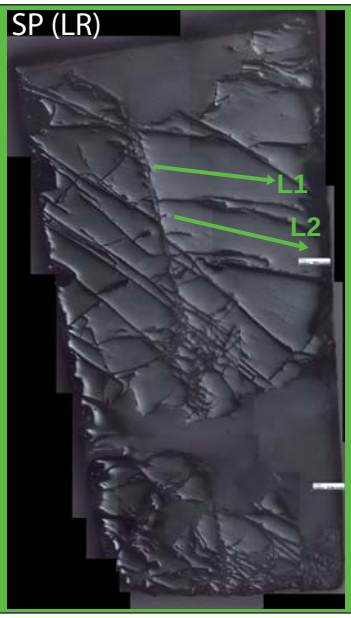
JF131-A (1/2)

Komolo
5G 4/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





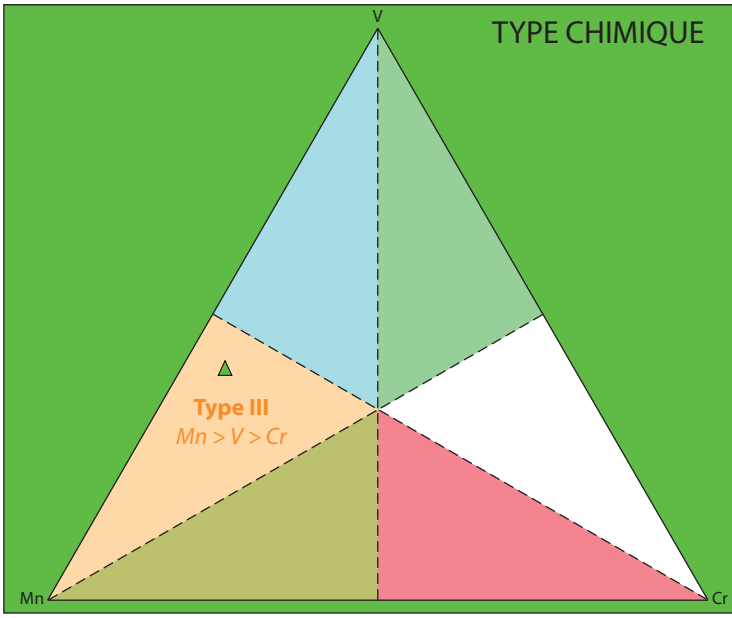
ANALYSES MOYENNES

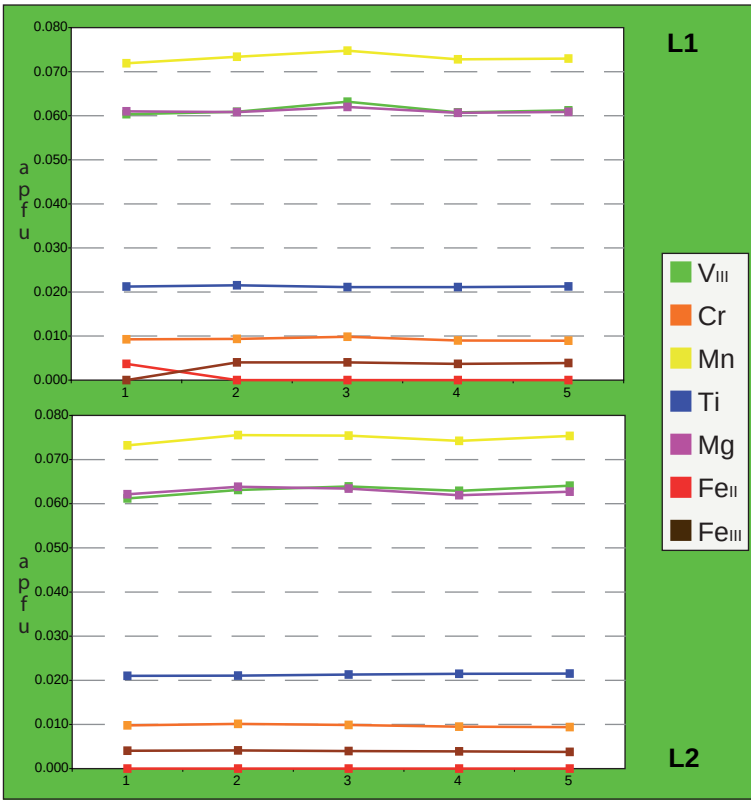
SiO_2	38.17
TiO_2	0.37
Al_2O_3	22.09
Cr_2O_3	0.16
V_2O_3	1.01
Fe_2O_3	0.07
FeO	0.00
MnO	1.15
MgO	0.55
CaO	35.80
TOTAL	99.36

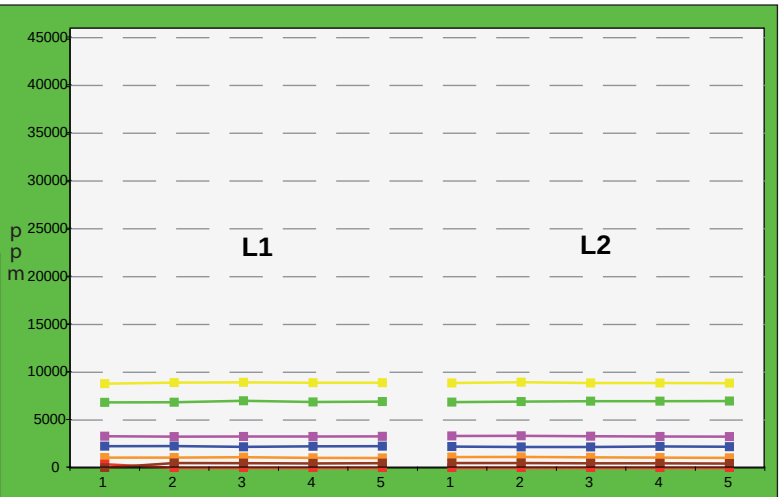
Pyrope	2.0
Almandin	0.0
Spessartine	2.4
Andradite	0.2
Uvarovite	0.5
Goldmanite	3.1
Grossulaire	91.8
TOTAL	100

Si	2.907
Al_{IV}	0.093
somme	3.000
Al_{VI}	1.889
Ti	0.021
Cr	0.009
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.061
somme	1.985
Fe_{II}	0.000
Mn	0.074
Mg	0.062
Ca	2.921
somme	3.058
TOTAL	8.043

TYPE CHIMIQUE



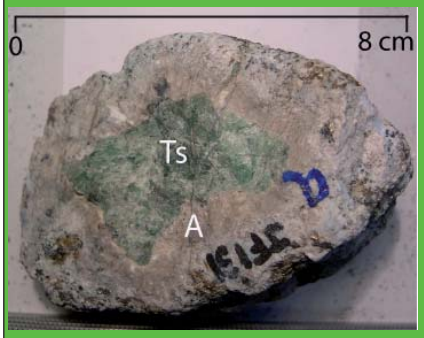




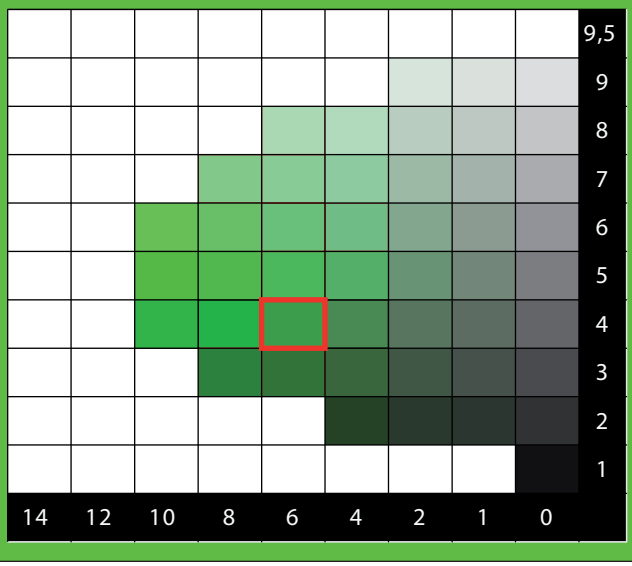
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	6832	6573	7008	0.061	0.059	0.064
Chrome	1069	1033	1136	0.009	0.009	0.010
Manganèse	8879	8790	8968	0.074	0.072	0.076
Titane	2234	2176	2278	0.021	0.021	0.022
Magnésium	3306	3263	3407	0.062	0.061	0.064
Fer II	0	0	376	0.000	0.000	0.004
Fer III	476	0	498	0.004	0.000	0.004

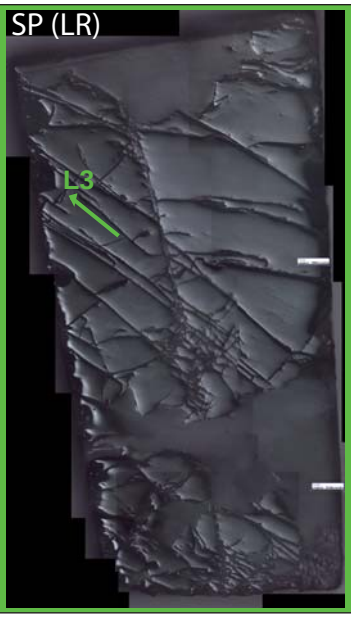
JF131-A (2/2)

Komolo
5G 4/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





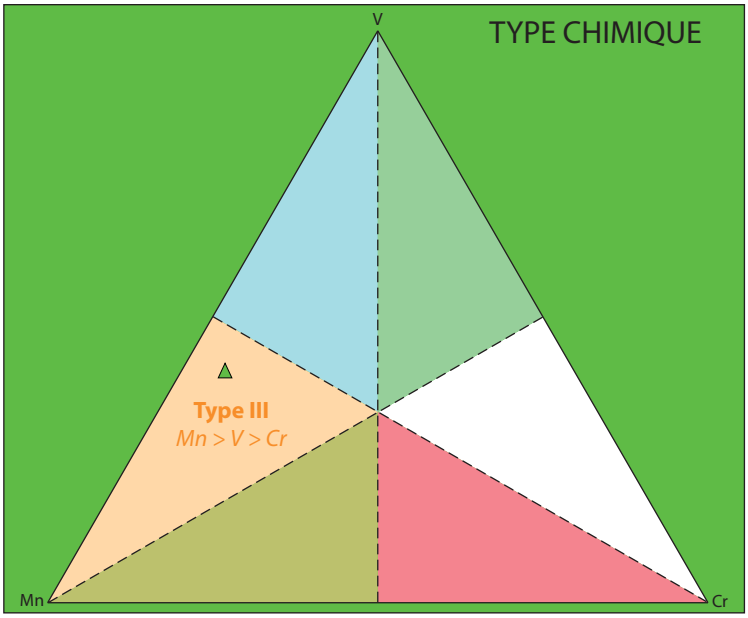
ANALYSES MOYENNES

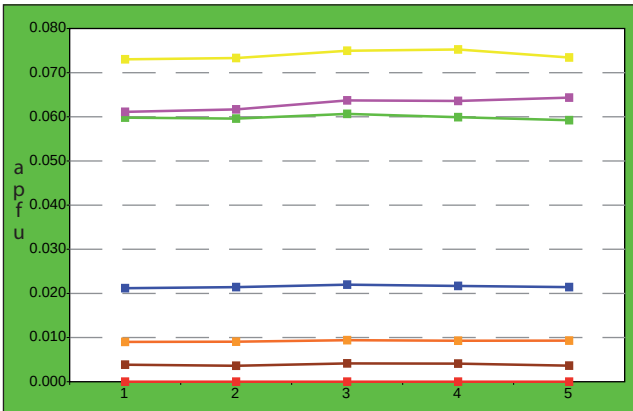
SiO_2	38.17
TiO_2	0.37
Al_2O_3	22.09
Cr_2O_3	0.16
V_2O_3	1.01
Fe_2O_3	0.07
FeO	0.00
MnO	1.15
MgO	0.55
CaO	35.80
TOTAL	99.36

Pyrope	2.0
Almandin	0.0
Spessartine	2.4
Andradite	0.2
Uvarovite	0.5
Goldmanite	3.1
Grossulaire	91.8
TOTAL	100

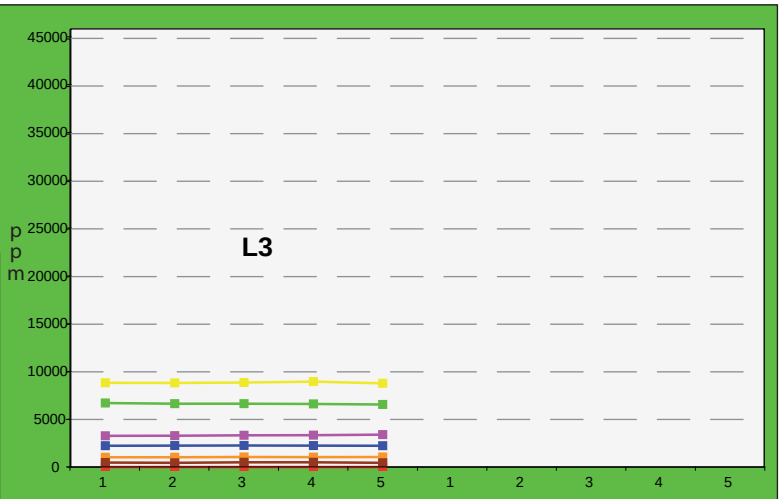
Si	2.907
Al_{IV}	0.093
somme	3.000
Al_{VI}	1.889
Ti	0.021
Cr	0.009
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.061
somme	1.985
Fe_{II}	0.000
Mn	0.074
Mg	0.062
Ca	2.921
somme	3.058
TOTAL	8.043

TYPE CHIMIQUE





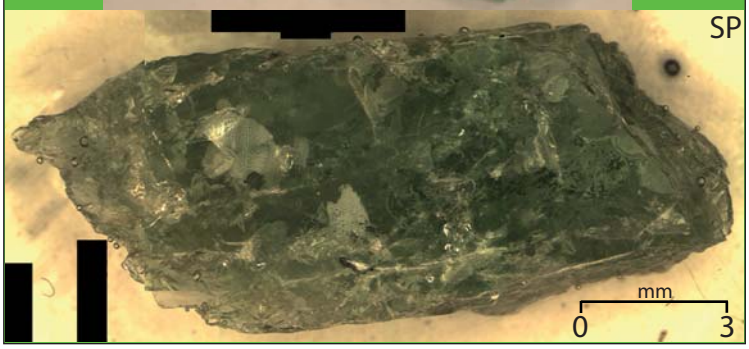
L3



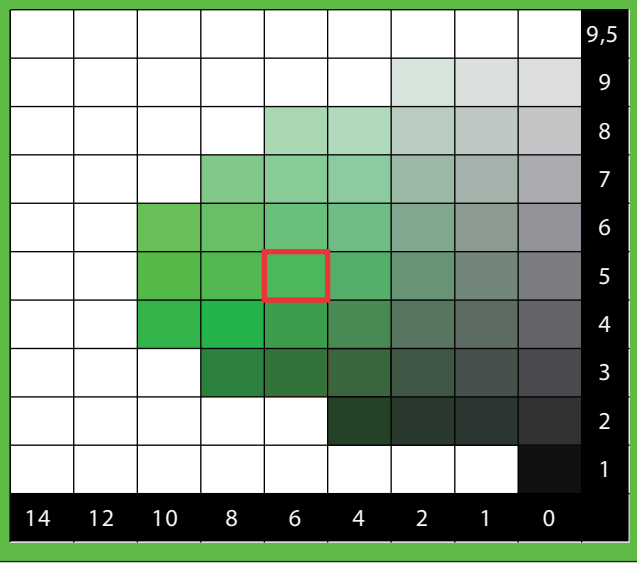
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	6832	6573	7008	0.061	0.059	0.064
Chrome	1069	1033	1136	0.009	0.009	0.010
Manganèse	8879	8790	8968	0.074	0.072	0.076
Titane	2234	2176	2278	0.021	0.021	0.022
Magnésium	3306	3263	3407	0.062	0.061	0.064
Fer II	0	0	376	0.000	0.000	0.004
Fer III	476	0	498	0.004	0.000	0.004

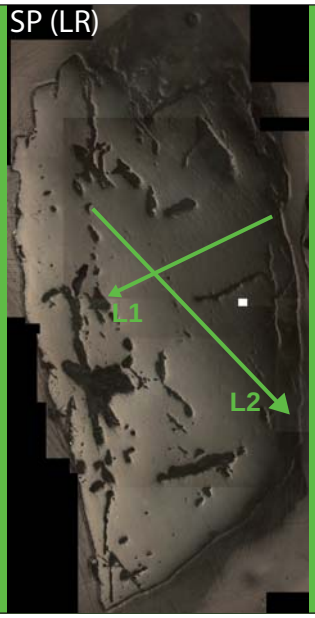
N1

Namalulu
5G 5/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





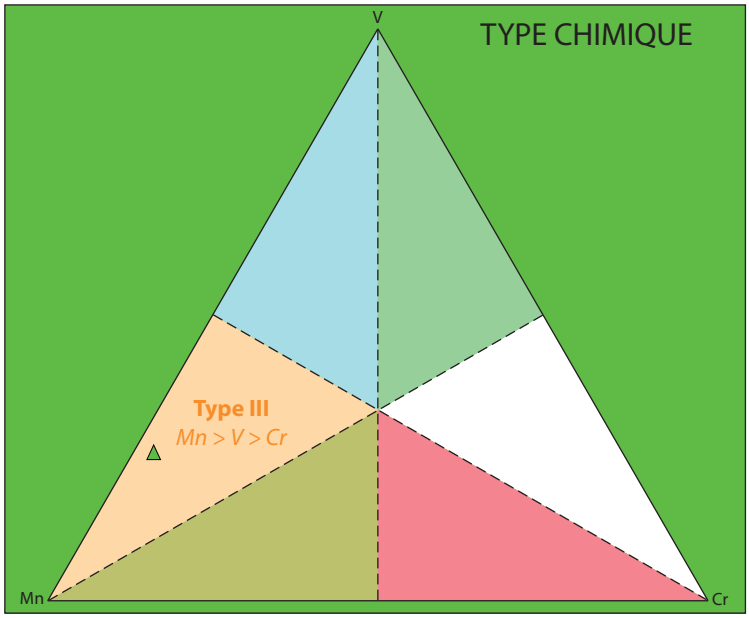
ANALYSES MOYENNES

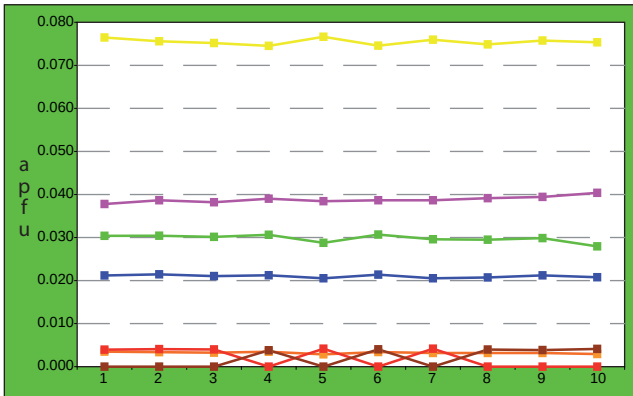
SiO_2	39.62
TiO_2	0.37
Al_2O_3	21.59
Cr_2O_3	0.05
V_2O_3	0.49
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	1.18
MgO	0.34
CaO	35.65
TOTAL	99.36

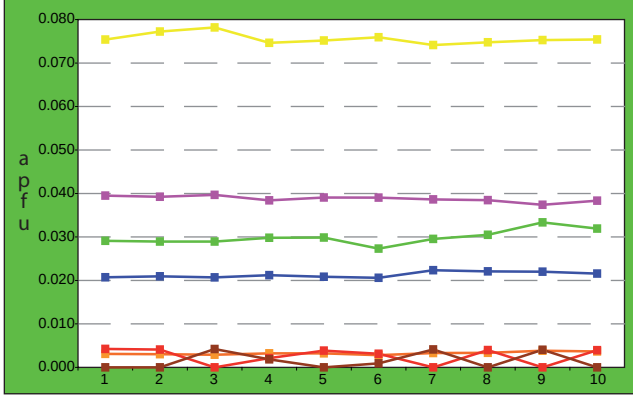
Pyrope	1.3
Almandin	0.1
Spessartine	2.5
Andradite	0.0
Uvarovite	0.2
Goldmanite	1.5
Grossulaire	94.4
TOTAL	100

Si	3.002
Al_{IV}	0.000
somme	3.002
Al_{VI}	1.928
Ti	0.021
Cr	0.003
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.030
somme	1.982
Fe_{II}	0.004
Mn	0.076
Mg	0.039
Ca	2.895
somme	3.013
TOTAL	7.997

TYPE CHIMIQUE

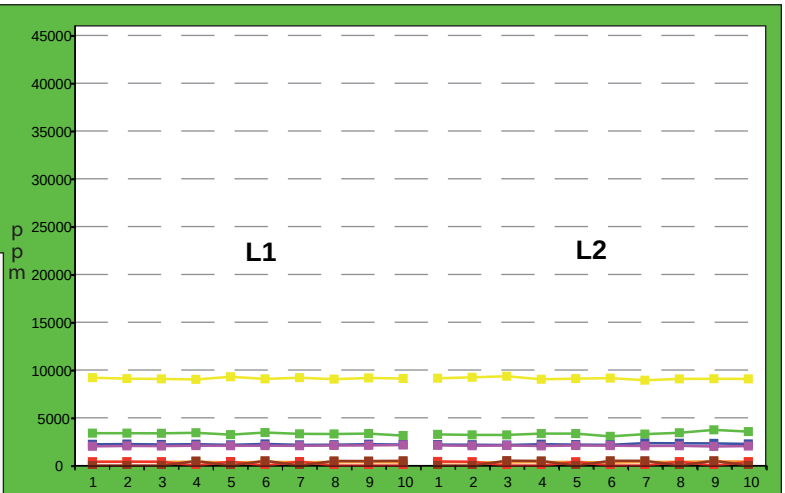






L1

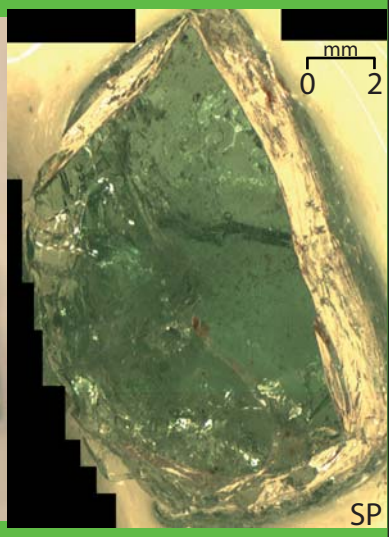
L2



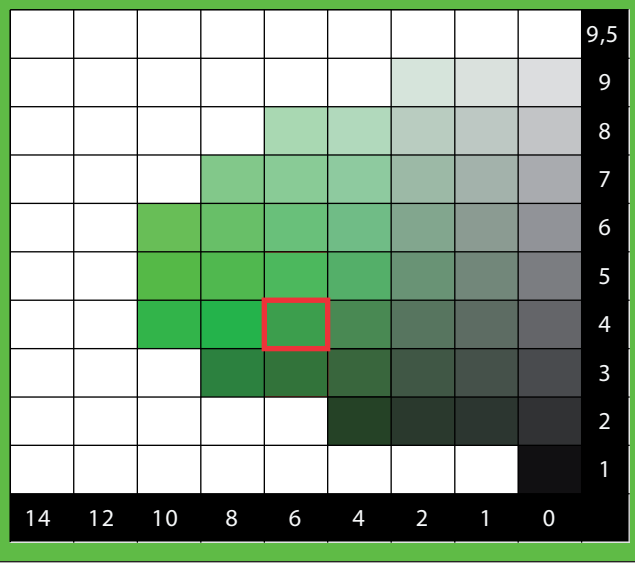
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	3341	3052	3732	0.030	0.027	0.033
Chrome	370	322	438	0.003	0.003	0.004
Manganèse	9117	8922	9348	0.076	0.074	0.078
Titane	2225	2158	2344	0.021	0.021	0.022
Magnésium	2072	1996	2159	0.039	0.037	0.040
Fer II	405	0	427	0.004	0.000	0.004
Fer III	0	0	513	0.000	0.000	0.004

N4

Namalulu
5G 4/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



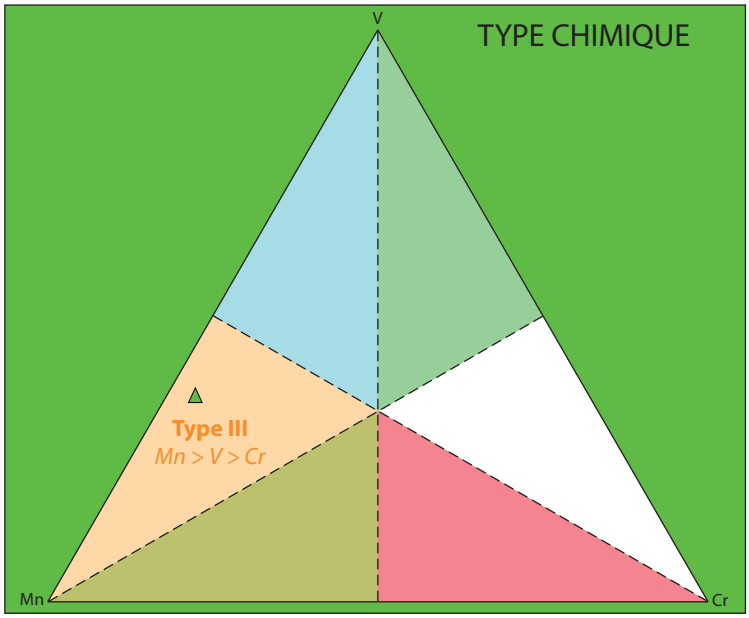
ANALYSES MOYENNES

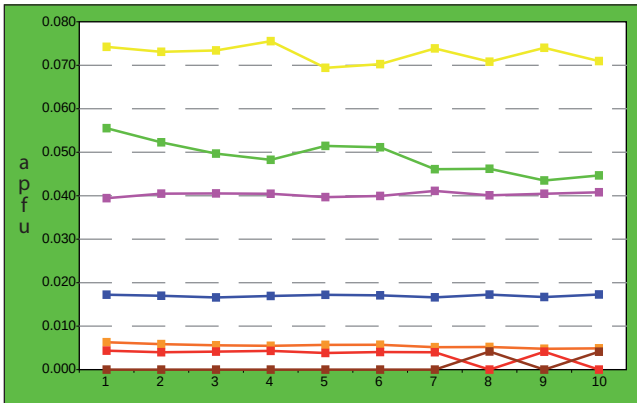
SiO_2	39.55
TiO_2	0.30
Al_2O_3	21.61
Cr_2O_3	0.09
V_2O_3	0.77
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	1.12
MgO	0.36
CaO	35.50
TOTAL	99.36

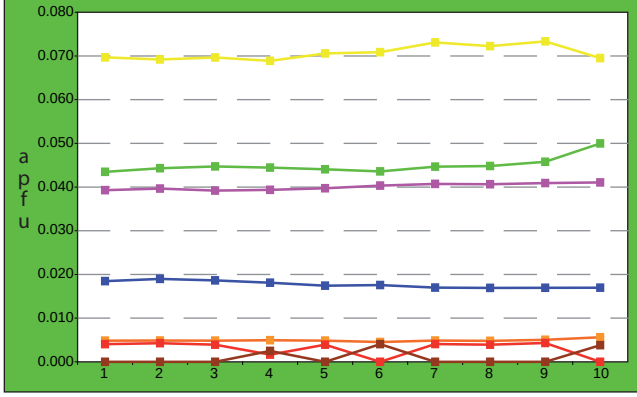
Pyrope	1.3
Almandin	0.1
Spessartine	2.4
Andradite	0.0
Uvarovite	0.3
Goldmanite	2.4
Grossulaire	93.5
TOTAL	100

Si	2.997
Al_{IV}	0.003
somme	3.000
Al_{VI}	1.927
Ti	0.017
Cr	0.005
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.047
somme	1.996
Fe_{II}	0.004
Mn	0.072
Mg	0.040
Ca	2.882
somme	2.998
TOTAL	7.995

TYPE CHIMIQUE

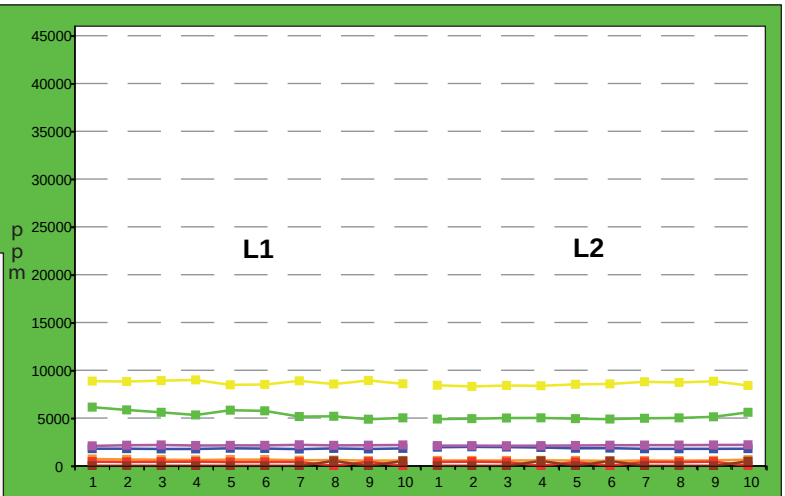






L1

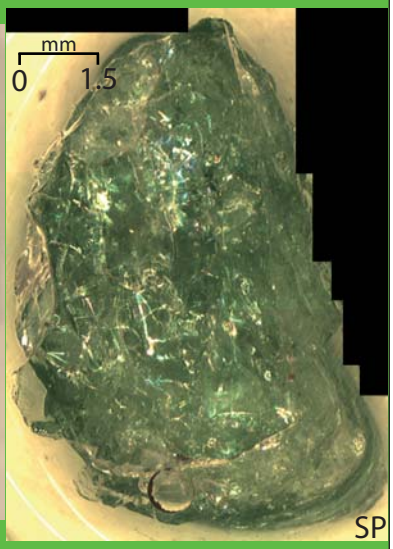
L2



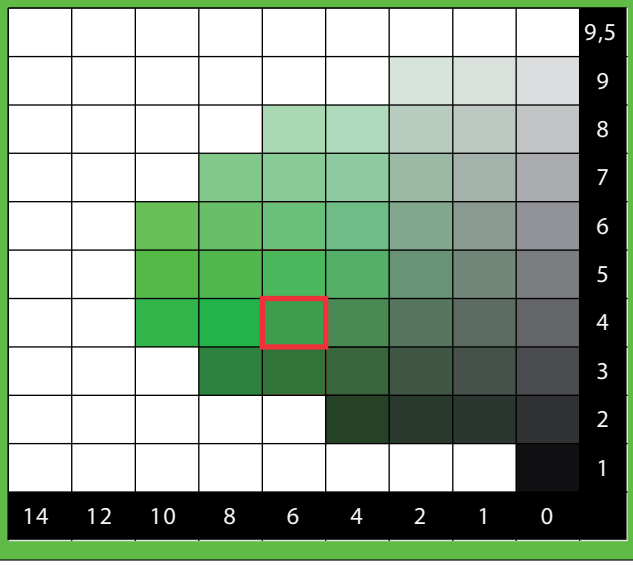
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	5251	4867	614	0.047	0.043	0.056
Chrome	594	520	712	0.005	0.005	0.006
Manganèse	8643	8302	8984	0.072	0.069	0.076
Titane	1825	1745	1984	0.017	0.017	0.019
Magnésium	2146	2081	2195	0.040	0.039	0.041
Fer II	410	0	433	0.004	0.000	0.004
Fer III	0	0	513	0.000	0.000	0.004

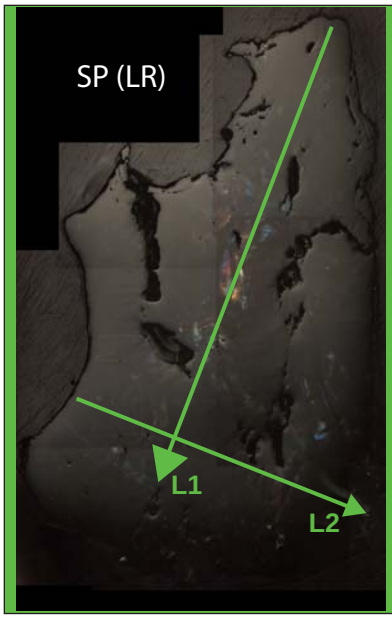
N5

Namalulu
5G 4/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





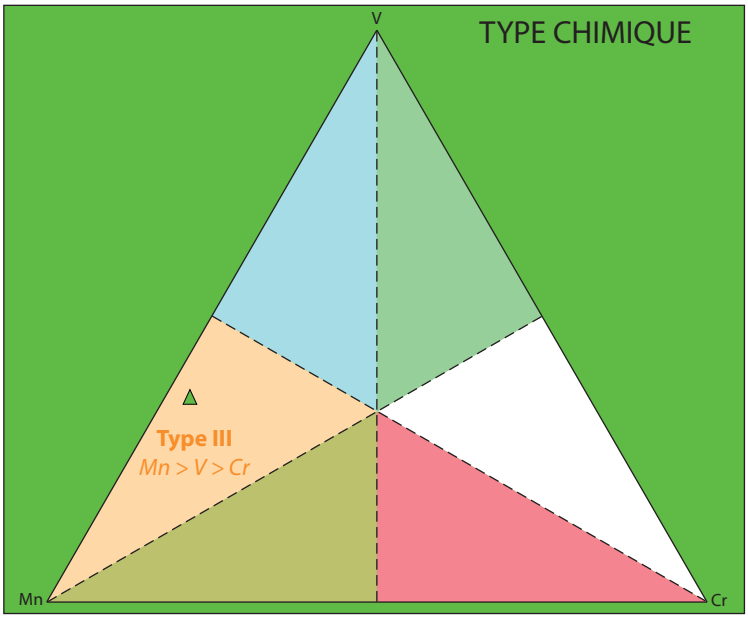
ANALYSES MOYENNES

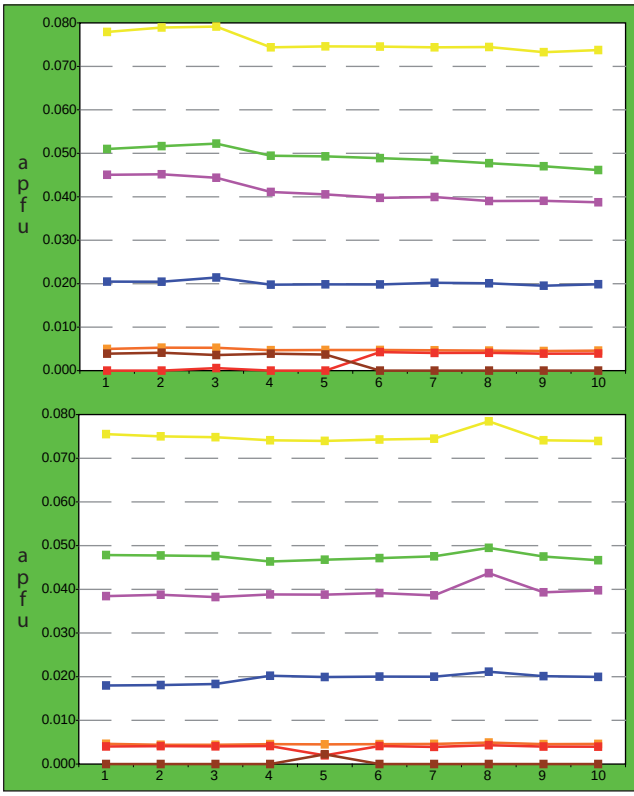
SiO_2	39.77
TiO_2	0.35
Al_2O_3	21.49
Cr_2O_3	0.08
V_2O_3	0.80
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	1.18
MgO	0.36
CaO	35.69
TOTAL	99.76

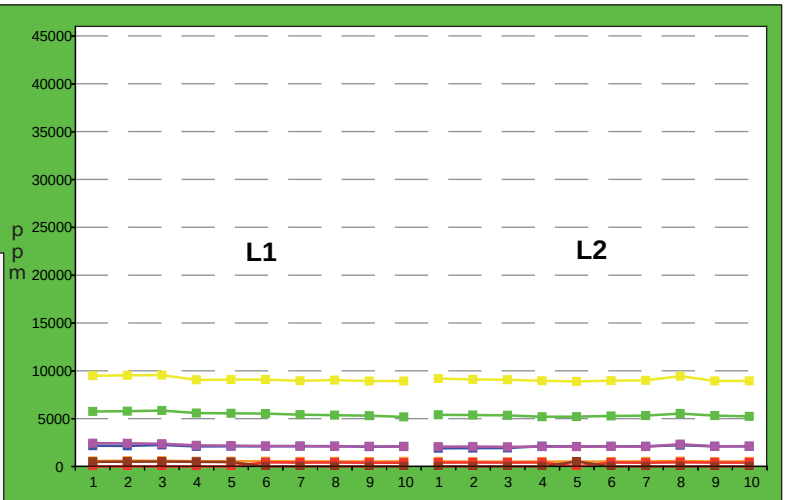
Pyrope	1.3
Almandin	0.1
Spessartine	2.5
Andradite	0.0
Uvarovite	0.2
Goldmanite	2.4
Grossulaire	93.4
TOTAL	100

Si	3.003
Al_{IV}	0.000
somme	3.003
Al_{VI}	1.911
Ti	0.020
Cr	0.005
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.048
somme	1.984
Fe_{II}	0.004
Mn	0.075
Mg	0.040
Ca	2.888
somme	3.008
TOTAL	7.995

TYPE CHIMIQUE



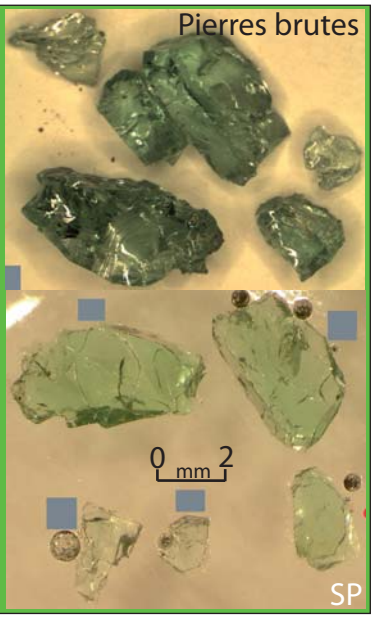




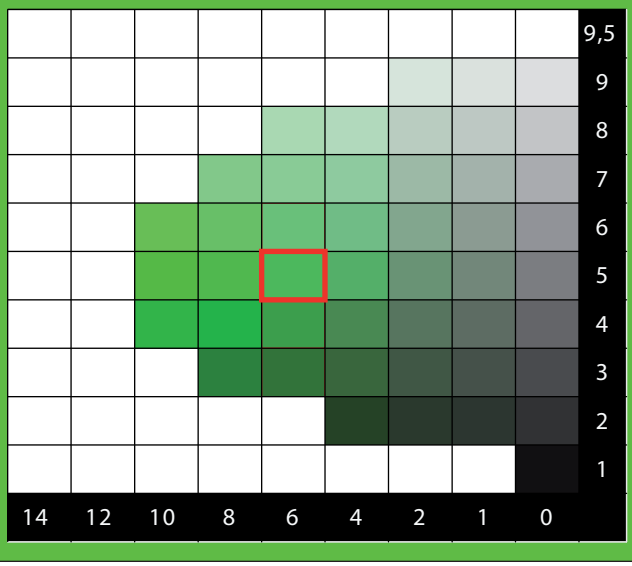
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	5425	5180	5846	0.048	0.046	0.052
Chrome	538	506	602	0.005	0.004	0.005
Manganèse	9105	8891	9557	0.075	0.073	0.079
Titane	2096	1906	2254	0.020	0.018	0.021
Magnésium	2160	2051	2424	0.040	0.038	0.045
Fer II	408	0	433	0.004	0.000	0.004
Fer III	0	0	513	0.000	0.000	0.004

JF095

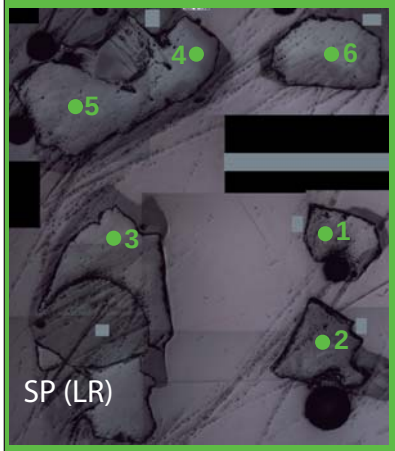
Namalulu
5G 5/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

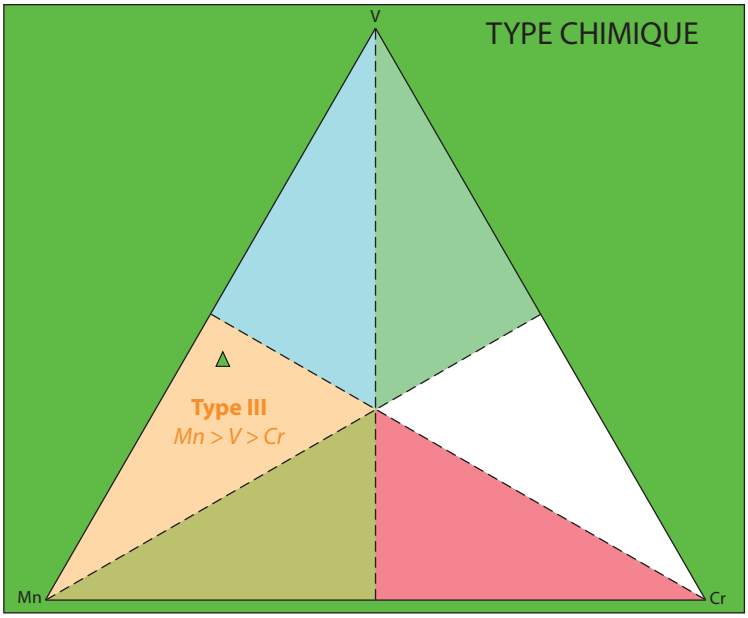


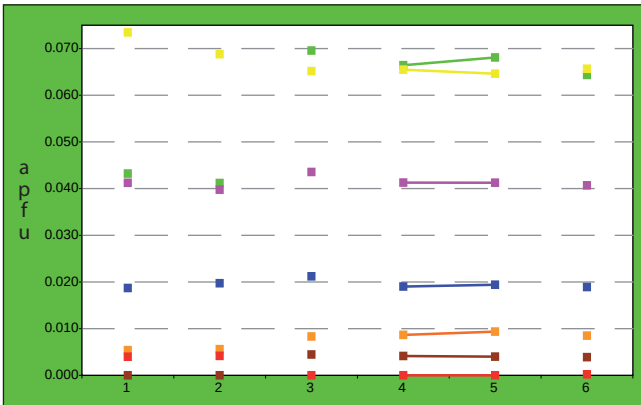
SiO_2	39.39
TiO_2	0.34
Al_2O_3	21.97
Cr_2O_3	0.13
V_2O_3	0.97
Fe_2O_3	0.07
FeO	0.00
MnO	1.05
MgO	0.37
CaO	35.72
TOTAL	100.02

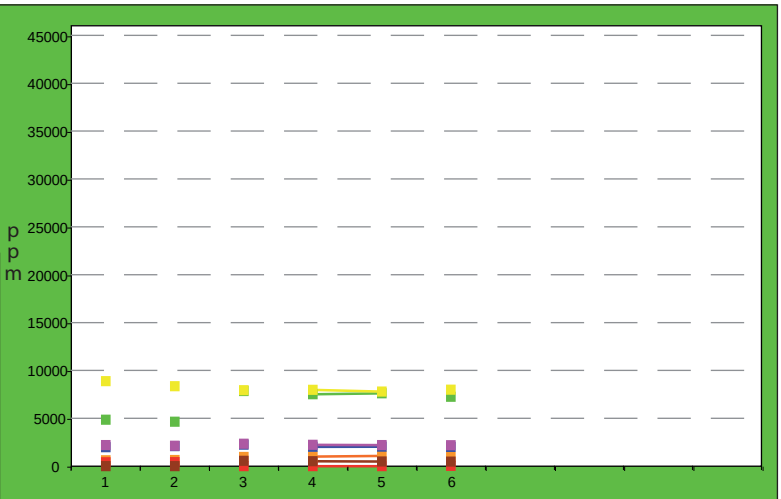
Pyrope	1.4
Almandin	0.0
Spessartine	2.2
Andradite	0.2
Uvarovite	0.4
Goldmanite	2.9
Grossulaire	92.9
TOTAL	100

Si	2.968
Al_{IV}	0.032
somme	3.000
Al_{VI}	1.919
Ti	0.019
Cr	0.008
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.059
somme	2.009
Fe_{II}	0.000
Mn	0.067
Mg	0.041
Ca	2.884
somme	2.992
TOTAL	8.002

TYPE CHIMIQUE



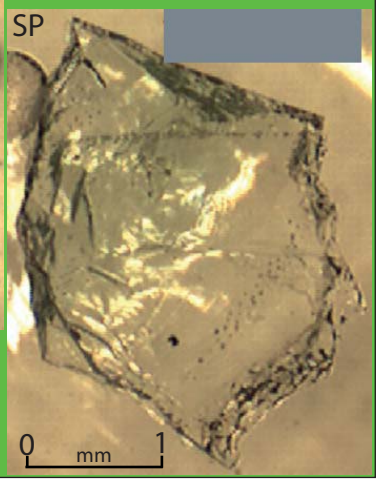




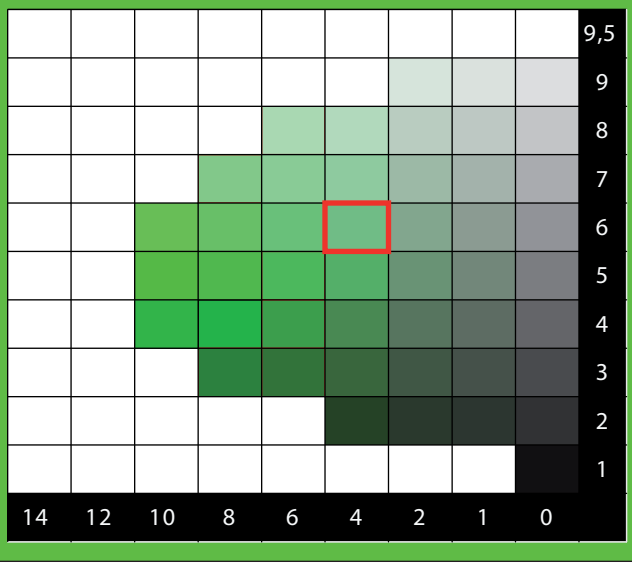
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	6617	4636	7851	0.059	0.041	0.070
Chrome	877	616	1067	0.008	0.005	0.009
Manganèse	8152	7791	8883	0.067	0.065	0.073
Titane	2061	1972	2248	0.019	0.019	0.021
Magnésium	2217	2135	2346	0.041	0.040	0.044
Fer II	0	0	420	0.000	0.000	0.004
Fer III	510	0	552	0.004	0.000	0.004

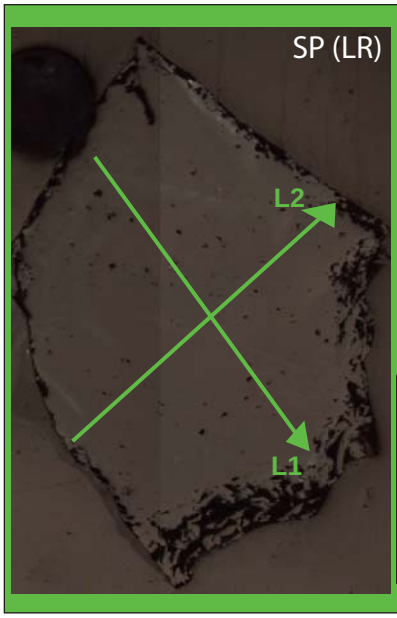
ME1-A

Merelani
5G 6/4



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





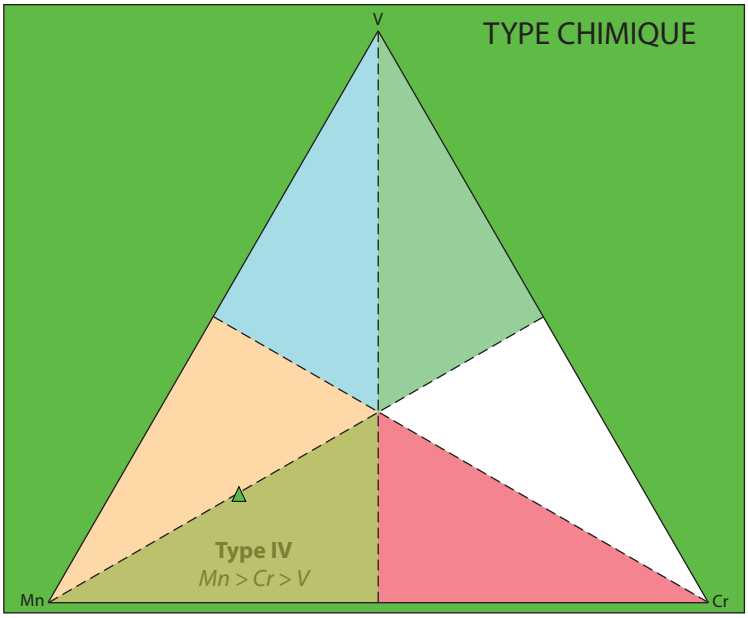
ANALYSES MOYENNES

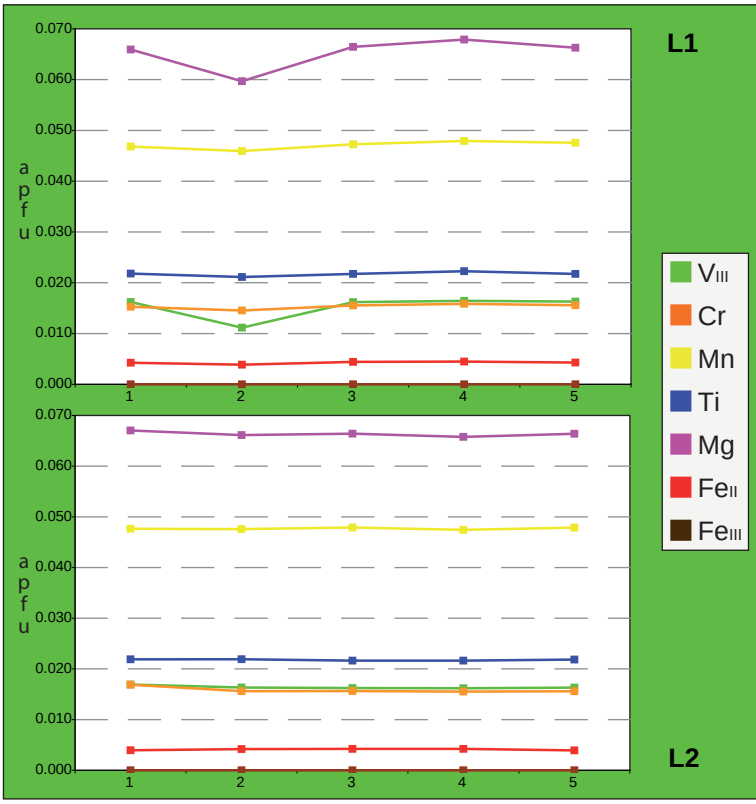
SiO_2	39.83
TiO_2	0.38
Al_2O_3	21.46
Cr_2O_3	0.26
V_2O_3	0.26
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.74
MgO	0.58
CaO	35.52
TOTAL	99.10

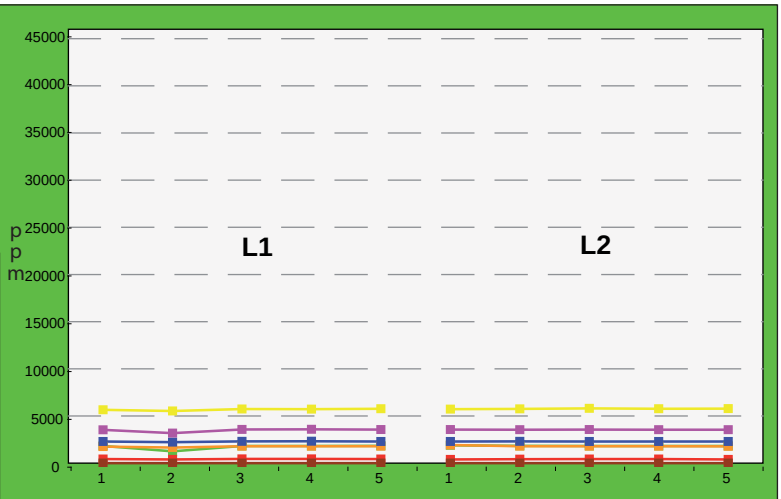
Pyrope	2.2
Almandin	0.1
Spessartine	1.6
Andradite	0.0
Uvarovite	0.8
Goldmanite	0.8
Grossulaire	94.5
TOTAL	100

Si	3.017
Al_{IV}	0.000
somme	3.017
Al_{VI}	1.916
Ti	0.022
Cr	0.016
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.016
somme	1.969
Fe_{II}	0.004
Mn	0.047
Mg	0.066
Ca	2.883
somme	3.000
TOTAL	7.987

TYPE CHIMIQUE



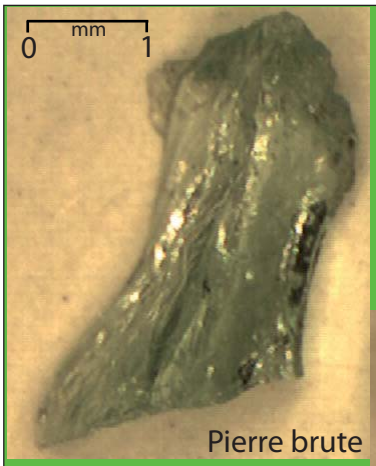


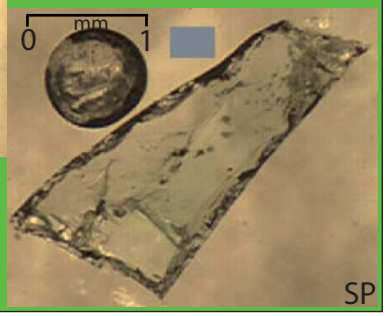


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	1771	1244	1883	0.016	0.011	0.017
Chrome	1782	1656	1916	0.016	0.015	0.017
Manganèse	5720	5530	5801	0.047	0.046	0.048
Titane	2290	2218	2320	0.022	0.021	0.022
Magnésium	3514	3178	3588	0.066	0.060	0.068
Fer II	420	389	446	0.004	0.004	0.004
Fer III	0	0	0	0.000	0.000	0.000

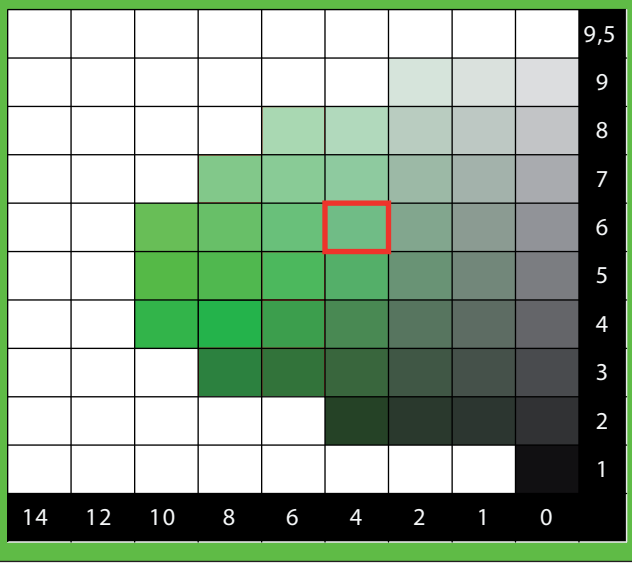
ME1-B

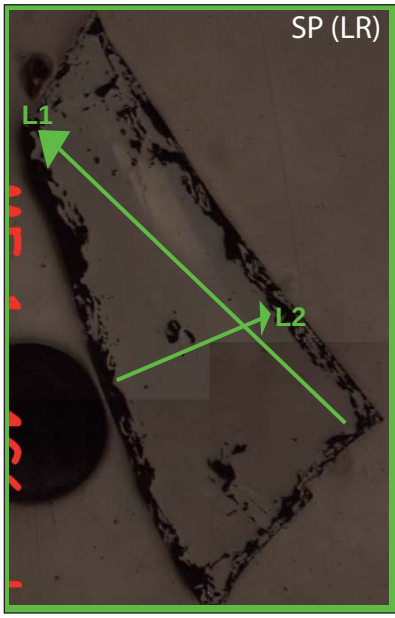
Merelani
5G 6/4





CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





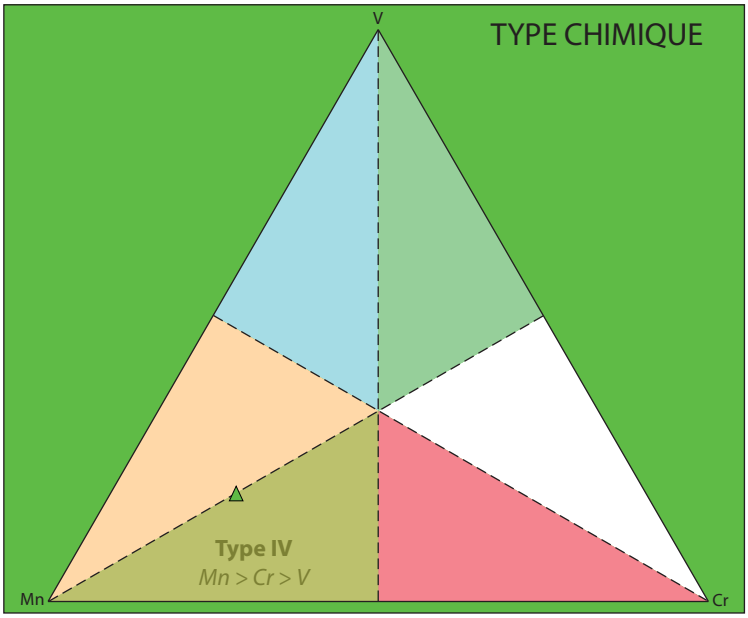
ANALYSES MOYENNES

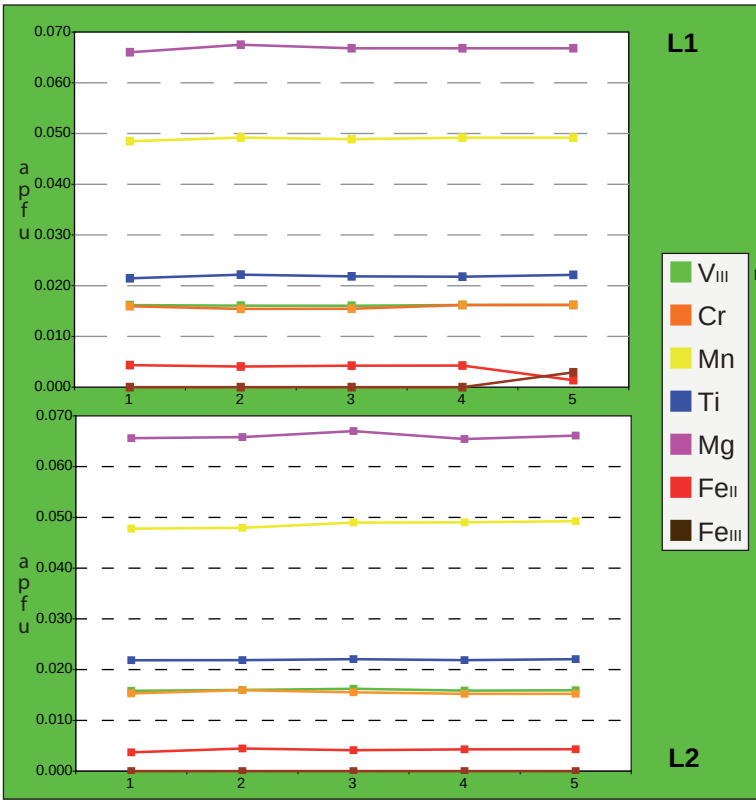
SiO_2	39.79
TiO_2	0.39
Al_2O_3	21.61
Cr_2O_3	0.26
V_2O_3	0.26
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.76
MgO	0.59
CaO	35.53
TOTAL	99.26

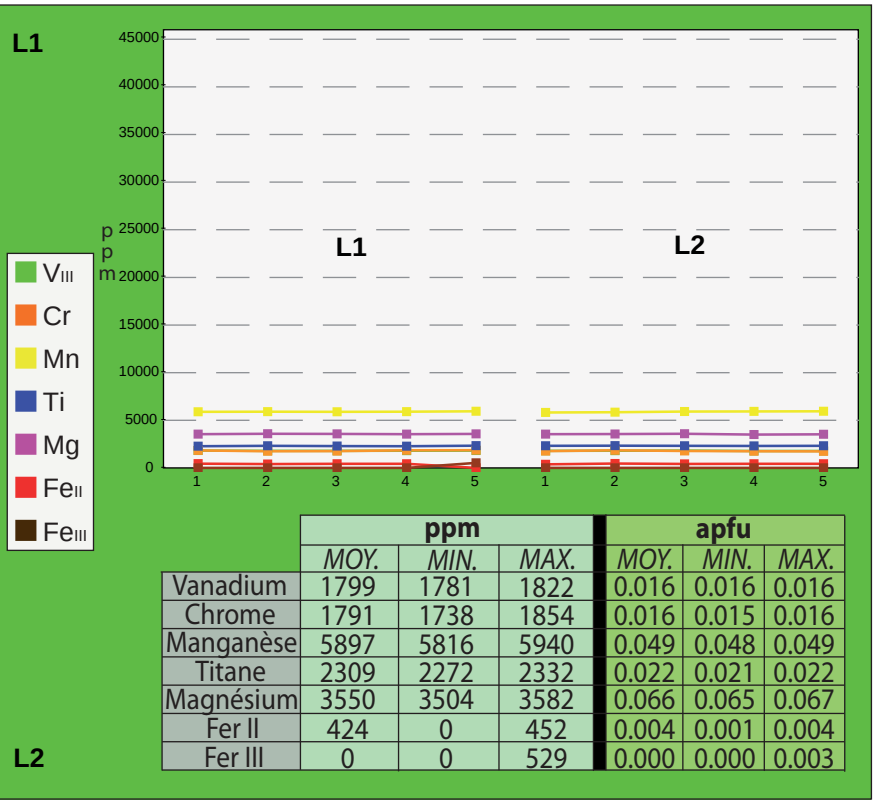
Pyrope	2.2
Almandin	0.1
Spessartine	1.6
Andradite	0.0
Uvarovite	0.8
Goldmanite	0.8
Grossulaire	94.4
TOTAL	100

Si	3.010
Al_{IV}	0.000
somme	3.010
Al_{VI}	1.927
Ti	0.022
Cr	0.016
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.016
somme	1.980
Fe_{II}	0.004
Mn	0.049
Mg	0.066
Ca	2.880
somme	2.999
TOTAL	7.989

TYPE CHIMIQUE



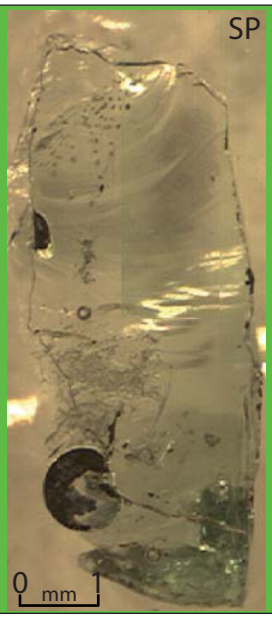




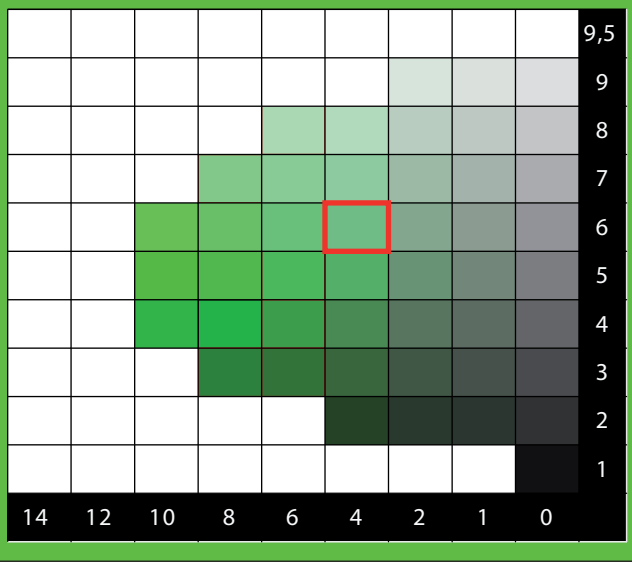
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	1799	1781	1822	0.016	0.016	0.016
Chrome	1791	1738	1854	0.016	0.015	0.016
Manganèse	5897	5816	5940	0.049	0.048	0.049
Titane	2309	2272	2332	0.022	0.021	0.022
Magnésium	3550	3504	3582	0.066	0.065	0.067
Fer II	424	0	452	0.004	0.001	0.004
Fer III	0	0	529	0.000	0.000	0.003

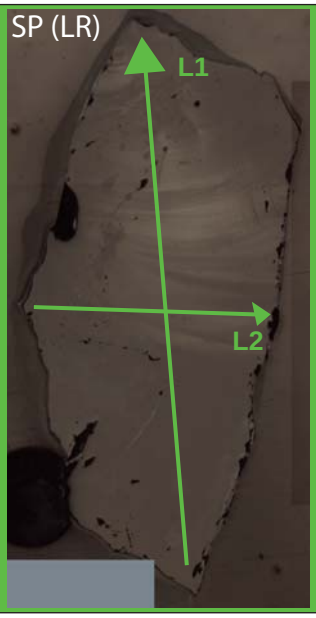
ME1-C

Merelani
5G 6/4



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





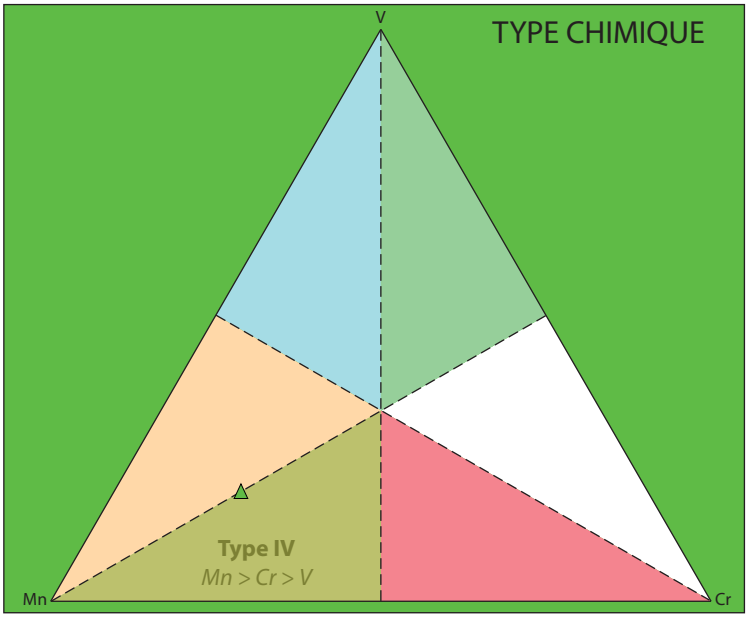
ANALYSES MOYENNES

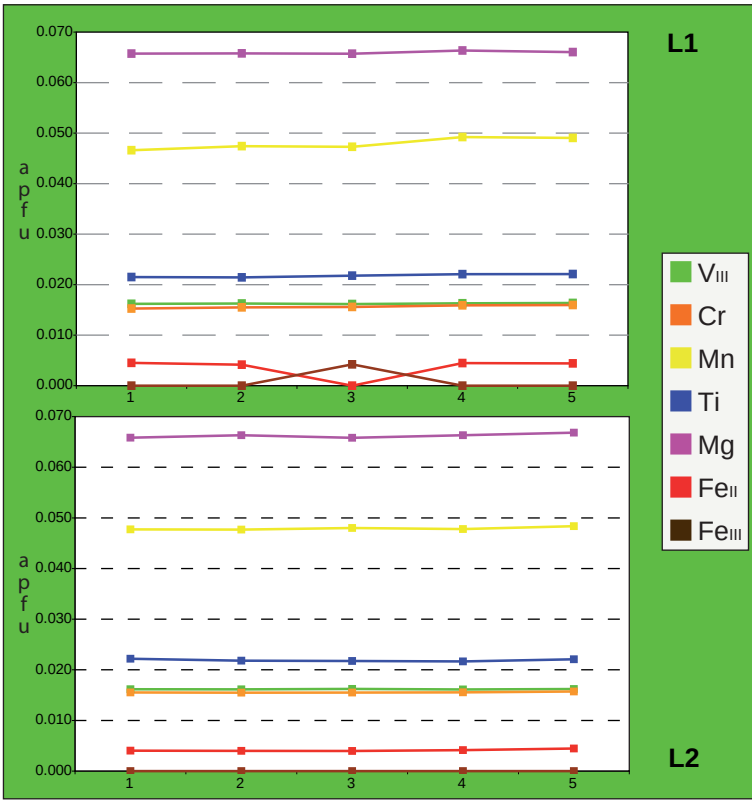
SiO_2	39.75
TiO_2	0.38
Al_2O_3	21.68
Cr_2O_3	0.26
V_2O_3	0.27
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.75
MgO	0.59
CaO	35.57
TOTAL	99.31

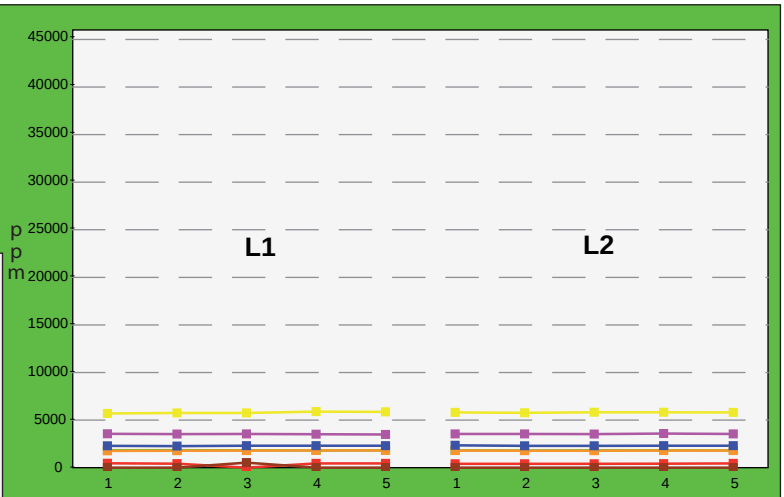
Pyrope	2.2
Almandin	0.1
Spessartine	1.6
Andradite	0.0
Uvarovite	0.8
Goldmanite	0.8
Grossulaire	94.5
TOTAL	100

Si	3.005
Al_{IV}	0.000
somme	3.005
Al_{VI}	1.932
Ti	0.022
Cr	0.016
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.016
somme	1.986
Fe_{II}	0.004
Mn	0.048
Mg	0.066
Ca	2.882
somme	3.000
TOTAL	7.991

TYPE CHIMIQUE



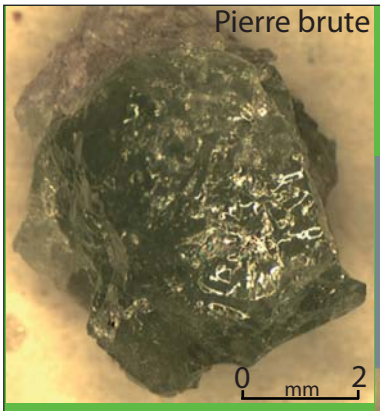


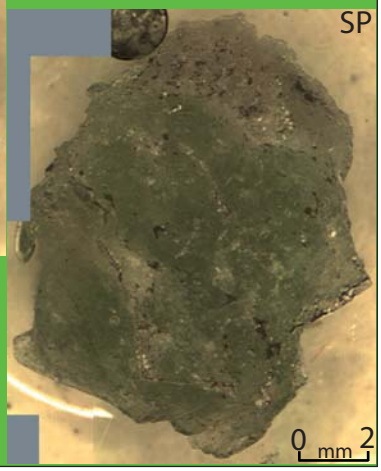


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	1818	1801	1835	0.016	0.016	0.016
Chrome	1786	1765	1806	0.016	0.015	0.016
Manganèse	5794	5692	5886	0.048	0.047	0.049
Titane	2302	2266	2350	0.022	0.021	0.022
Magnésium	3535	3492	3576	0.066	0.066	0.067
Fer II	427	0	459	0.004	0.000	0.005
Fer III	0	0	521	0.000	0.000	0.004

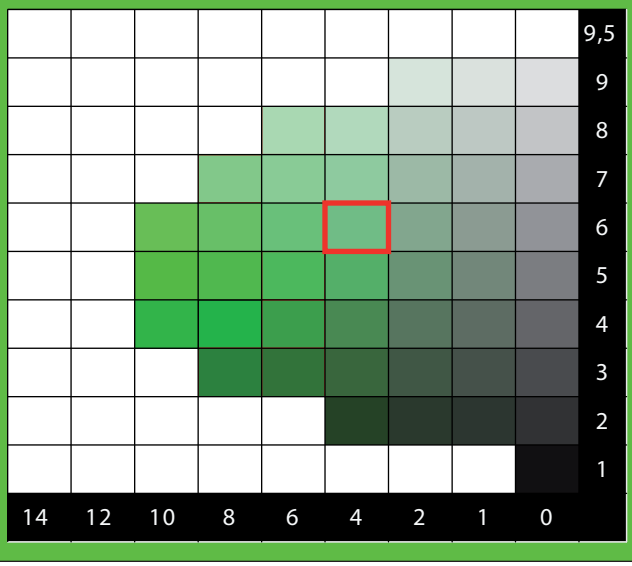
ME3

Merelani
5G 6/4

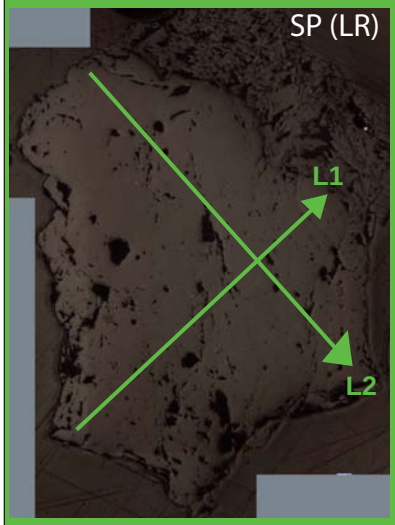




CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

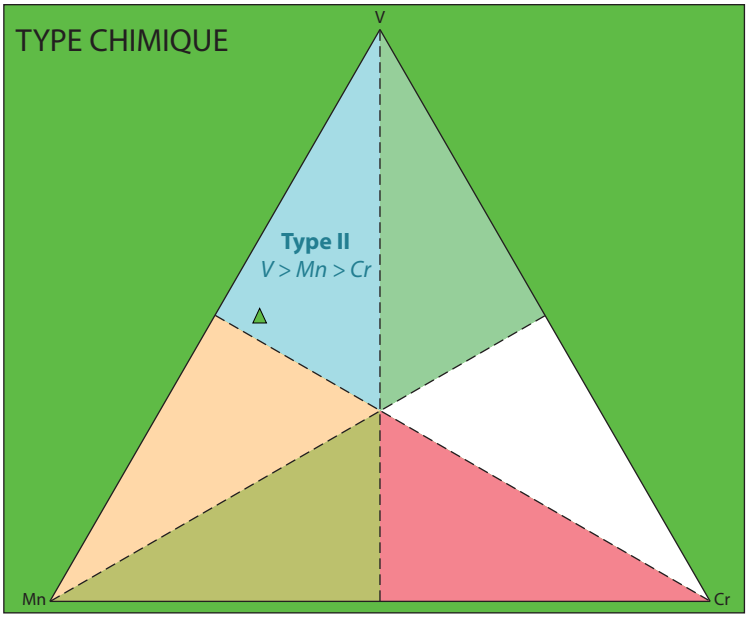


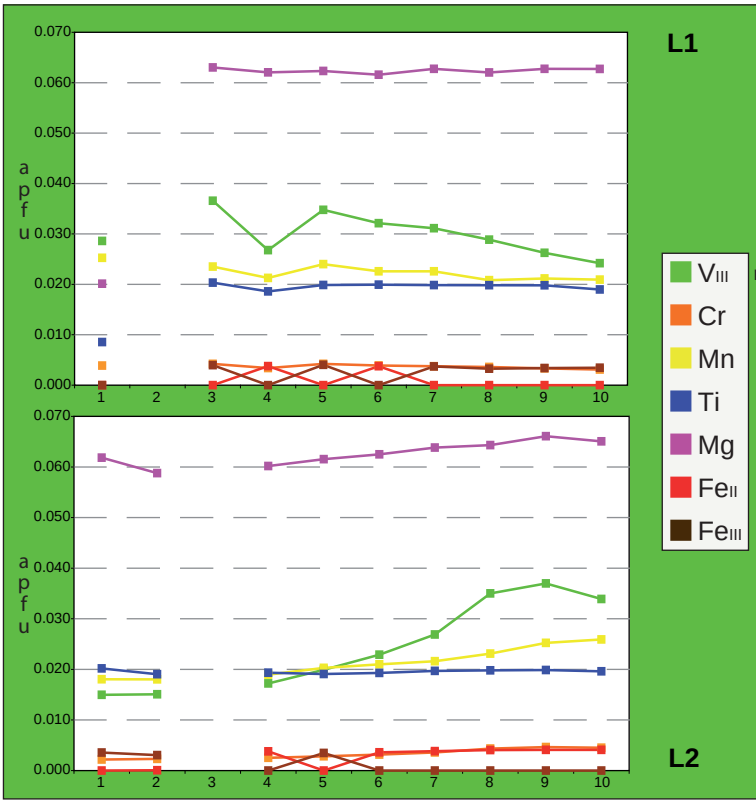
SiO_2	40.20
TiO_2	0.34
Al_2O_3	22.50
Cr_2O_3	0.06
V_2O_3	0.46
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	0.35
MgO	0.54
CaO	36.65
TOTAL	101.15

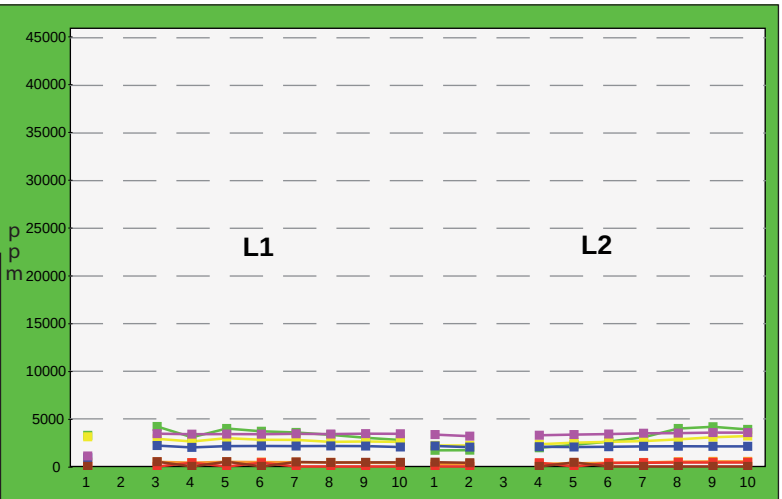
Pyrope	2.0
Almandin	0.1
Spessartine	0.7
Andradite	0.0
Uvarovite	0.2
Goldmanite	1.4
Grossulaire	95.6
TOTAL	100

Si	2.983
Al_{IV}	0.017
somme	3.000
Al_{VI}	1.950
Ti	0.019
Cr	0.004
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.027
somme	2.000
Fe_{II}	0.003
Mn	0.022
Mg	0.060
Ca	2.914
somme	2.999
TOTAL	7.999

TYPE CHIMIQUE



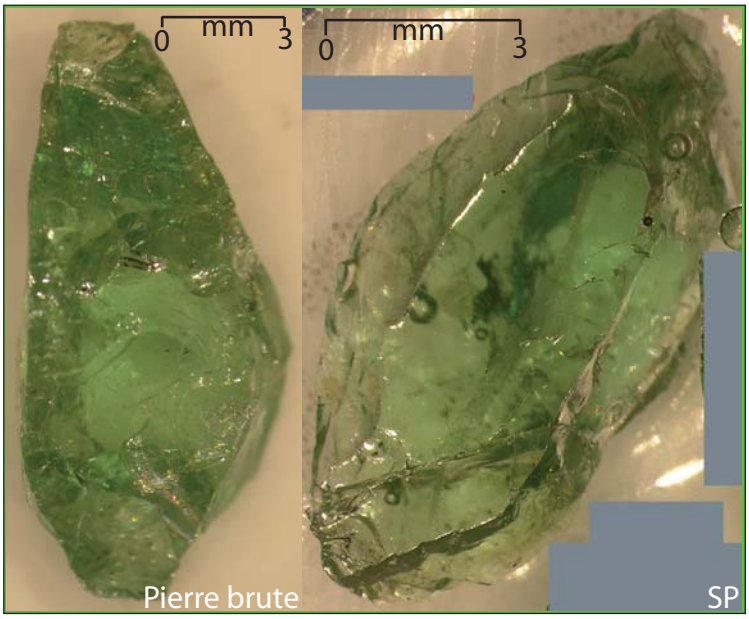




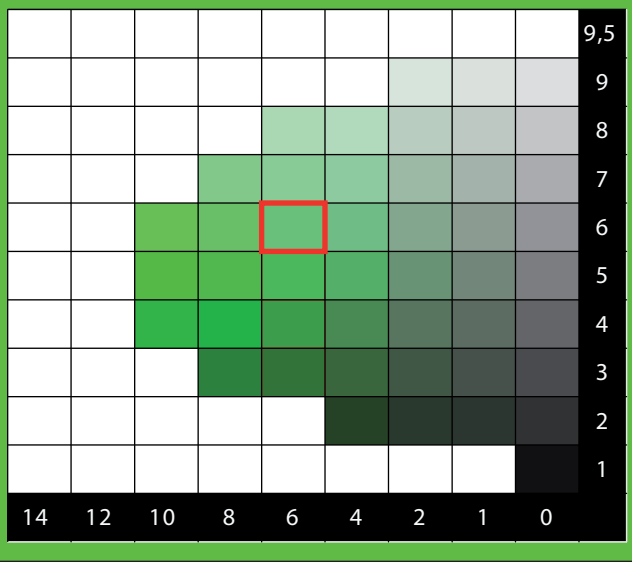
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	3125	1699	4187	0.027	0.015	0.037
Chrome	411	253	534	0.004	0.002	0.005
Manganèse	2700	2207	3199	0.022	0.018	0.026
Titane	2039	917	2188	0.019	0.009	0.020
Magnésium	3282	1098	3552	0.060	0.020	0.066
Fer II	359	0	420	0.003	0.000	0.004
Fer III	0	0	505	0.000	0.000	0.004

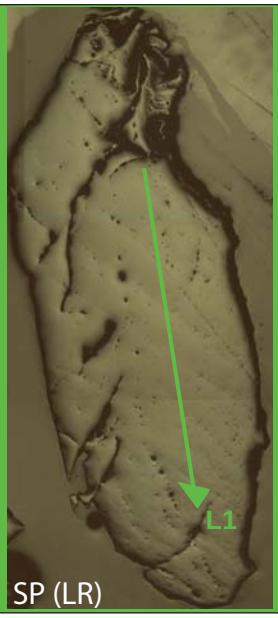
MEd

Merelani
5G 6/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





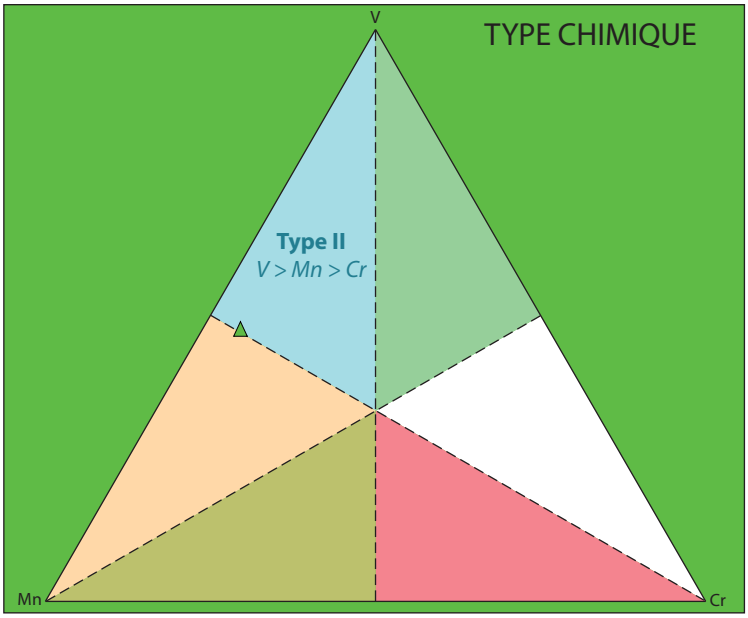
ANALYSES MOYENNES

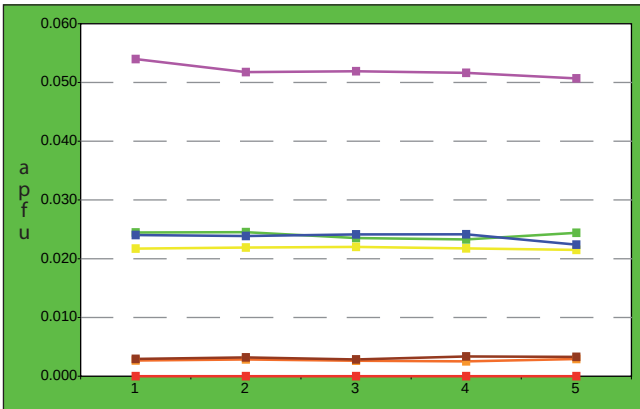
SiO_2	39.67
TiO_2	0.42
Al_2O_3	22.25
Cr_2O_3	0.05
V_2O_3	0.40
Fe_2O_3	0.06
FeO	0.00
MnO	0.34
MgO	0.47
CaO	37.23
TOTAL	100.90

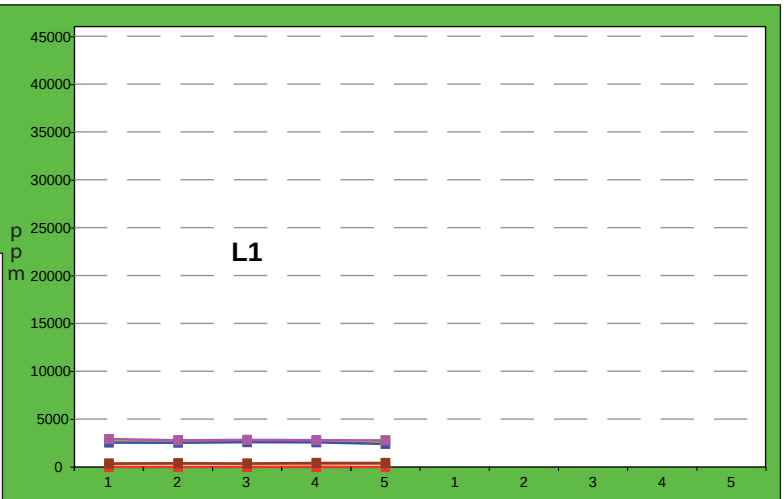
Pyrope	1.7
Almandin	0.0
Spessartine	0.7
Andradite	0.2
Uvarovite	0.1
Goldmanite	1.2
Grossulaire	96.1
TOTAL	100

Si	2.961
Al_{IV}	0.039
somme	3.000
Al_{VI}	1.918
Ti	0.024
Cr	0.003
Fe_{III}	0.003
V_{III}	0.024
somme	1.971
Fe_{II}	0.000
Mn	0.022
Mg	0.052
Ca	2.977
somme	3.051
TOTAL	8.022

TYPE CHIMIQUE



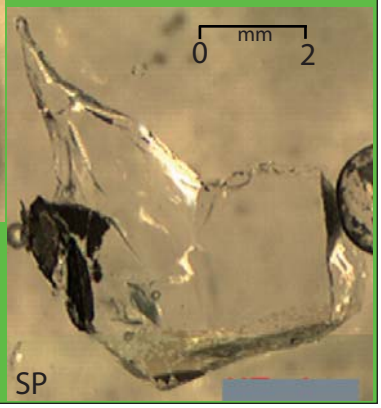




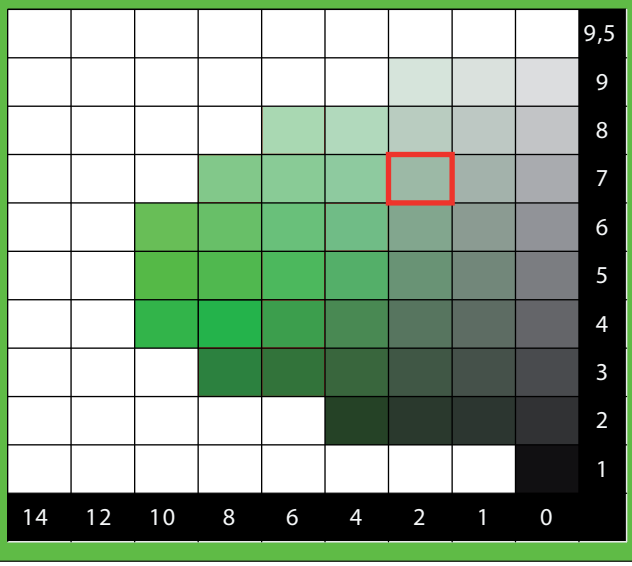
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	2731	2651	2787	0.024	0.023	0.025
Chrome	316	294	342	0.003	0.003	0.003
Manganèse	2669	2649	2711	0.022	0.022	0.022
Titane	2532	2404	2590	0.024	0.022	0.024
Magnésium	2819	2762	2913	0.052	0.051	0.054
Fer II	0	0	0	0.000	0.000	0.000
Fer III	390	358	420	0.003	0.003	0.003

KI1-A

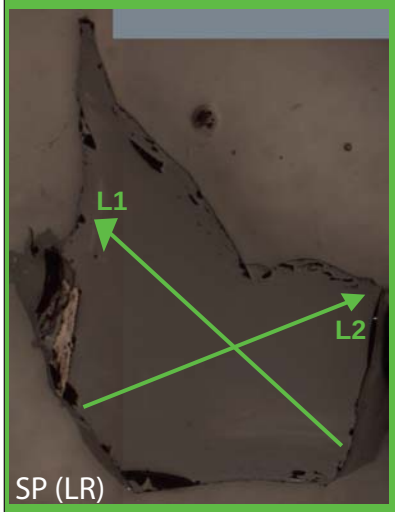
Merelani
5G 7/2



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

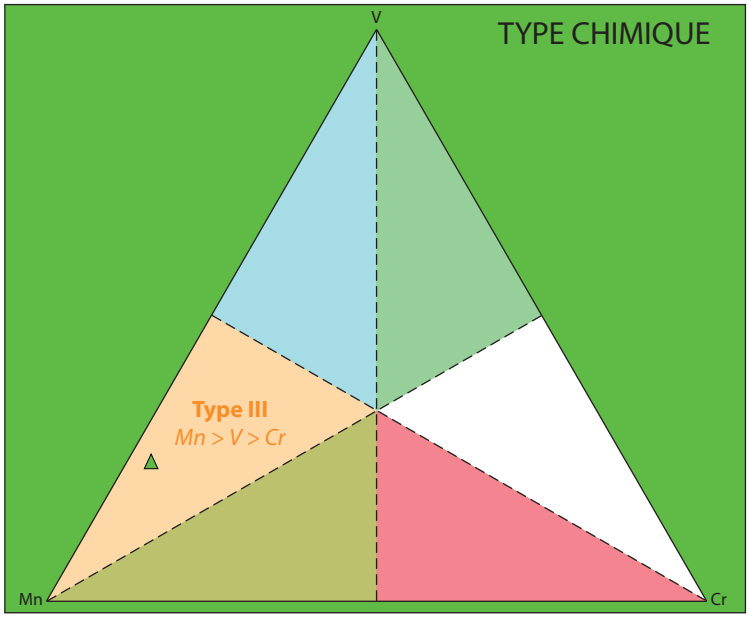


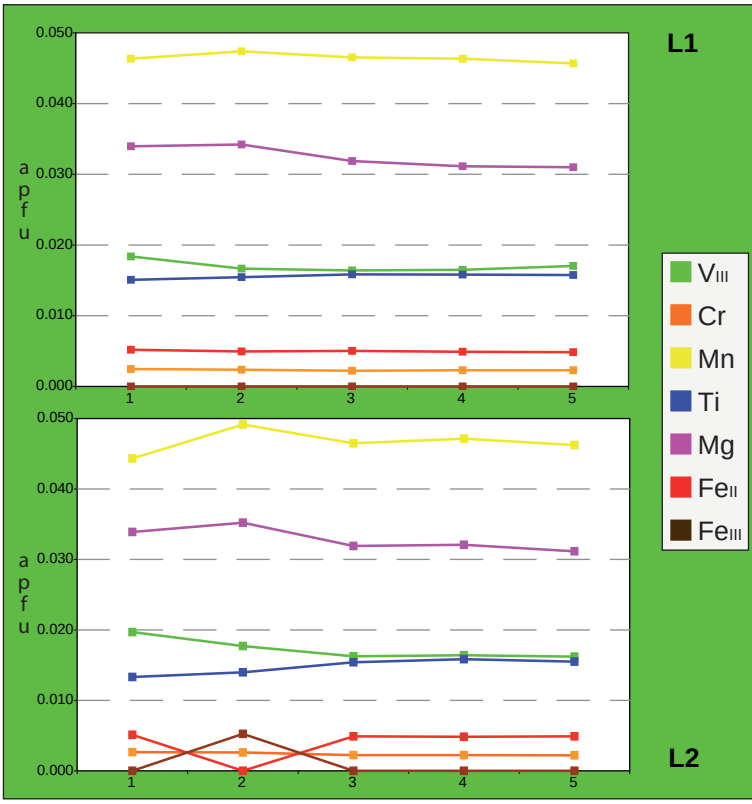
SiO_2	39.70
TiO_2	0.27
Al_2O_3	21.76
Cr_2O_3	0.04
V_2O_3	0.28
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.08
MnO	0.72
MgO	0.29
CaO	35.84
TOTAL	98.98

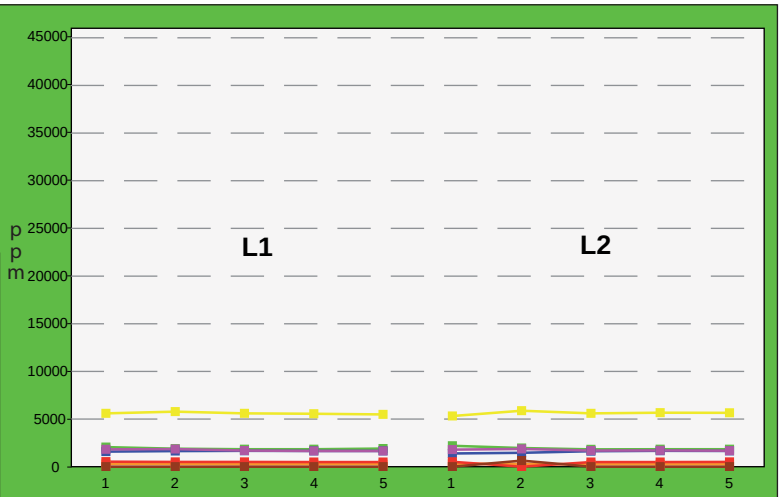
Pyrope	1.1
Almandin	0.2
Spessartine	1.6
Andradite	0.0
Uvarovite	0.1
Goldmanite	0.9
Grossulaire	96.2
TOTAL	100

Si	3.012
Al_{IV}	0.000
somme	3.012
Al_{VI}	1.946
Ti	0.015
Cr	0.002
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.017
somme	1.980
Fe_{II}	0.005
Mn	0.047
Mg	0.033
Ca	2.913
somme	2.997
TOTAL	7.990

TYPE CHIMIQUE



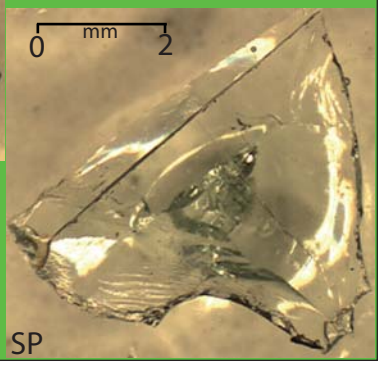




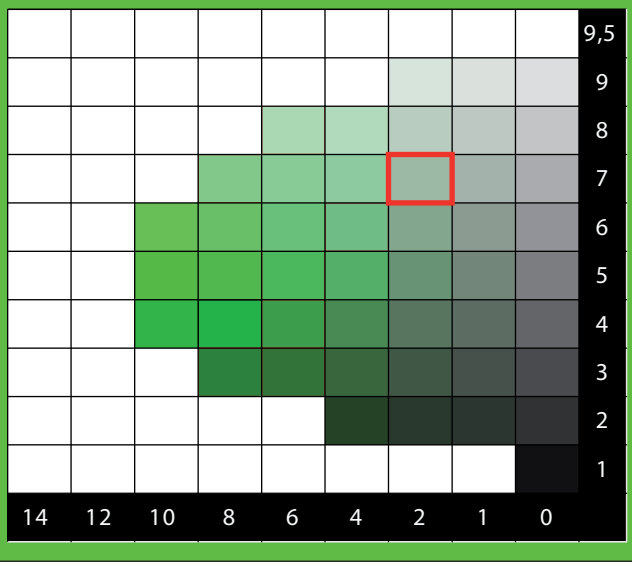
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	1914	1815	2189	0.017	0.016	0.020
Chrome	268	253	301	0.002	0.002	0.003
Manganèse	5612	5313	5878	0.047	0.044	0.049
Titane	1597	1391	1661	0.015	0.013	0.016
Magnésium	1741	1646	1864	0.033	0.031	0.035
Fer II	501	0	522	0.005	0.000	0.005
Fer III	0	0	637	0.000	0.000	0.005

KI1-B

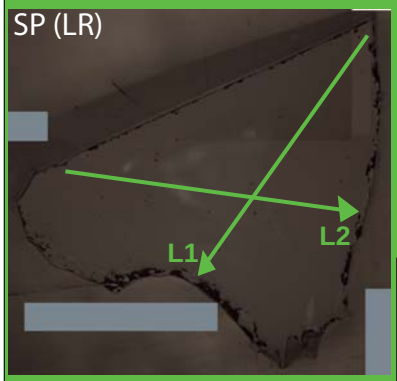
Merelani
5G 7/2



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

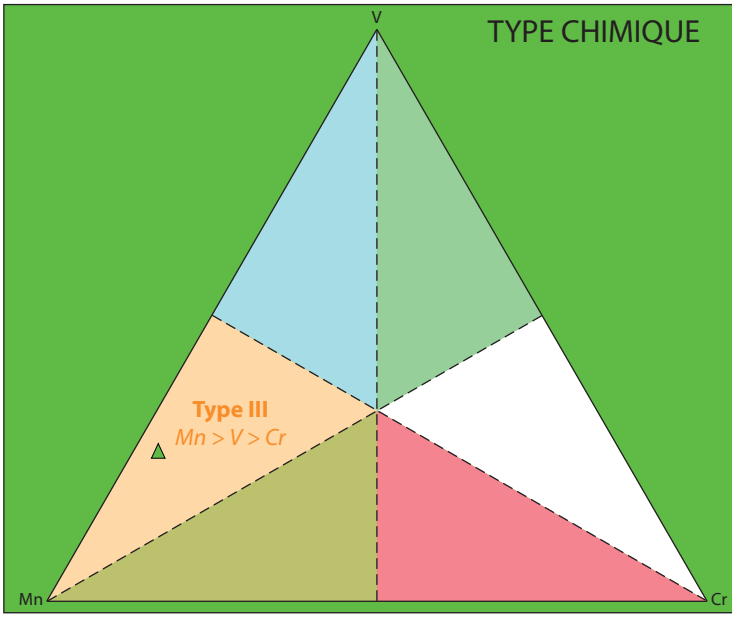


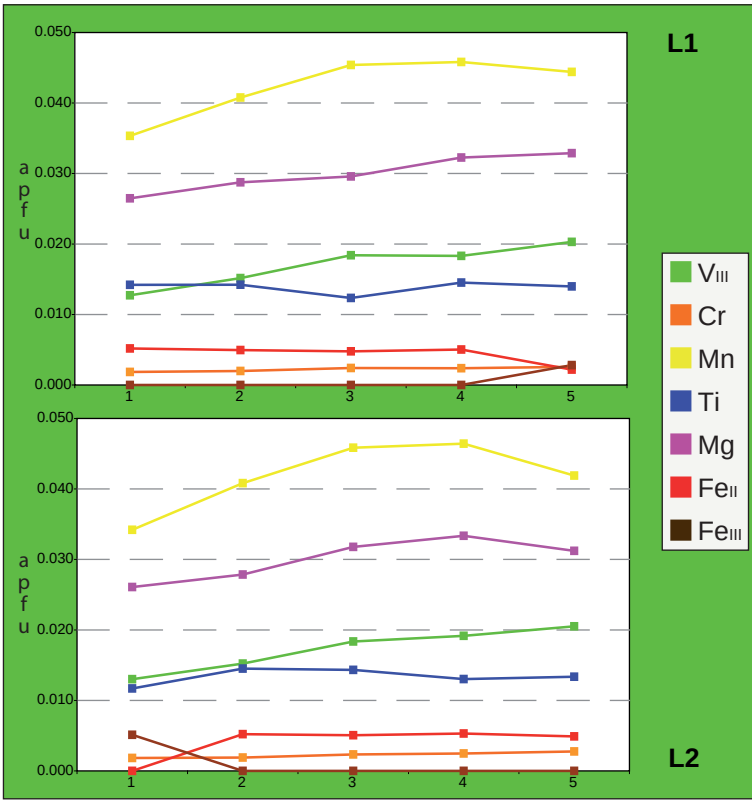
SiO_2	39.89
TiO_2	0.24
Al_2O_3	21.89
Cr_2O_3	0.04
V_2O_3	0.28
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.08
MnO	0.66
MgO	0.27
CaO	35.96
TOTAL	99.30

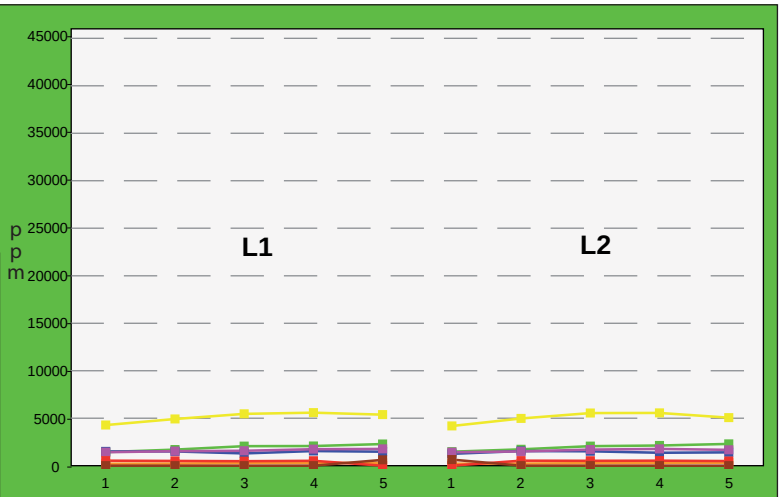
Pyrope	1.0
Almandin	0.2
Spessartine	1.4
Andradite	0.0
Uvarovite	0.1
Goldmanite	0.9
Grossulaire	96.4
TOTAL	100

Si	3.015
Al_{IV}	0.000
somme	3.015
Al_{VI}	1.950
Ti	0.014
Cr	0.002
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.017
somme	1.983
Fe_{II}	0.005
Mn	0.042
Mg	0.030
Ca	2.912
somme	2.989
TOTAL	7.987

TYPE CHIMIQUE





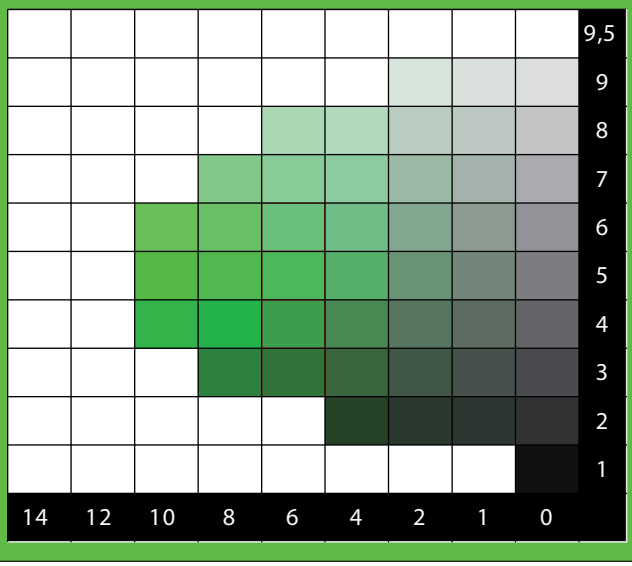


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	1919	1428	2291	0.017	0.013	0.021
Chrome	257	212	315	0.002	0.002	0.003
Manganèse	5091	4182	5576	0.042	0.034	0.046
Titane	1436	1247	1541	0.014	0.012	0.015
Magnésium	1607	1411	1767	0.030	0.026	0.033
Fer II	509	0	529	0.005	0.000	0.005
Fer III	0	0	637	0.000	0.000	0.005

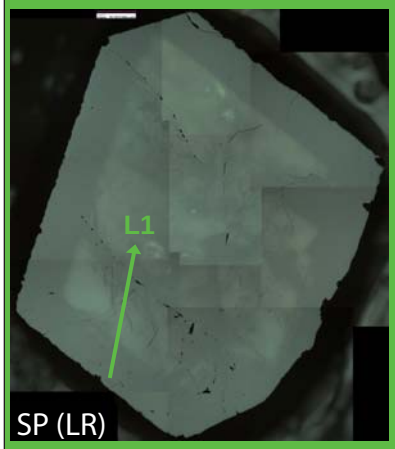
Ts-Mark

Merelani
5G ?/?

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

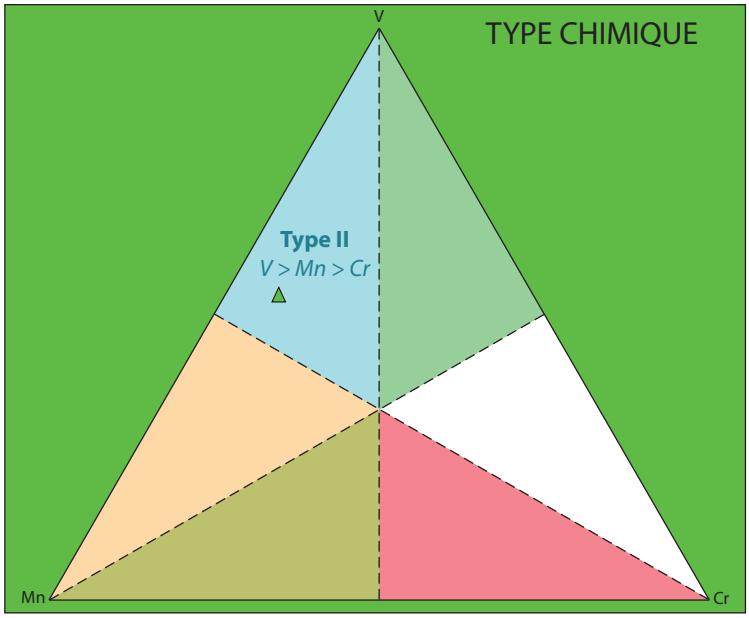


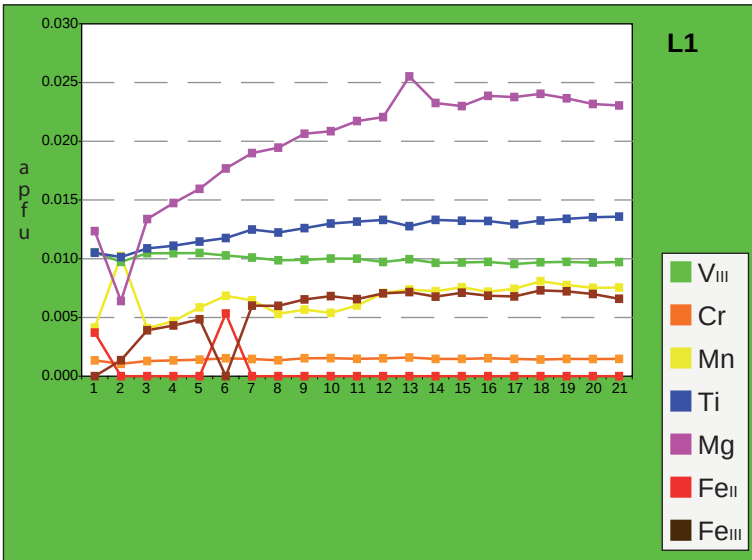
SiO_2	40.07
TiO_2	0.22
Al_2O_3	22.59
Cr_2O_3	0.02
V_2O_3	0.17
Fe_2O_3	0.11
FeO	0.00
MnO	0.11
MgO	0.18
CaO	37.67
TOTAL	101.13

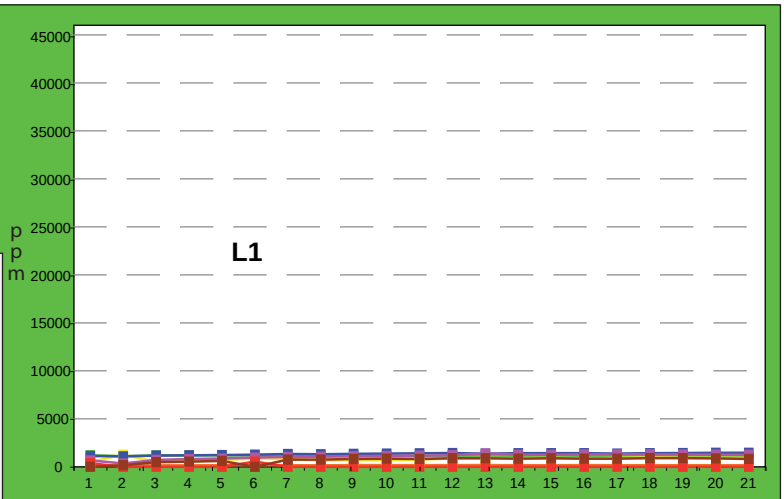
Pyrope	0.7
Almandin	0.0
Spessartine	0.2
Andradite	0.3
Uvarovite	0.1
Goldmanite	0.5
Grossulaire	98.2
TOTAL	100

Si	2.978
Al_{IV}	0.022
somme	3.000
Al_{VI}	1.956
Ti	0.012
Cr	0.001
Fe_{III}	0.006
V_{III}	0.010
somme	1.986
Fe_{II}	0.000
Mn	0.007
Mg	0.020
Ca	3.000
somme	3.026
TOTAL	8.012

TYPE CHIMIQUE





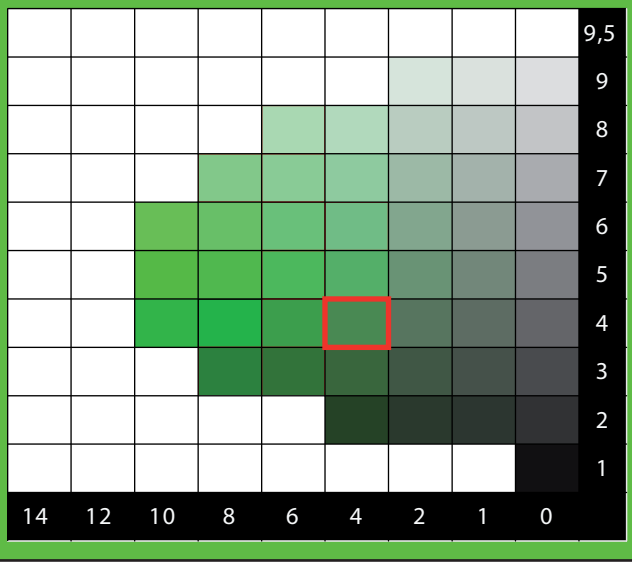


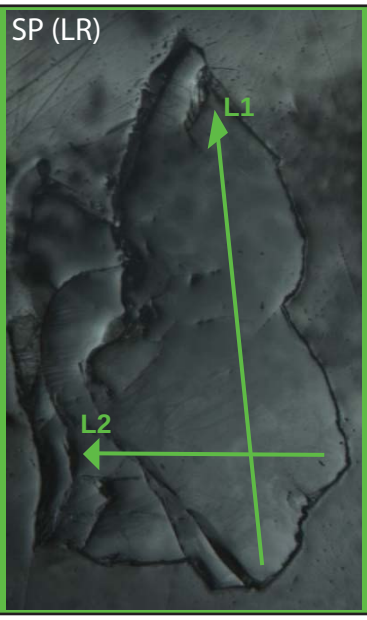
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	1135	1088	1210	0.010	0.010	0.011
Chrome	167	123	185	0.001	0.001	0.002
Manganèse	817	503	1262	0.007	0.004	0.010
Titane	1337	1091	1457	0.012	0.010	0.014
Magnésium	1082	350	1387	0.020	0.006	0.026
Fer II	0	0	548	0.000	0.000	0.005
Fer III	745	0	909	0.006	0.000	0.007

kim-a

Kimwengan
5G 4/4

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





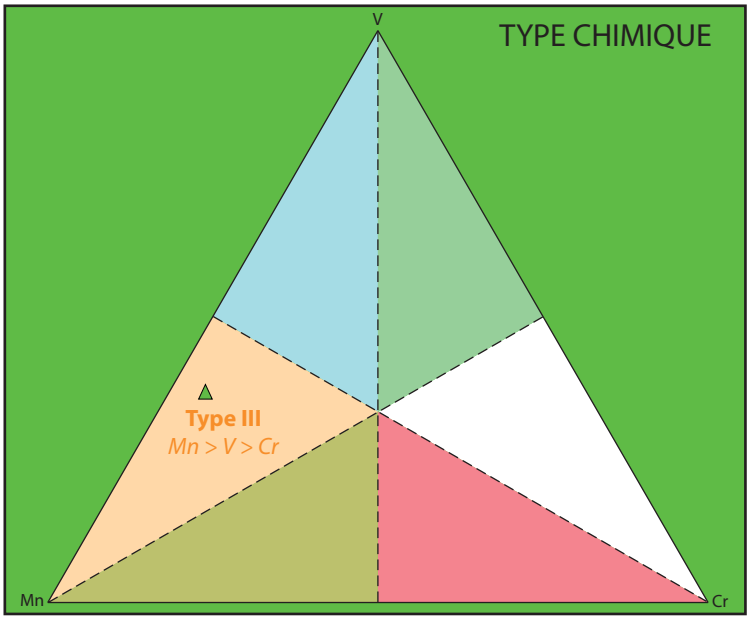
ANALYSES MOYENNES

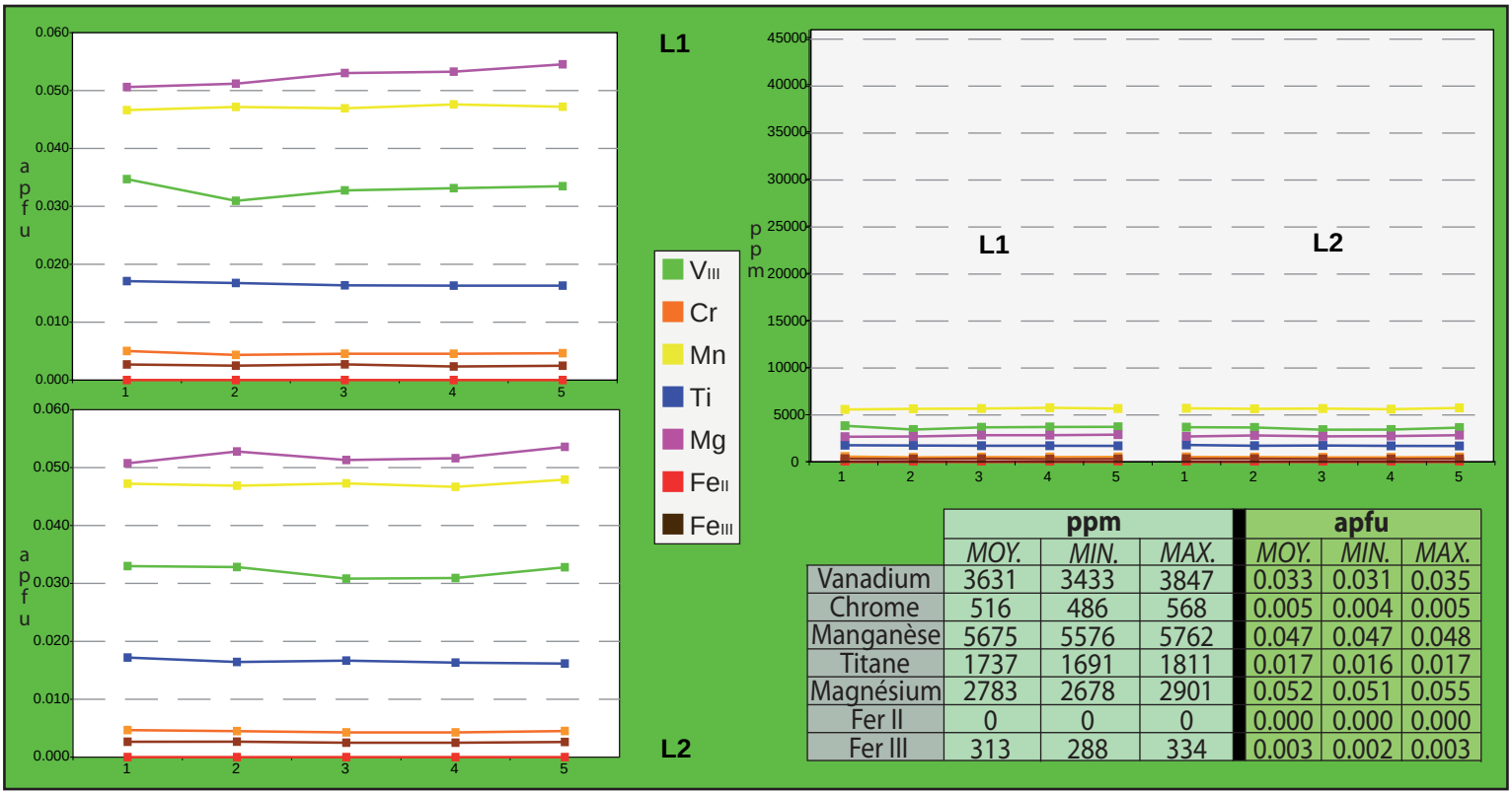
SiO_2	38.62
TiO_2	0.29
Al_2O_3	22.40
Cr_2O_3	0.08
V_2O_3	0.53
Fe_2O_3	0.04
FeO	0.00
MnO	0.73
MgO	0.46
CaO	36.02
TOTAL	99.17

Pyrope	1.7
Almandin	0.0
Spessartine	1.6
Andradite	0.1
Uvarovite	0.2
Goldmanite	1.6
Grossulaire	94.7
TOTAL	100

Si	2.934
Al_{IV}	0.066
somme	3.000
Al_{VI}	1.939
Ti	0.017
Cr	0.005
Fe_{III}	0.003
V_{III}	0.033
somme	1.996
Fe_{II}	0.000
Mn	0.047
Mg	0.052
Ca	2.932
somme	3.031
TOTAL	8.027

TYPE CHIMIQUE

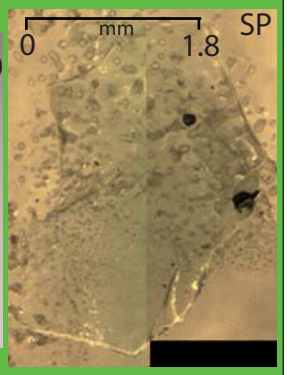




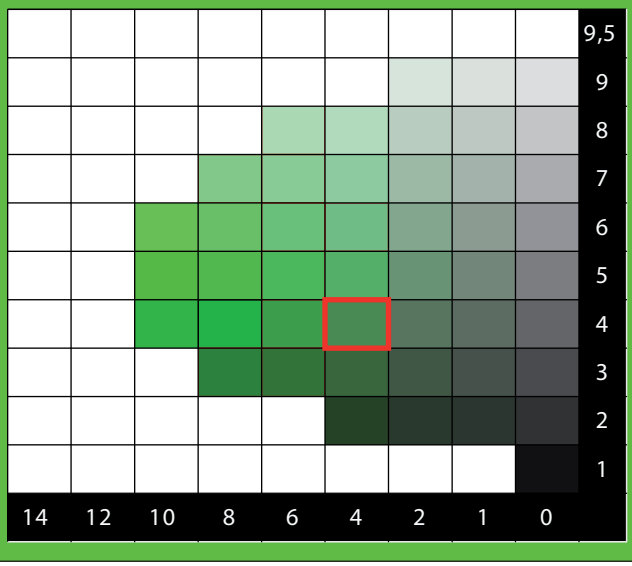
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	3631	3433	3847	0.033	0.031	0.035
Chrome	516	486	568	0.005	0.004	0.005
Manganèse	5675	5576	5762	0.047	0.047	0.048
Titane	1737	1691	1811	0.017	0.016	0.017
Magnésium	2783	2678	2901	0.052	0.051	0.055
Fer II	0	0	0	0.000	0.000	0.000
Fer III	313	288	334	0.003	0.002	0.003

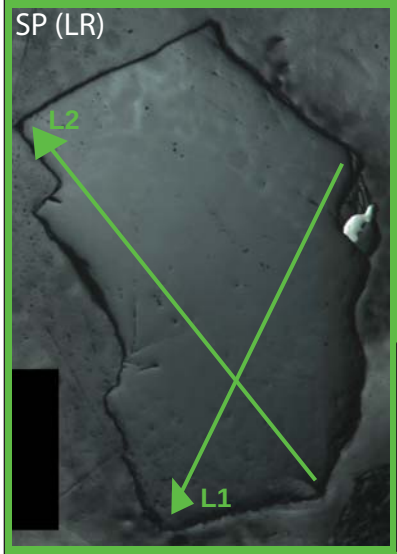
kim-b

Kimwengan
5G 4/4



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





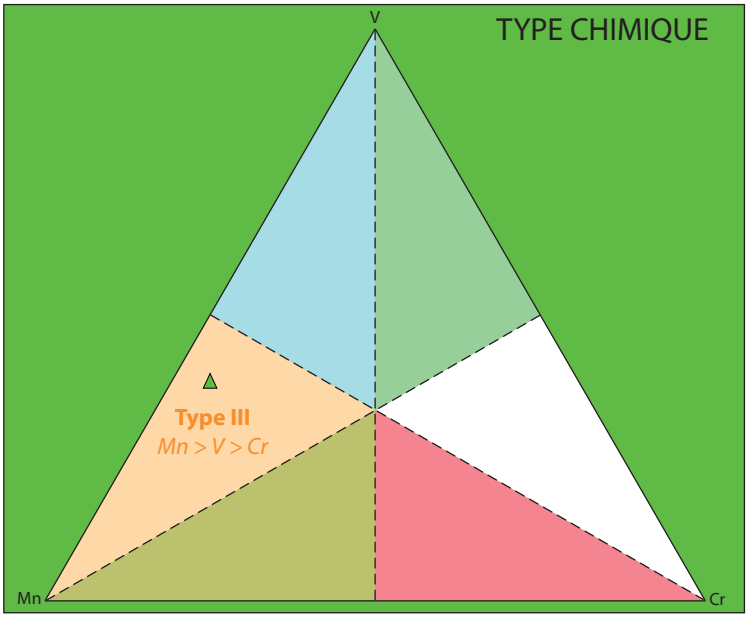
ANALYSES MOYENNES

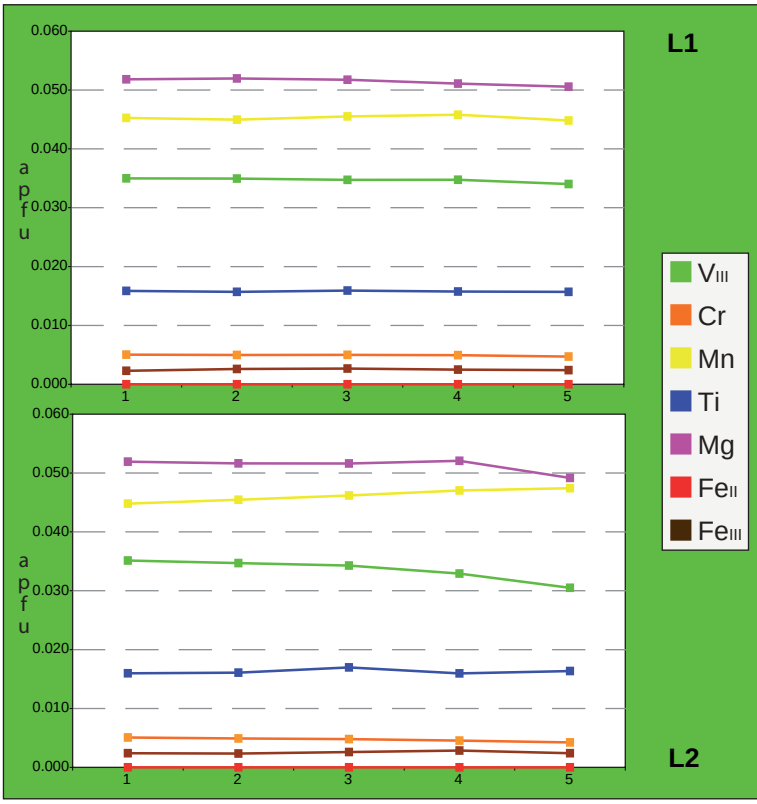
SiO_2	38.77
TiO_2	0.28
Al_2O_3	22.43
Cr_2O_3	0.08
V_2O_3	0.56
Fe_2O_3	0.04
FeO	0.00
MnO	0.71
MgO	0.45
CaO	36.01
TOTAL	99.34

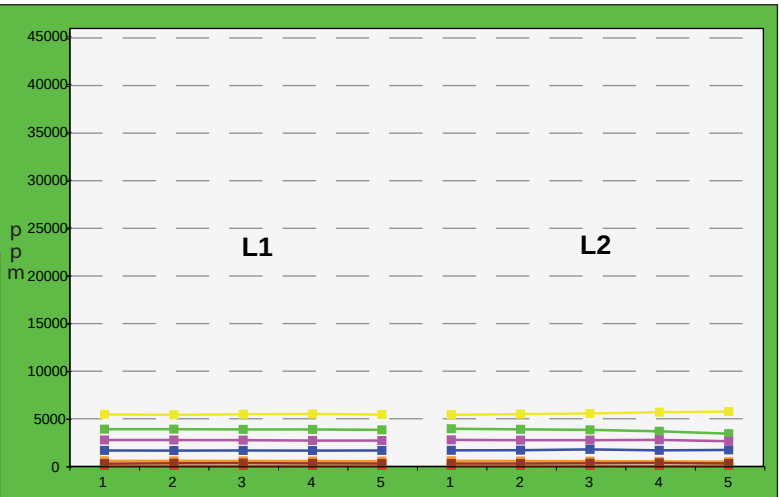
Pyrope	1.7
Almandin	0.0
Spessartine	1.5
Andradite	0.1
Uvarovite	0.2
Goldmanite	1.7
Grossulaire	94.7
TOTAL	100

Si	2.939
Al_{IV}	0.061
somme	3.000
Al_{VI}	1.943
Ti	0.016
Cr	0.005
Fe_{III}	0.003
V_{III}	0.034
somme	2.000
Fe_{II}	0.000
Mn	0.046
Mg	0.051
Ca	2.925
somme	3.022
TOTAL	8.022

TYPE CHIMIQUE





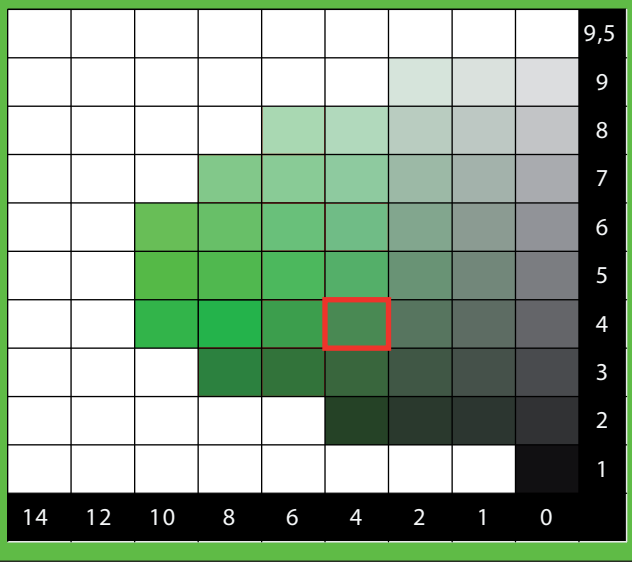


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	3813	3426	3943	0.034	0.030	0.035
Chrome	551	486	582	0.005	0.004	0.005
Manganèse	5516	5414	5747	0.046	0.045	0.047
Titane	1685	1649	1781	0.016	0.016	0.017
Magnésium	2741	2635	2780	0.051	0.049	0.052
Fer II	0	0	0	0.000	0.000	0.000
Fer III	307	280	350	0.003	0.002	0.003

kim-c

Kimwengan
5G 4/4

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



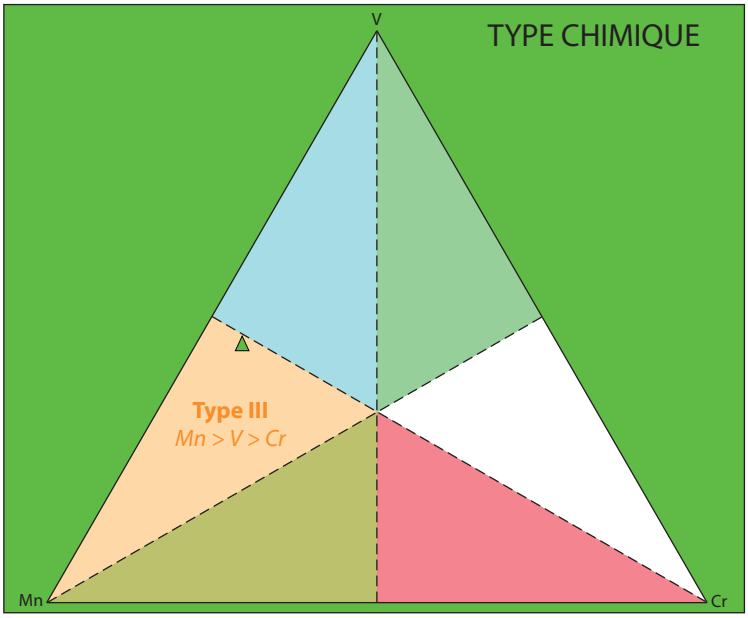
ANALYSES MOYENNES

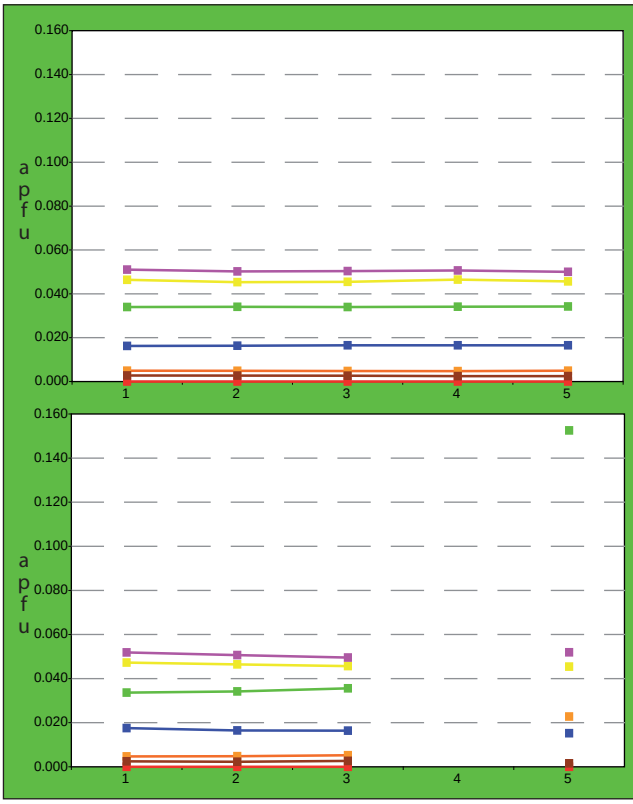
SiO_2	38.70
TiO_2	0.29
Al_2O_3	21.99
Cr_2O_3	0.11
V_2O_3	0.77
Fe_2O_3	0.04
FeO	0.00
MnO	0.71
MgO	0.45
CaO	35.90
TOTAL	98.96

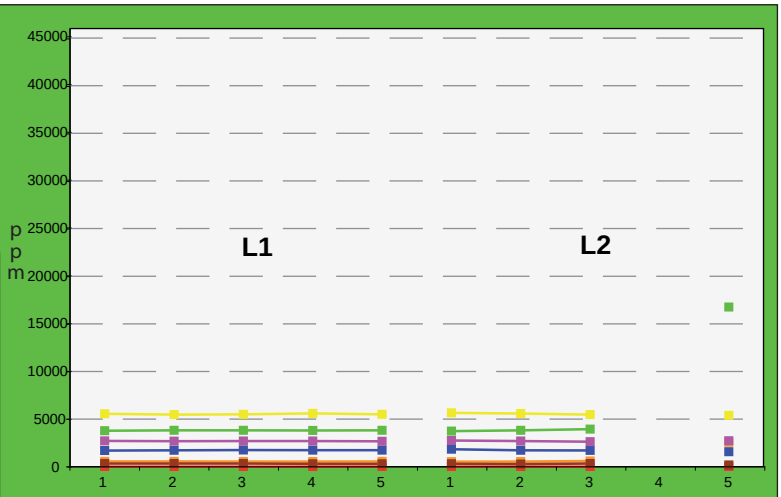
Pyrope	1.7
Almandin	0.0
Spessartine	1.5
Andradite	0.1
Uvarovite	0.3
Goldmanite	2.4
Grossulaire	94.0
TOTAL	100

Si	2.948
Al_{IV}	0.052
somme	3.000
Al_{VI}	1.921
Ti	0.016
Cr	0.007
Fe_{III}	0.002
V_{III}	0.047
somme	1.994
Fe_{II}	0.000
Mn	0.046
Mg	0.051
Ca	2.930
somme	3.026
TOTAL	8.021

TYPE CHIMIQUE





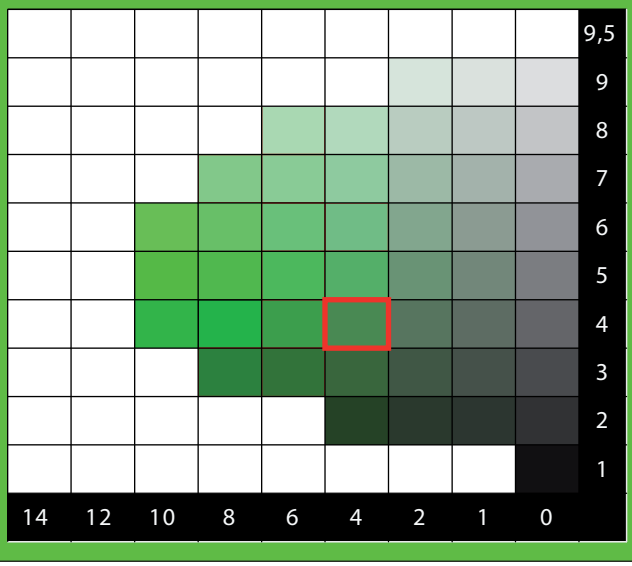


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	5254	3732	16756	0.047	0.034	0.153
Chrome	778	534	2552	0.007	0.005	0.023
Manganèse	5524	5386	5654	0.046	0.045	0.047
Titane	1718	1571	1829	0.016	0.015	0.018
Magnésium	2692	2623	2744	0.051	0.050	0.052
Fer II	0	0	0	0.000	0.000	0.000
Fer III	300	187	334	0.002	0.002	0.003

kim-d

Kimwengan
5G 4/4

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



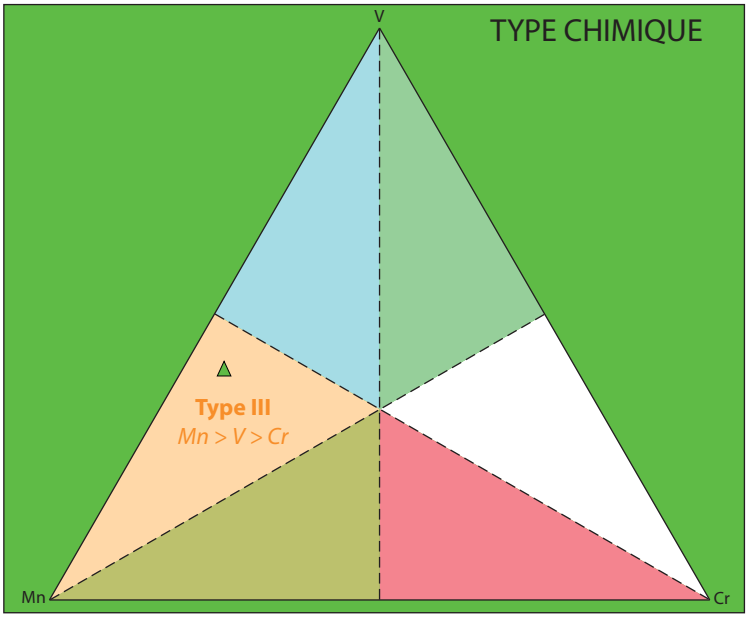
ANALYSES MOYENNES

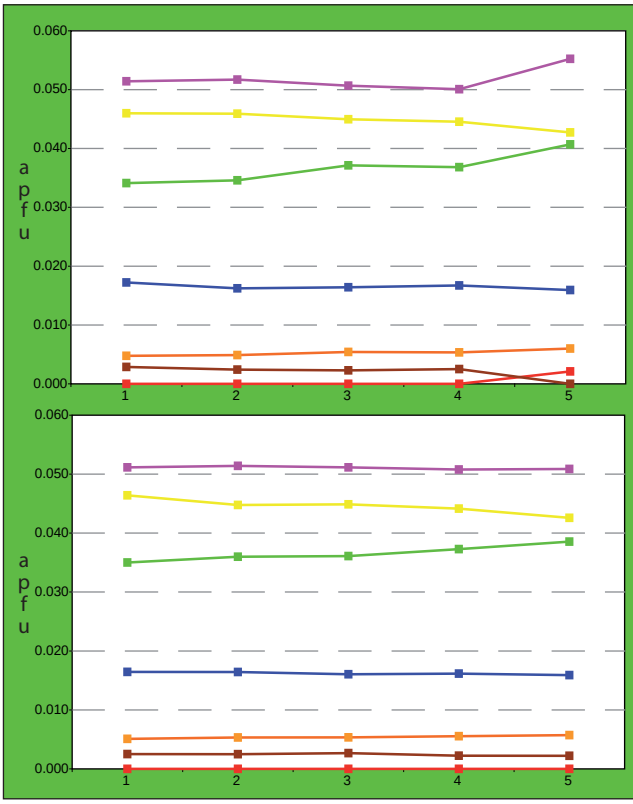
SiO_2	38.61
TiO_2	0.29
Al_2O_3	22.07
Cr_2O_3	0.09
V_2O_3	0.60
Fe_2O_3	0.04
FeO	0.00
MnO	0.69
MgO	0.45
CaO	35.98
TOTAL	98.82

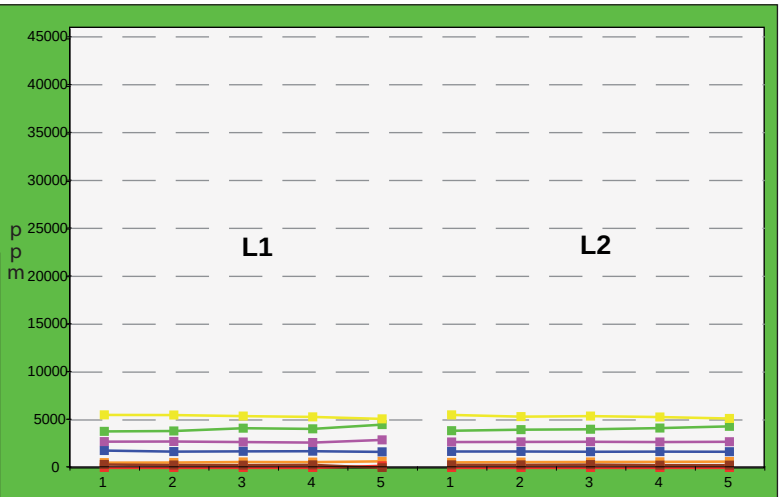
Pyrope	1.7
Almandin	0.0
Spessartine	1.5
Andradite	0.1
Uvarovite	0.3
Goldmanite	1.8
Grossulaire	94.6
TOTAL	100

Si	2.945
Al_{IV}	0.055
somme	3.000
Al_{VI}	1.928
Ti	0.016
Cr	0.005
Fe_{III}	0.002
V_{III}	0.037
somme	1.989
Fe_{II}	0.000
Mn	0.045
Mg	0.051
Ca	2.940
somme	3.036
TOTAL	8.025

TYPE CHIMIQUE





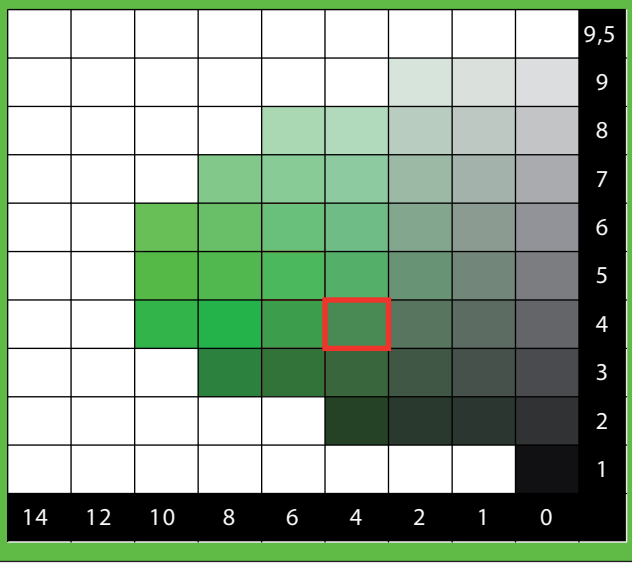


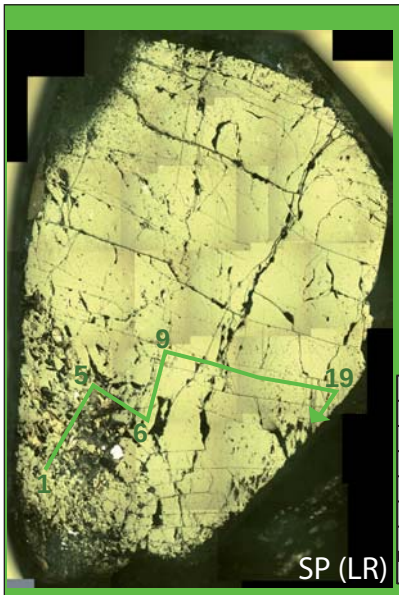
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	4072	3800	4507	0.037	0.034	0.041
Chrome	606	541	677	0.005	0.005	0.006
Manganèse	5359	5104	5530	0.045	0.043	0.046
Titane	1709	1661	1805	0.016	0.016	0.017
Magnésium	2729	2642	2919	0.051	0.050	0.055
Fer II	0	0	210	0.000	0.000	0.002
Fer III	296	0	350	0.002	0.000	0.003

kim-e

Kimwengan
5G 4/4

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





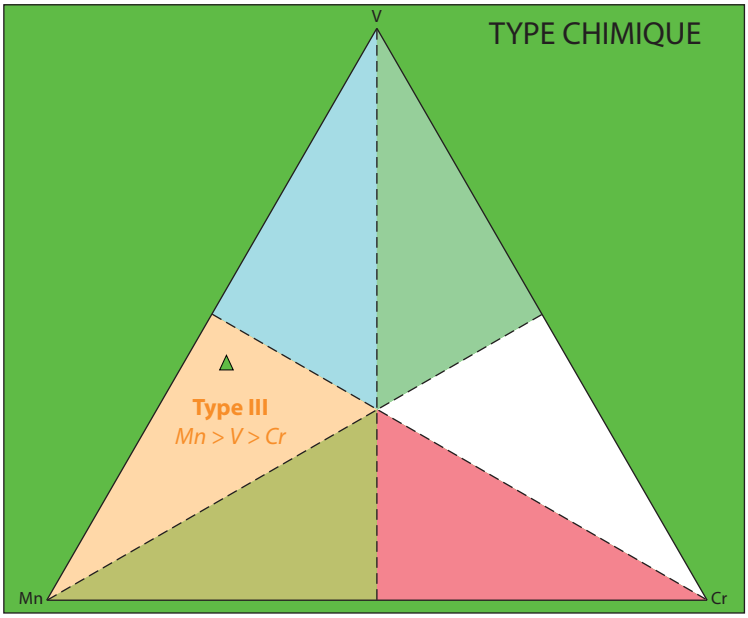
ANALYSES MOYENNES

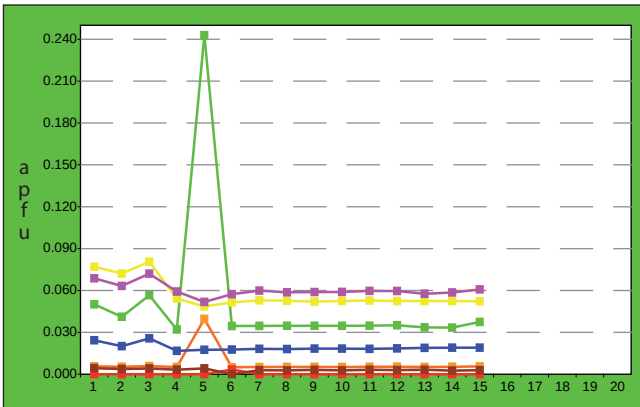
SiO_2	38.88
TiO_2	0.34
Al_2O_3	22.17
Cr_2O_3	0.13
V_2O_3	0.85
Fe_2O_3	0.06
FeO	0.00
MnO	0.89
MgO	0.54
CaO	36.39
TOTAL	100.24

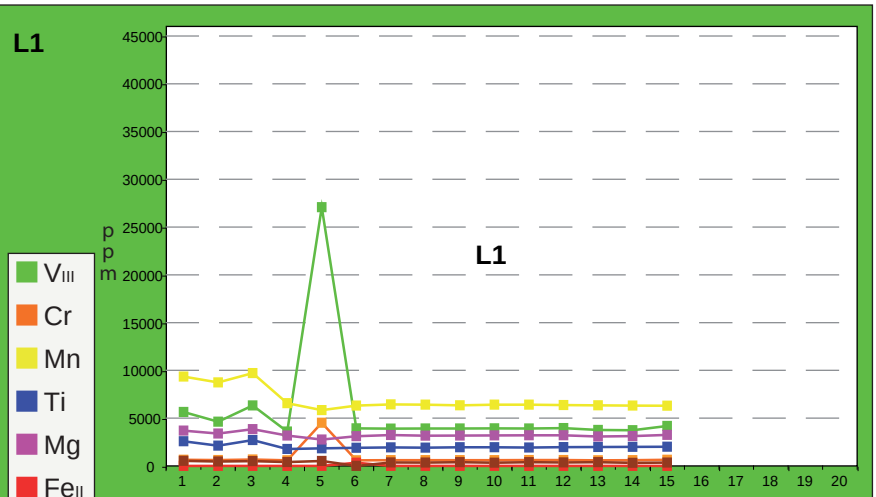
Pyrope	2.0
Almandin	0.0
Spessartine	1.9
Andradite	0.2
Uvarovite	0.4
Goldmanite	2.6
Grossulaire	93.0
TOTAL	100

Si	2.930
Al_{IV}	0.070
somme	3.000
Al_{VI}	1.899
Ti	0.019
Cr	0.008
Fe_{III}	0.003
V_{III}	0.051
somme	1.980
Fe_{II}	0.000
Mn	0.057
Mg	0.060
Ca	2.938
somme	3.056
TOTAL	8.036

TYPE CHIMIQUE





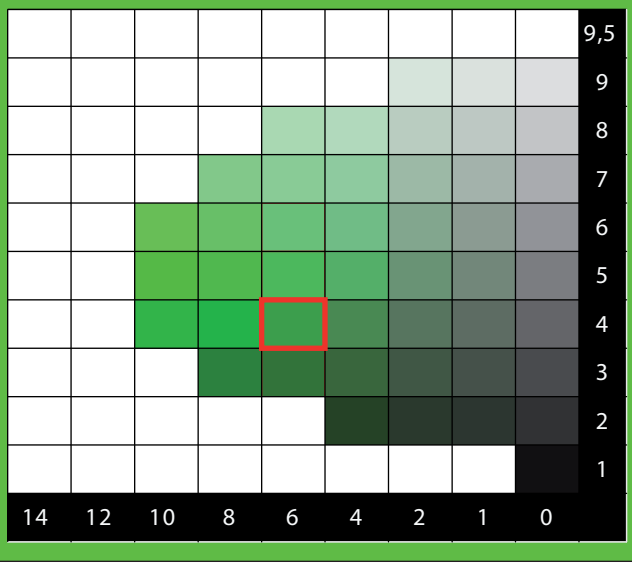


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	5761	3596	27074	0.051	0.032	0.243
Chrome	870	582	4509	0.008	0.005	0.040
Manganèse	6926	5839	9712	0.057	0.049	0.081
Titane	2033	1769	2698	0.019	0.017	0.026
Magnésium	3239	2756	3842	0.060	0.052	0.072
Fer II	0	0	338	0.000	0.000	0.003
Fer III	404	0	529	0.003	0.000	0.004

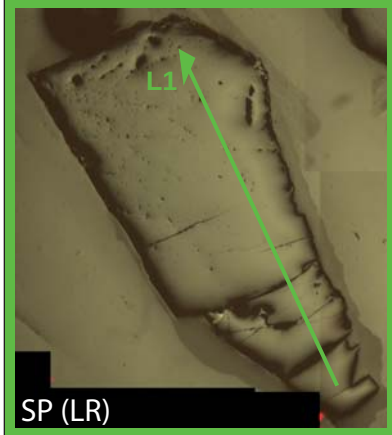
MOSHI

Moshi
5G 4/6

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

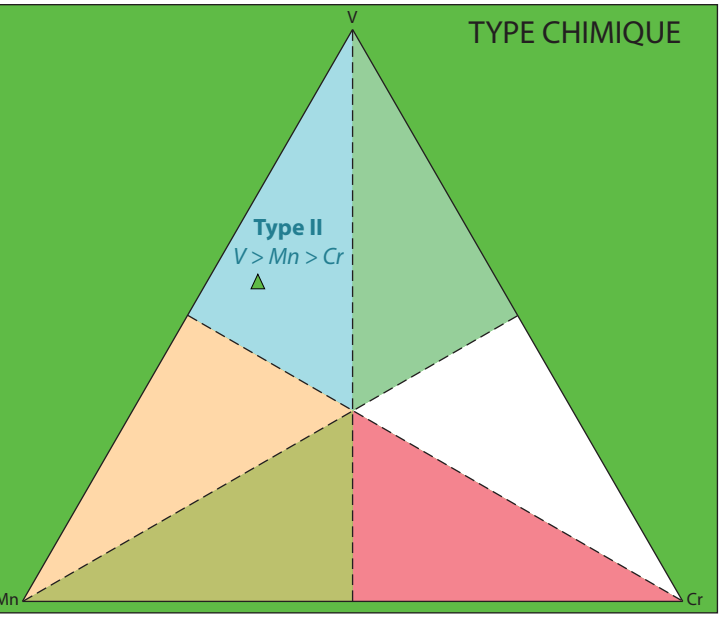


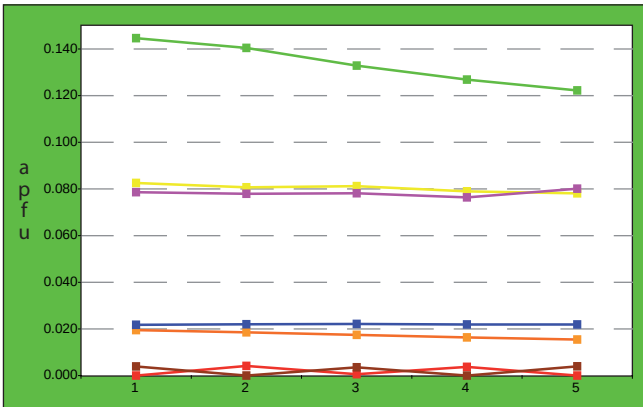
SiO_2	39.49
TiO_2	0.39
Al_2O_3	20.78
Cr_2O_3	0.29
V_2O_3	2.21
Fe_2O_3	0.07
FeO	0.00
MnO	1.26
MgO	0.70
CaO	35.36
TOTAL	100.55

Pyrope	2.6
Almandin	0.0
Spessartine	2.7
Andradite	0.2
Uvarovite	0.9
Goldmanite	6.7
Grossulaire	87.0
TOTAL	100

Si	2.973
Al_{IV}	0.027
somme	3.000
Al_{VI}	1.817
Ti	0.022
Cr	0.017
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.133
somme	1.994
Fe_{II}	0.000
Mn	0.080
Mg	0.078
Ca	2.853
somme	3.011
TOTAL	8.005

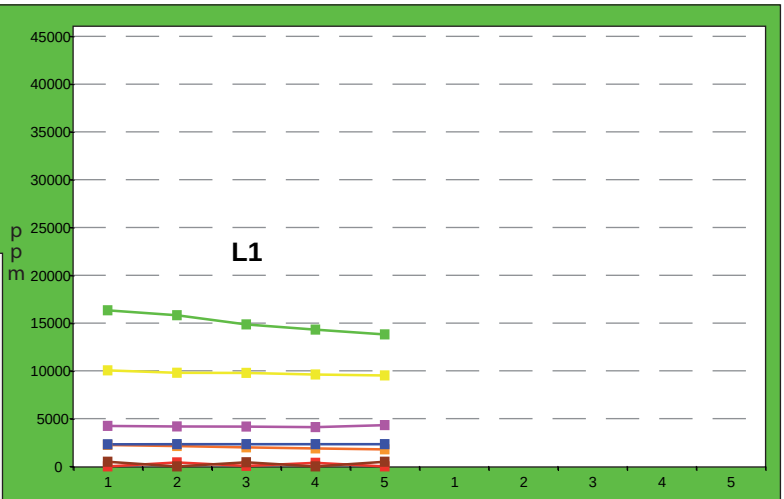
TYPE CHIMIQUE





L1

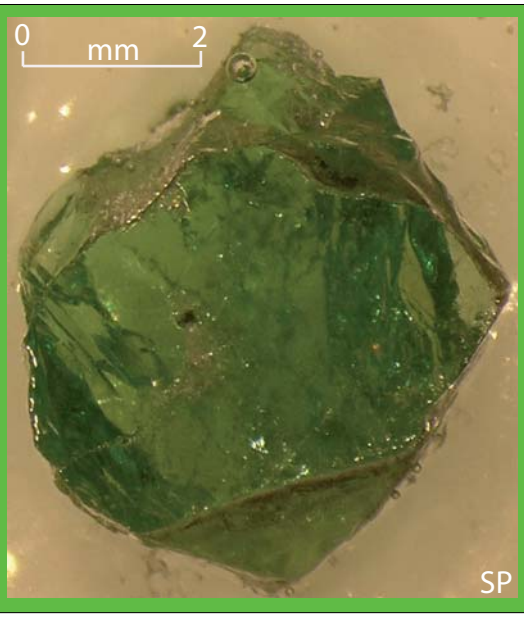
V_{III}
Cr
Mn
Ti
Mg
Fe_{II}
Fe_{III}



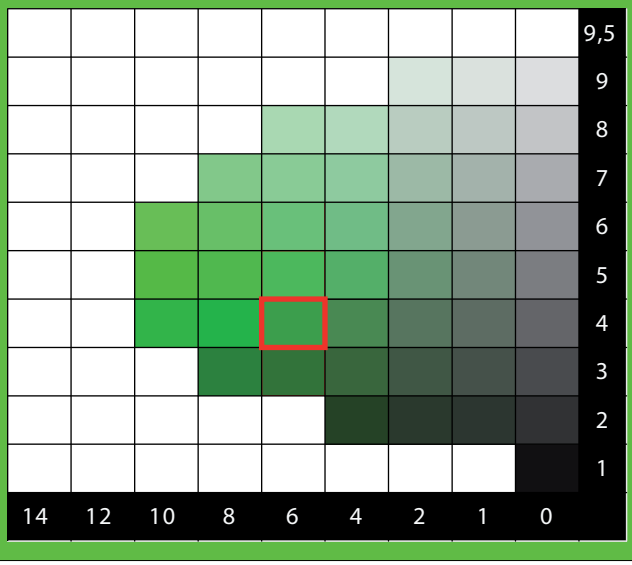
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	15022	13806	16327	0.133	0.122	0.145
Chrome	2005	1779	2244	0.017	0.015	0.019
Manganèse	9754	9518	10052	0.080	0.078	0.083
Titane	2322	2308	2326	0.022	0.022	0.022
Magnésium	4203	4113	4318	0.078	0.076	0.080
Fer II	0	0	420	0.000	0.000	0.004
Fer III	490	0	490	0.004	0.000	0.004

UMBA-A

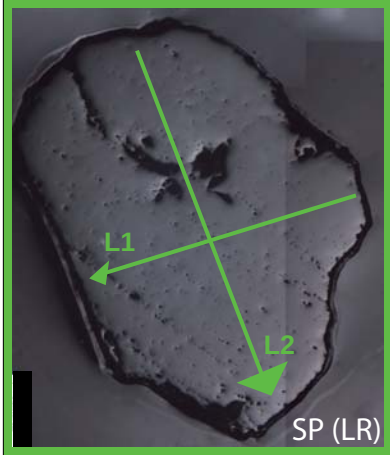
Umba
5G 4/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

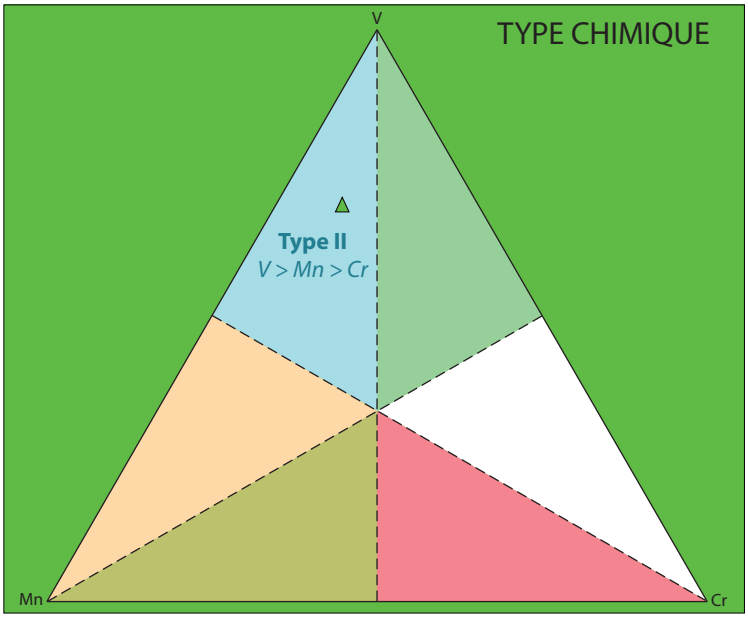


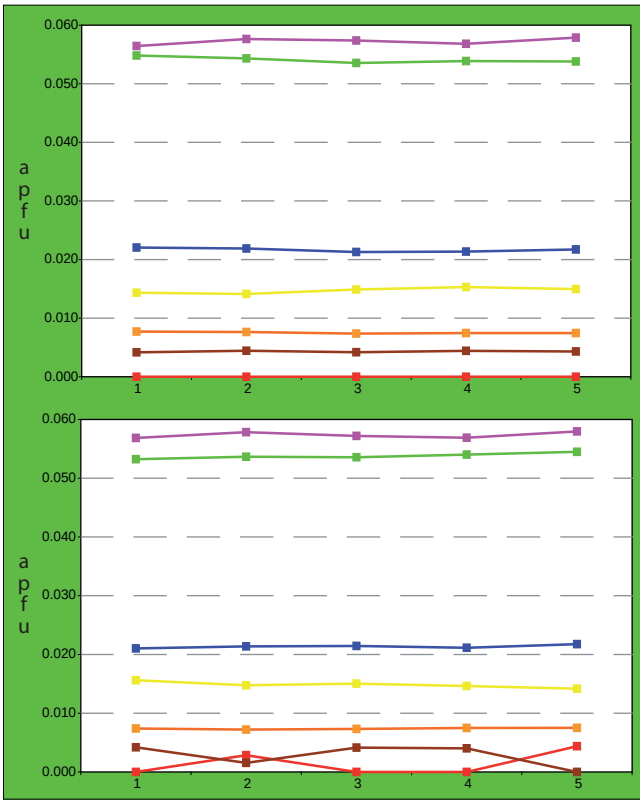
SiO_2	39.64
TiO_2	0.38
Al_2O_3	21.95
Cr_2O_3	0.13
V_2O_3	0.90
Fe_2O_3	0.08
FeO	0.00
MnO	0.23
MgO	0.51
CaO	36.64
TOTAL	100.45

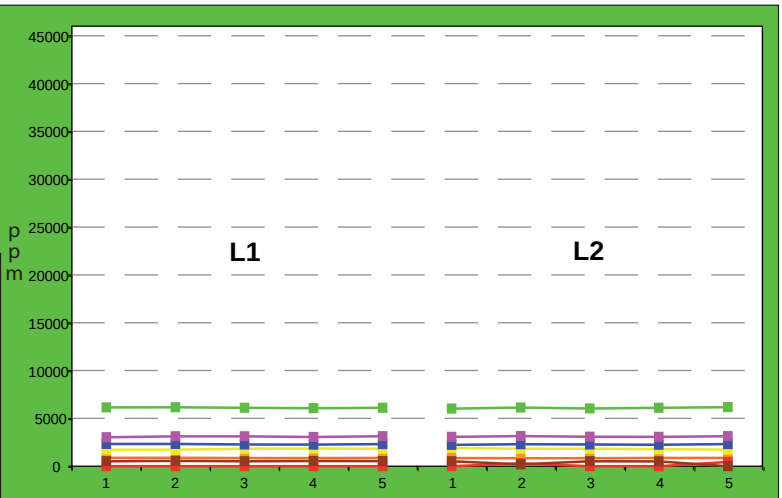
Pyrope	1.9
Almandin	0.0
Spessartine	0.5
Andradite	0.2
Uvarovite	0.4
Goldmanite	2.7
Grossulaire	94.3
TOTAL	100

Si	2.969
Al_{IV}	0.031
somme	3.000
Al_{VI}	1.907
Ti	0.022
Cr	0.007
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.054
somme	1.994
Fe_{II}	0.000
Mn	0.015
Mg	0.057
Ca	2.941
somme	3.013
TOTAL	8.007

TYPE CHIMIQUE



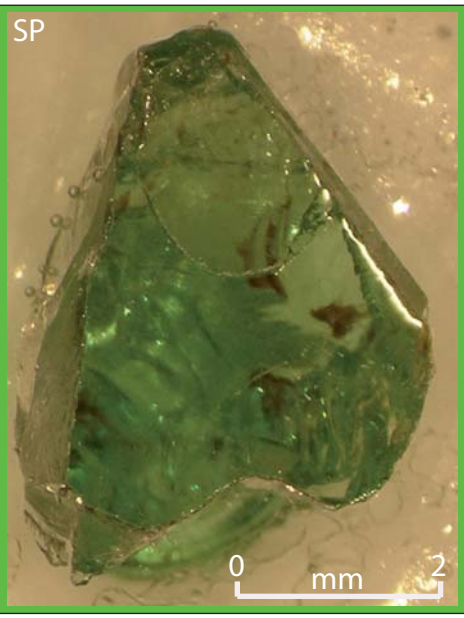




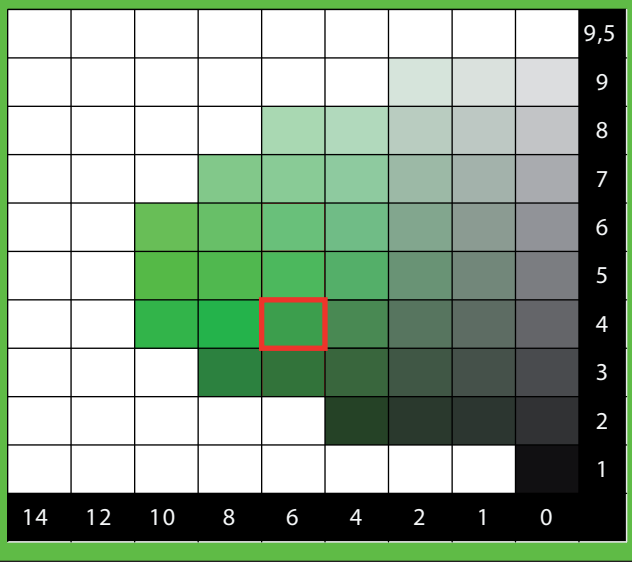
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	6103	6023	6179	0.054	0.053	0.055
Chrome	861	842	883	0.007	0.007	0.008
Manganèse	1804	1728	1905	0.015	0.014	0.016
Titane	2288	2236	2332	0.022	0.021	0.022
Magnésium	3094	3021	3154	0.057	0.056	0.058
Fer II	0	0	446	0.000	0.000	0.004
Fer III	529	0	552	0.004	0.000	0.004

UMBA-B1

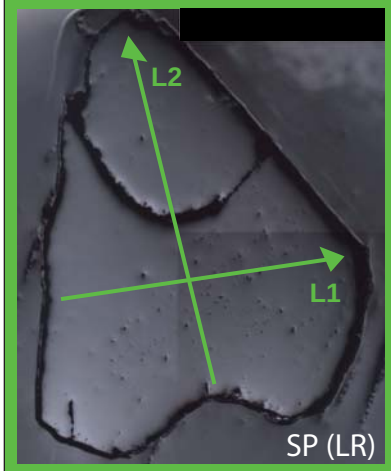
Umba
5G 4/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

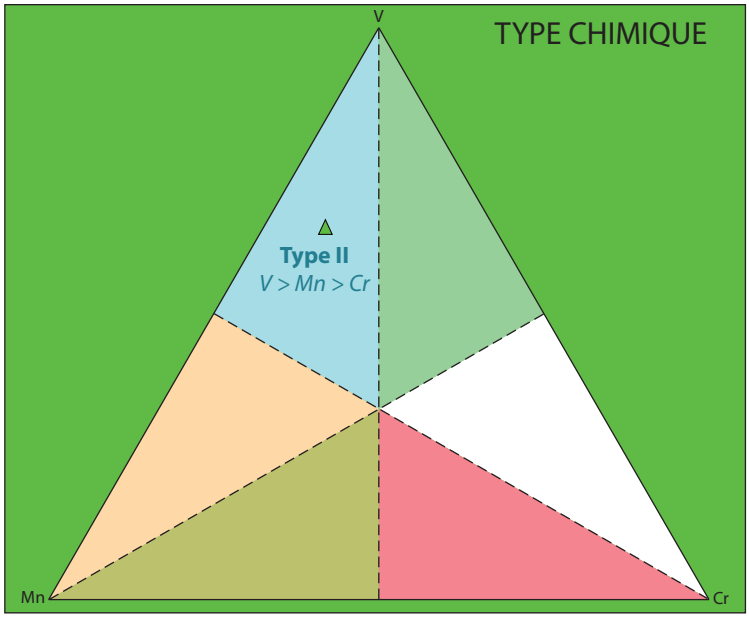


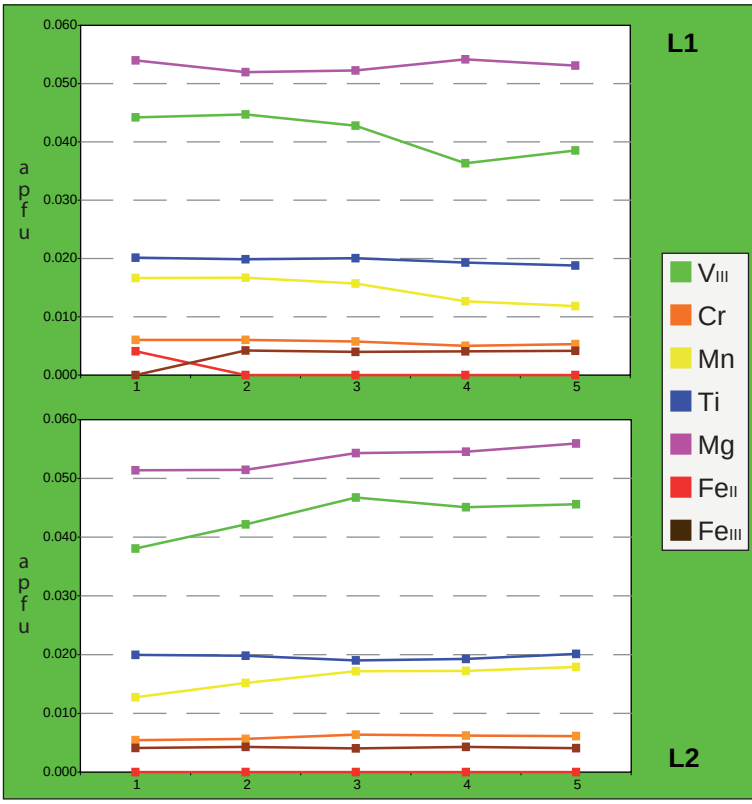
SiO_2	39.66
TiO_2	0.35
Al_2O_3	22.24
Cr_2O_3	0.10
V_2O_3	0.71
Fe_2O_3	0.07
FeO	0.00
MnO	0.24
MgO	0.48
CaO	36.97
TOTAL	100.83

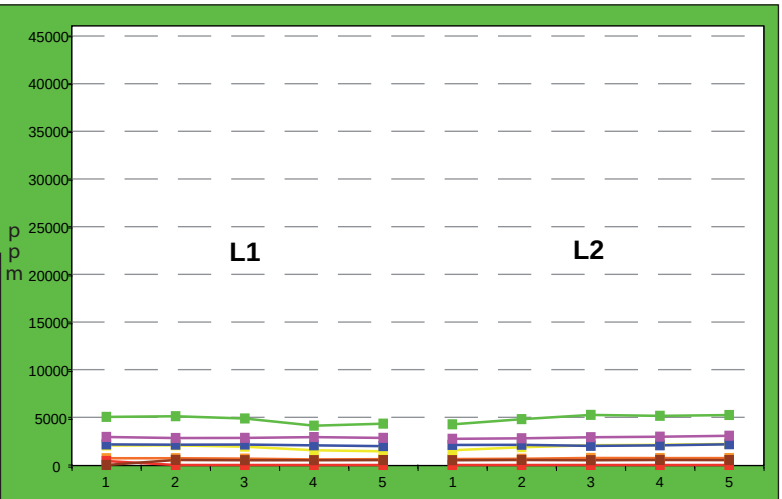
Pyrope	1.8
Almandin	0.0
Spessartine	0.5
Andradite	0.2
Uvarovite	0.3
Goldmanite	2.1
Grossulaire	95.1
TOTAL	100

Si	2.961
Al_{IV}	0.039
somme	3.000
Al_{VI}	1.917
Ti	0.020
Cr	0.006
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.042
somme	1.989
Fe_{II}	0.000
Mn	0.015
Mg	0.053
Ca	2.957
somme	3.026
TOTAL	8.015

TYPE CHIMIQUE



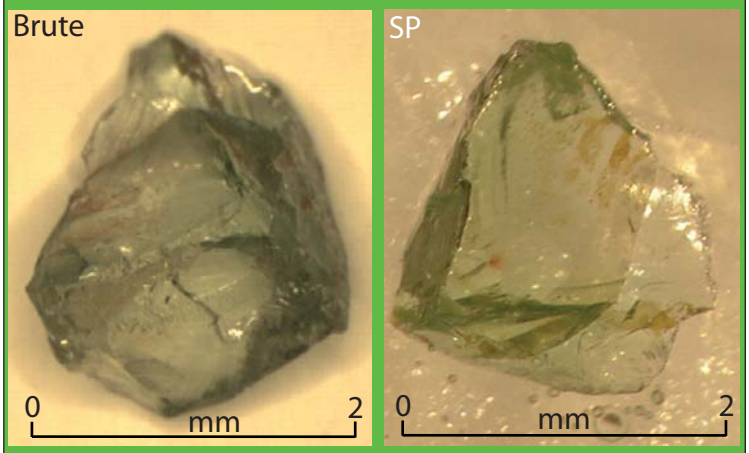




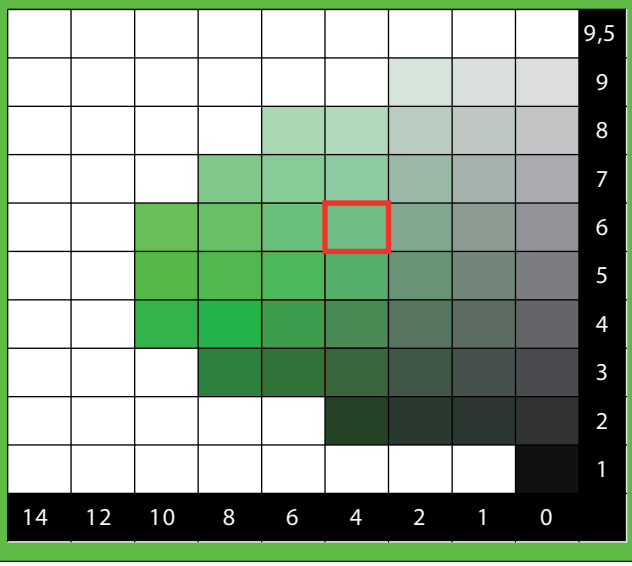
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	4820	4119	5254	0.042	0.036	0.047
Chrome	673	582	732	0.006	0.005	0.006
Manganèse	1885	1433	2215	0.015	0.012	0.018
Titane	2096	1984	2170	0.020	0.019	0.020
Magnésium	2889	2750	3064	0.053	0.051	0.056
Fer II	0	0	420	0.000	0.000	0.004
Fer III	515	0	536	0.004	0.000	0.004

UMBA-B2

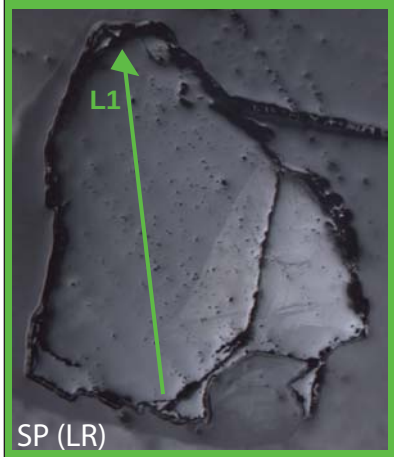
Umba
5G 6/4



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

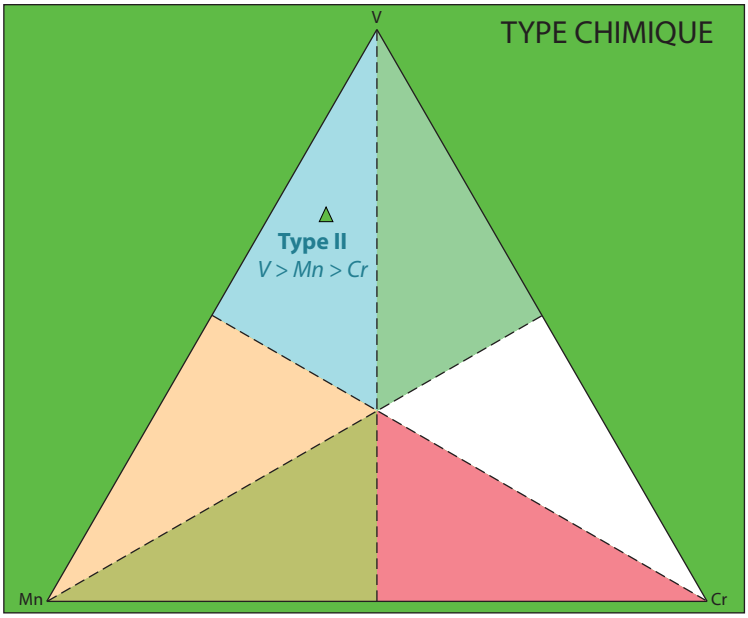


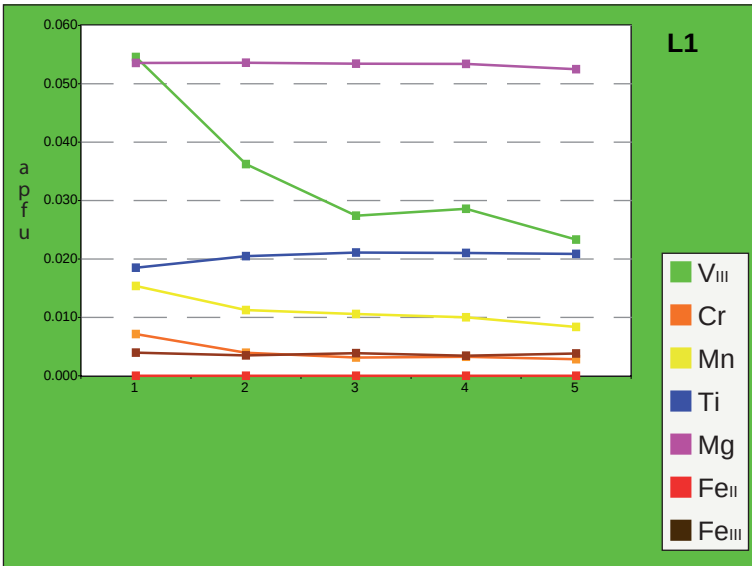
SiO_2	39.58
TiO_2	0.36
Al_2O_3	22.49
Cr_2O_3	0.07
V_2O_3	0.57
Fe_2O_3	0.07
FeO	0.00
MnO	0.18
MgO	0.48
CaO	37.03
TOTAL	100.83

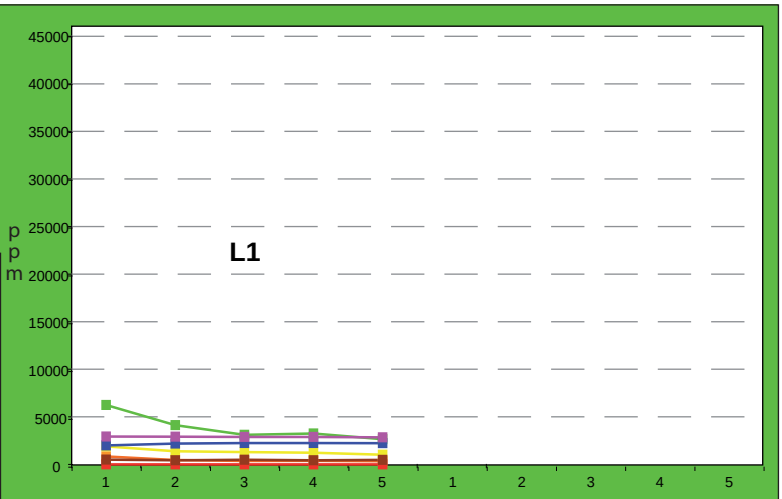
Pyrope	1.8
Almandin	0.0
Spessartine	0.4
Andradite	0.2
Uvarovite	0.2
Goldmanite	1.7
Grossulaire	95.8
TOTAL	100

Si	2.953
Al_{IV}	0.047
somme	3.000
Al_{VI}	1.930
Ti	0.020
Cr	0.004
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.034
somme	1.992
Fe_{II}	0.000
Mn	0.011
Mg	0.053
Ca	2.960
somme	3.025
TOTAL	8.017

TYPE CHIMIQUE





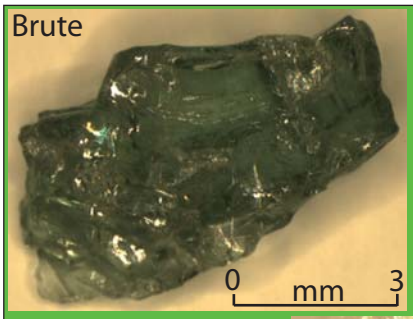


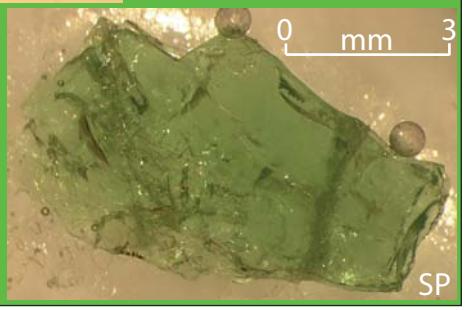
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	3872	2644	6247	0.034	0.023	0.055
Chrome	472	328	835	0.004	0.003	0.007
Manganèse	1363	1022	1897	0.011	0.008	0.015
Titane	2179	1990	2248	0.020	0.019	0.021
Magnésium	2890	2840	2925	0.053	0.052	0.054
Fer II	0	0	0	0.000	0.000	0.000
Fer III	463	428	497	0.004	0.003	0.004

UMBA-C

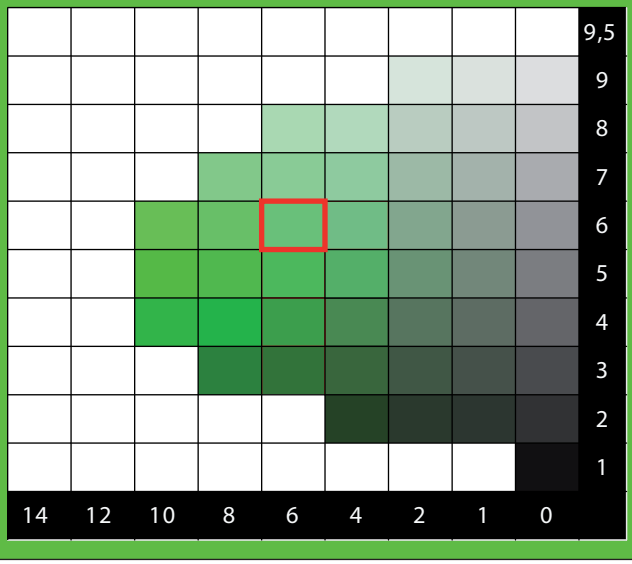
Umba
5G 6/6

Brute

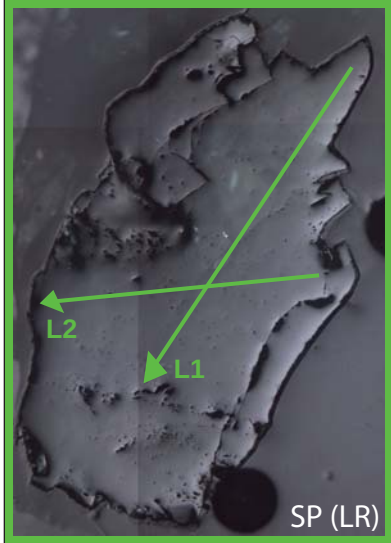




CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

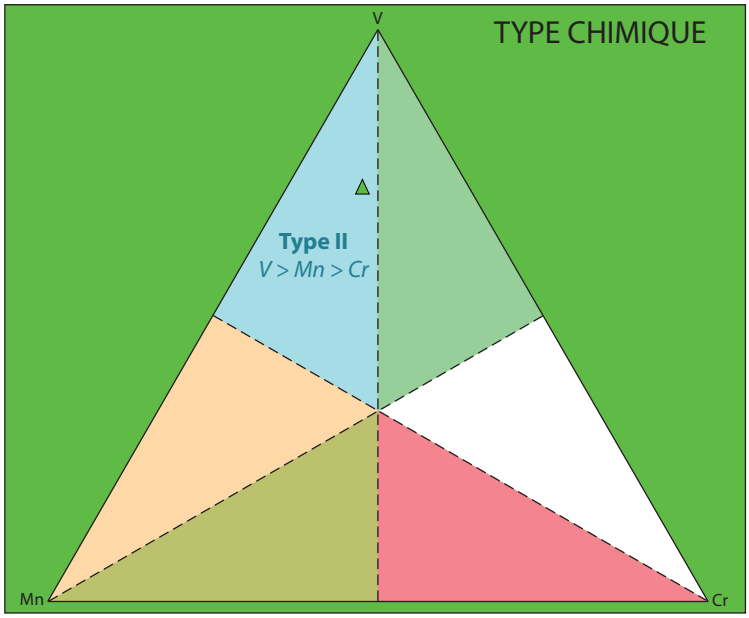


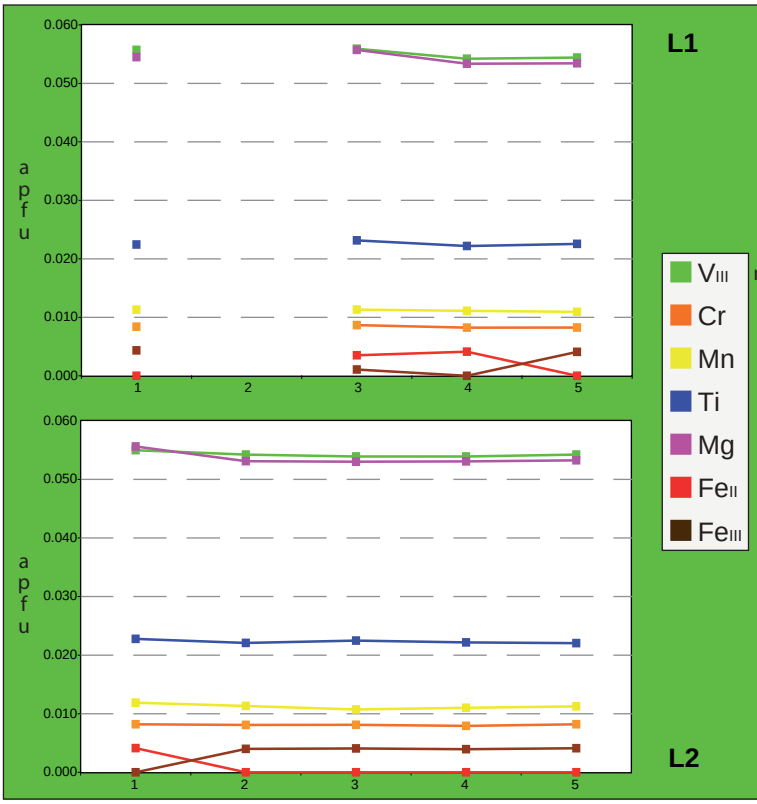
SiO_2	39.55
TiO_2	0.40
Al_2O_3	22.03
Cr_2O_3	0.14
V_2O_3	0.91
Fe_2O_3	0.07
FeO	0.00
MnO	0.18
MgO	0.48
CaO	36.75
TOTAL	100.51

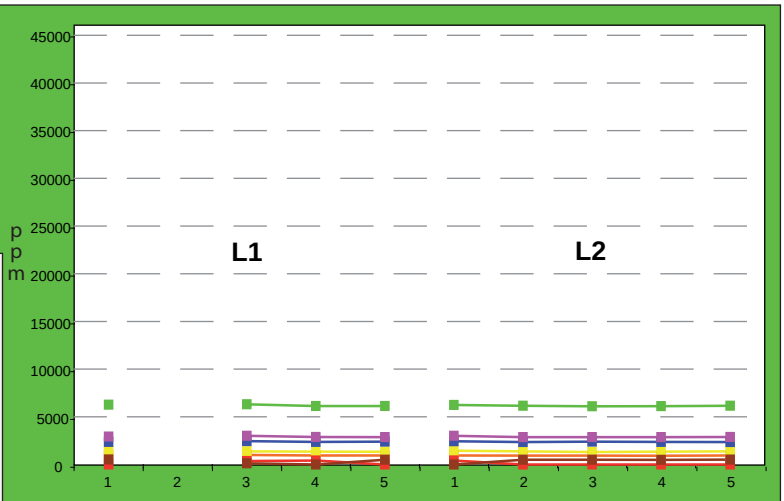
Pyrope	1.8
Almandin	0.0
Spessartine	0.4
Andradite	0.2
Uvarovite	0.4
Goldmanite	2.7
Grossulaire	94.5
TOTAL	100

Si	2.962
Al_{IV}	0.038
somme	3.000
Al_{VI}	1.907
Ti	0.022
Cr	0.008
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.055
somme	1.996
Fe_{II}	0.000
Mn	0.011
Mg	0.054
Ca	2.949
somme	3.014
TOTAL	8.010

TYPE CHIMIQUE



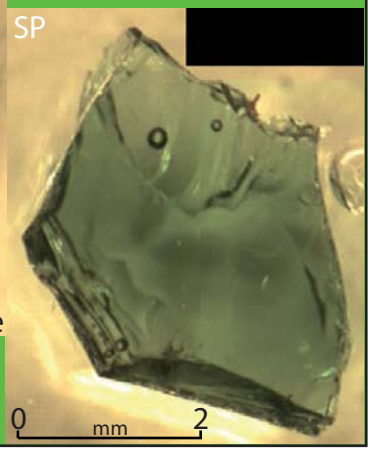




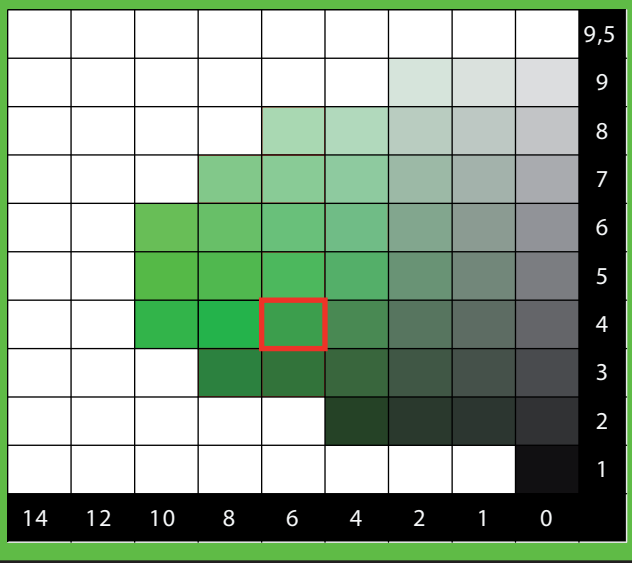
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	6183	6104	6315	0.055	0.054	0.056
Chrome	951	917	999	0.008	0.008	0.009
Manganèse	1368	1309	1456	0.011	0.011	0.012
Titane	2387	2356	2458	0.022	0.022	0.023
Magnésium	2912	2865	3015	0.054	0.053	0.056
Fer II	0	0	420	0.000	0.000	0.004
Fer III	517	0	536	0.004	0.000	0.004

RU1

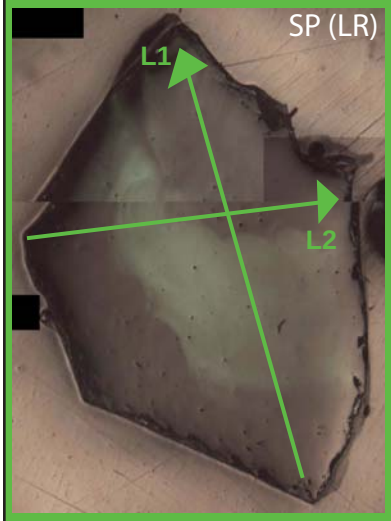
Ruangwa
5G 4/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

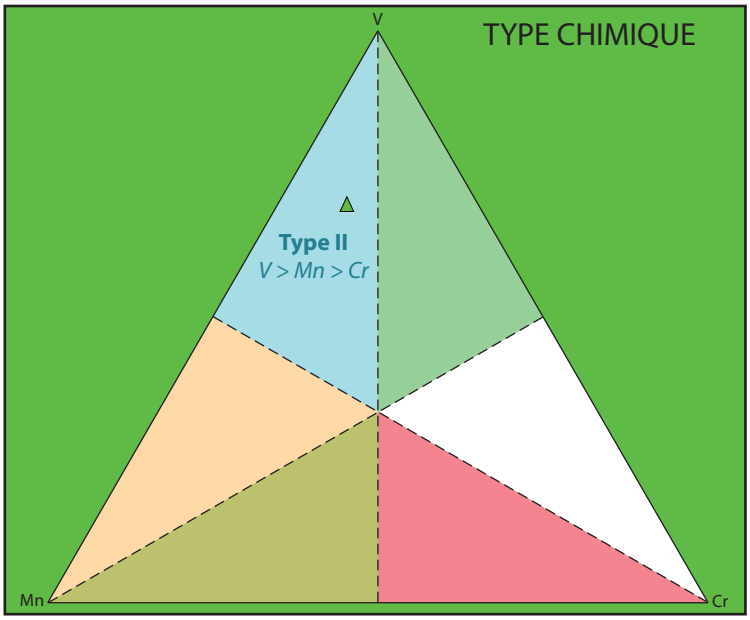


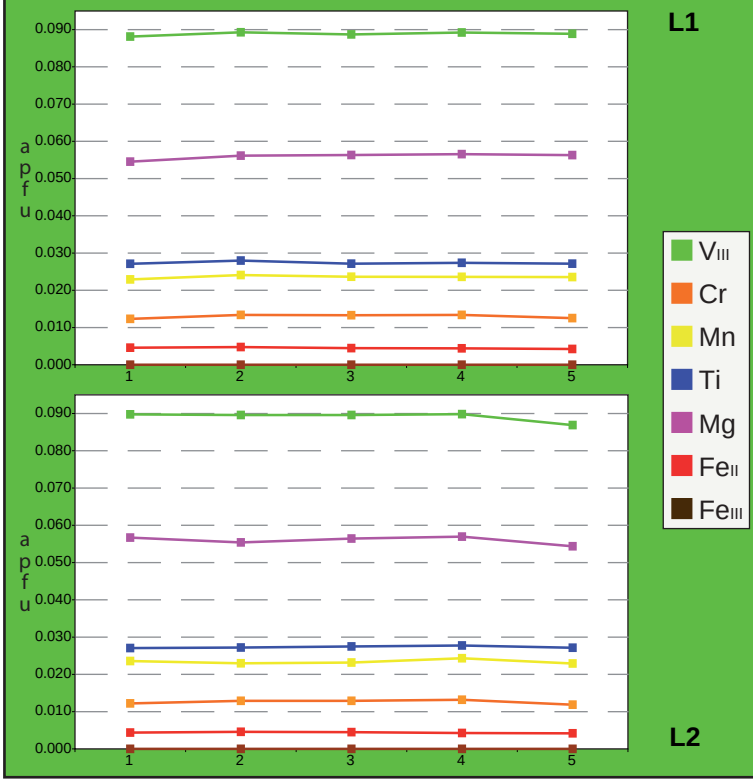
SiO_2	39.48
TiO_2	0.48
Al_2O_3	20.72
Cr_2O_3	0.21
V_2O_3	1.46
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.36
MgO	0.49
CaO	35.47
TOTAL	98.73

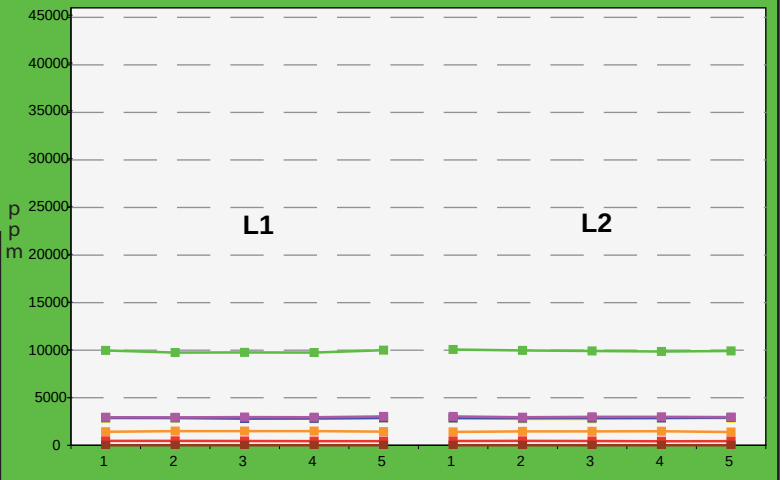
Pyrope	1.9
Almandin	0.1
Spessartine	0.8
Andradite	0.0
Uvarovite	0.6
Goldmanite	4.5
Grossulaire	92.1
TOTAL	100

Si	3.010
Al_{IV}	0.000
somme	3.010
Al_{VI}	1.862
Ti	0.027
Cr	0.013
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.089
somme	1.991
Fe_{II}	0.004
Mn	0.023
Mg	0.056
Ca	2.897
somme	2.981
TOTAL	7.981

TYPE CHIMIQUE





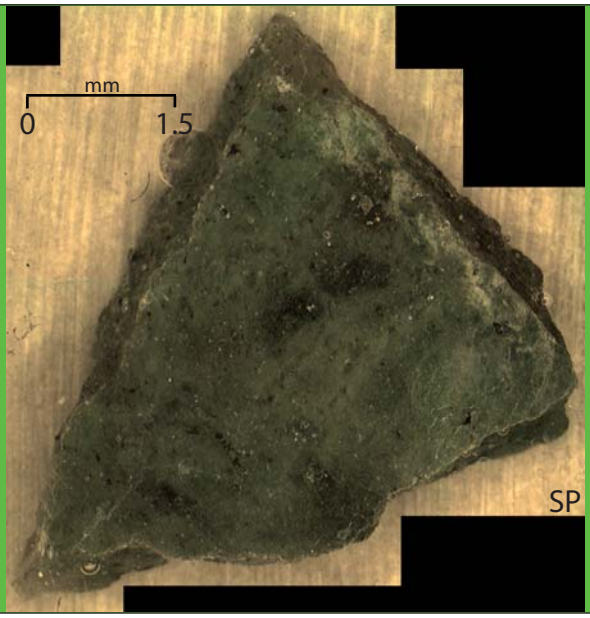


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	9894	9748	10067	0.089	0.087	0.090
Chrome	1451	1382	1492	0.013	0.012	0.013
Manganèse	2814	2757	2881	0.023	0.023	0.024
Titane	2858	2806	2914	0.027	0.027	0.028
Magnésium	2970	2925	3033	0.056	0.054	0.057
Fer II	442	420	465	0.004	0.004	0.005
Fer III	0	0	0	0.000	0.000	0.000

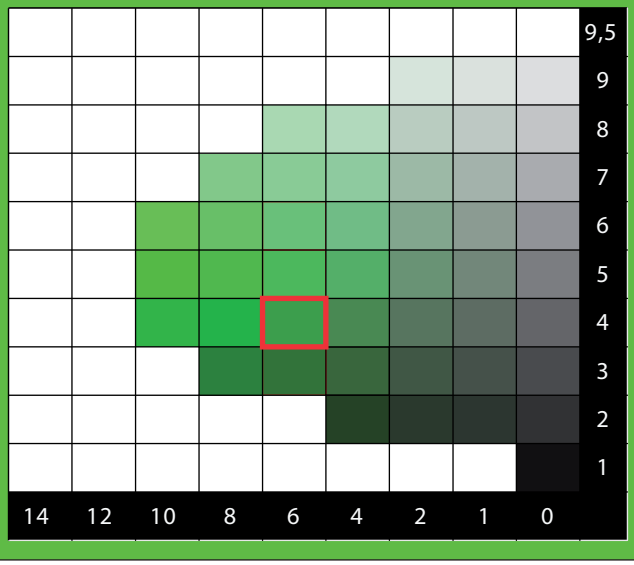
RU4

Ruangwa

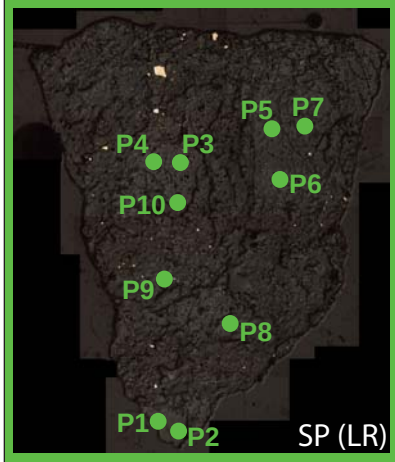
5G 4/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

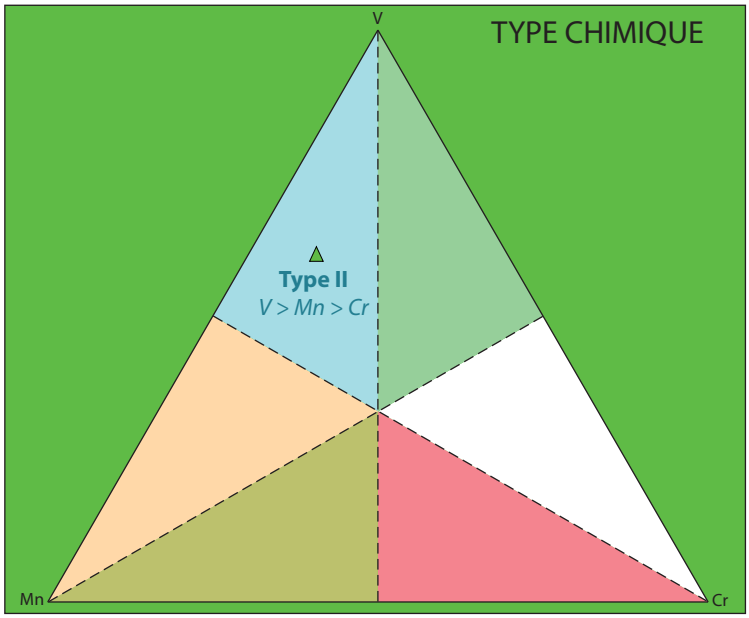


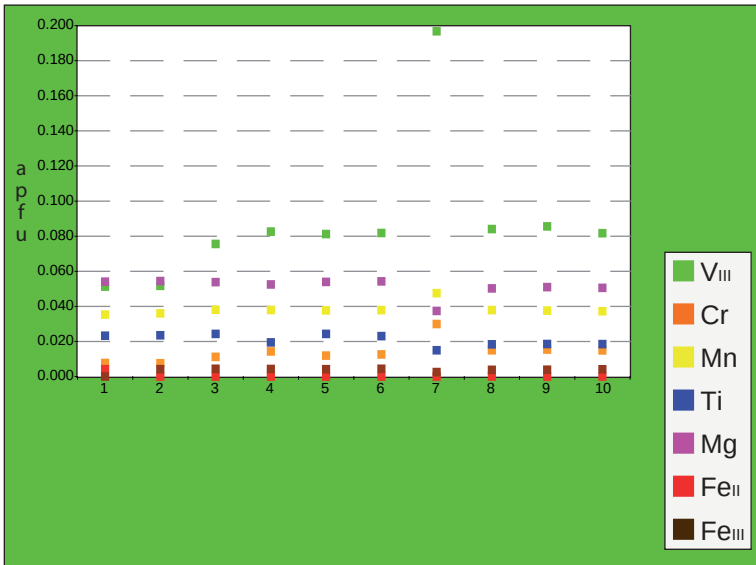
SiO_2	39.94
TiO_2	0.37
Al_2O_3	21.55
Cr_2O_3	0.24
V_2O_3	1.46
Fe_2O_3	0.07
FeO	0.00
MnO	0.61
MgO	0.46
CaO	36.82
TOTAL	101.53

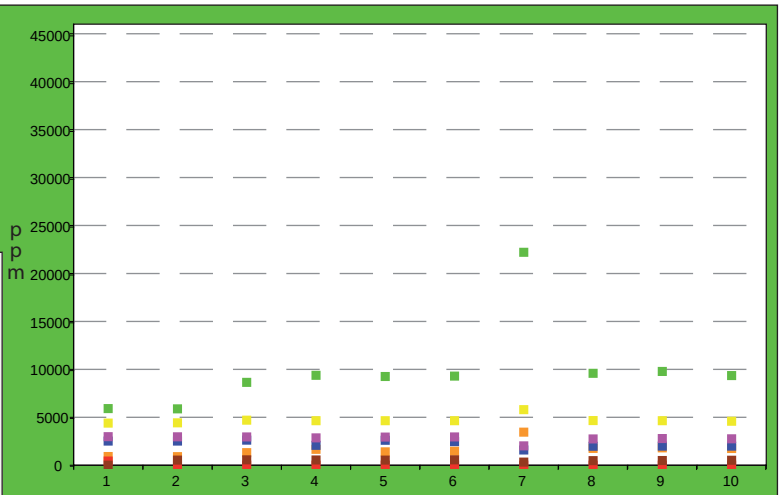
Pyrope	1.7
Almandin	0.0
Spessartine	1.3
Andradite	0.2
Uvarovite	0.7
Goldmanite	4.4
Grossulaire	91.7
TOTAL	100

Si	2.971
Al_{IV}	0.029
somme	3.000
Al_{VI}	1.861
Ti	0.021
Cr	0.014
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.087
somme	1.987
Fe_{II}	0.000
Mn	0.038
Mg	0.051
Ca	2.935
somme	3.024
TOTAL	8.011

TYPE CHIMIQUE





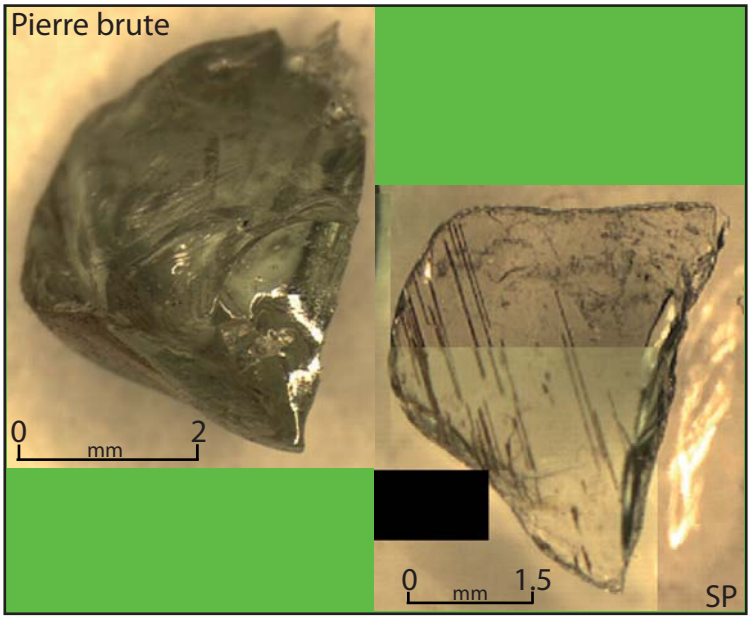


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	9924	5880	22207	0.087	0.051	0.197
Chrome	1633	883	3448	0.021	0.015	0.024
Manganèse	4706	4383	5785	0.038	0.035	0.048
Titane	2231	1589	2614	0.014	0.010	0.023
Magnésium	2785	2014	2967	0.051	0.037	0.054
Fer II	0	0	433	0.000	0.000	0.004
Fer III	501	0	552	0.004	0.000	0.004

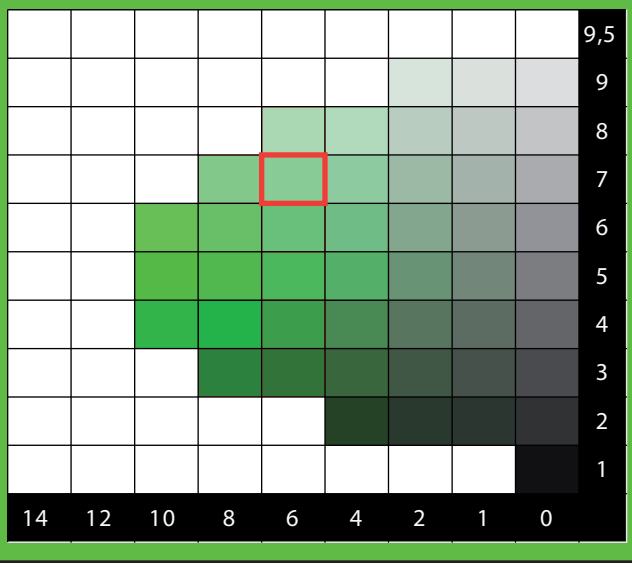
TU1

Tunduru
5G 4/4

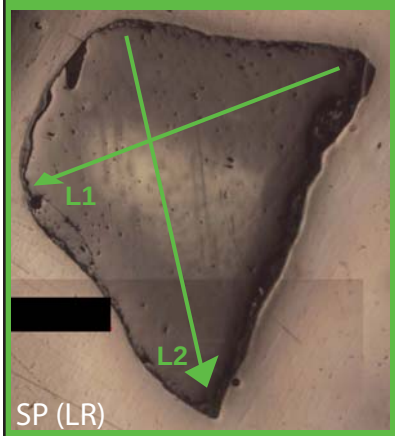
Pierre brute



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

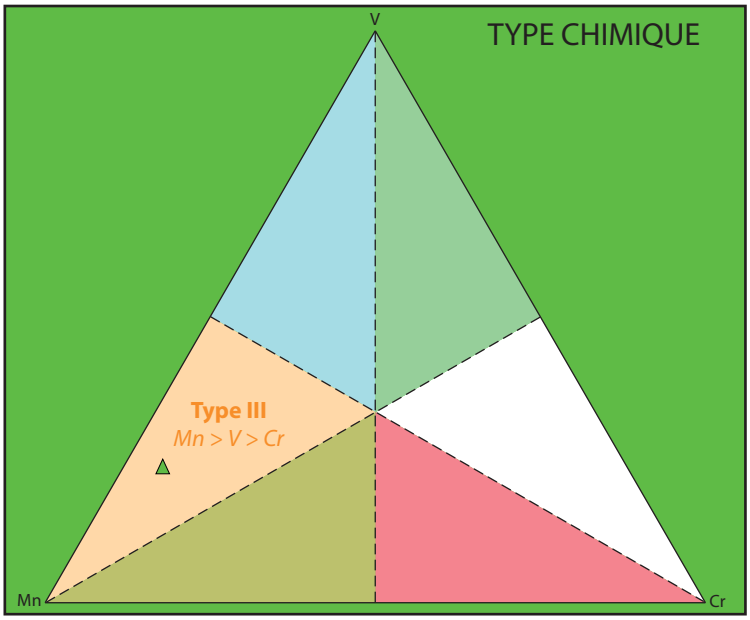


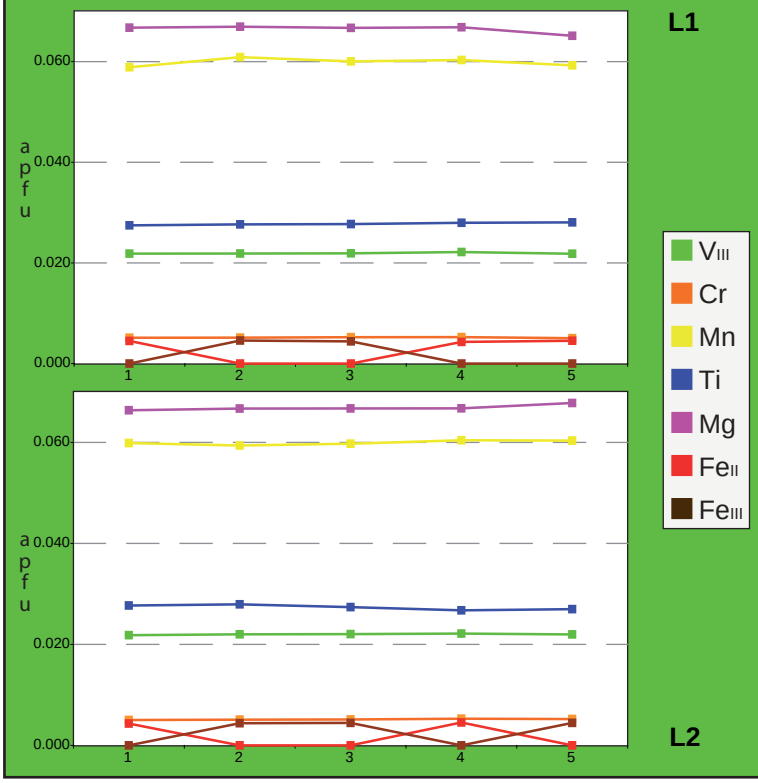
SiO_2	40.36
TiO_2	0.49
Al_2O_3	22.10
Cr_2O_3	0.09
V_2O_3	0.37
Fe_2O_3	0.08
FeO	0.00
MnO	0.95
MgO	0.60
CaO	36.47
TOTAL	101.52

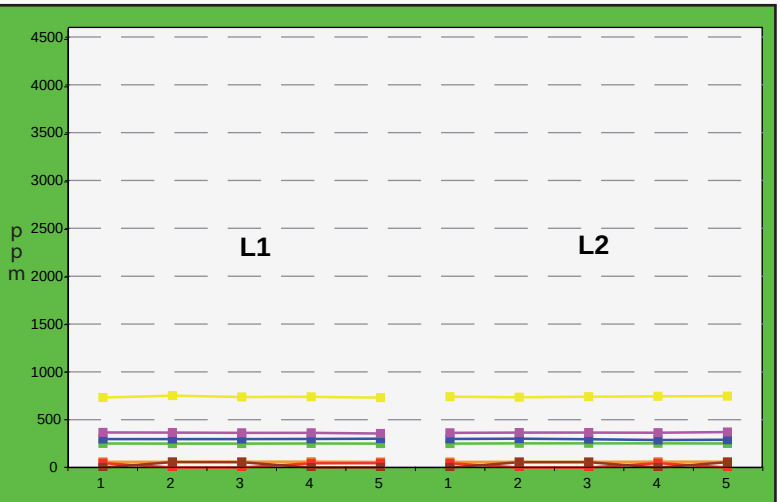
Pyrope	2.2
Almandin	0.0
Spessartine	2.0
Andradite	0.2
Uvarovite	0.3
Goldmanite	1.1
Grossulaire	94.2
TOTAL	100

Si	2.990
Al_{IV}	0.010
somme	3.000
Al_{VI}	1.920
Ti	0.028
Cr	0.005
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.022
somme	1.979
Fe_{II}	0.000
Mn	0.060
Mg	0.067
Ca	2.896
somme	3.027
TOTAL	8.001

TYPE CHIMIQUE





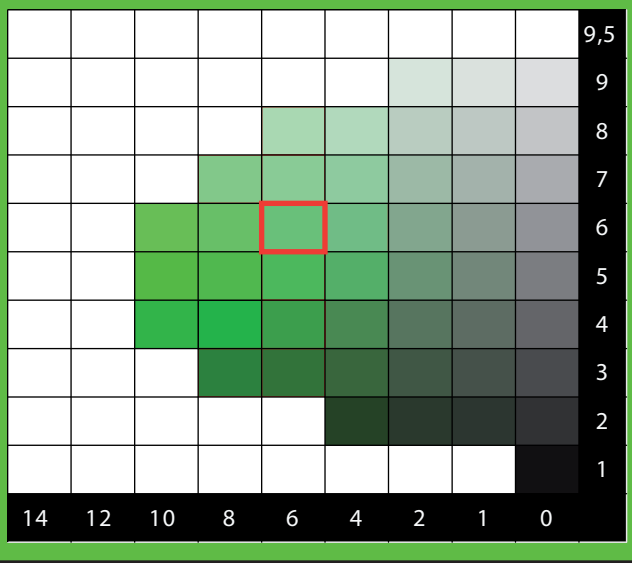


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	2512	2495	2529	0.022	0.022	0.022
Chrome	602	588	616	0.005	0.005	0.005
Manganèse	7391	7303	7512	0.060	0.059	0.061
Titane	2964	2872	3015	0.028	0.027	0.028
Magnésium	3639	3552	3703	0.067	0.065	0.068
Fer II	0	0	465	0.000	0.000	0.005
Fer III	558	0	575	0.004	0.000	0.005

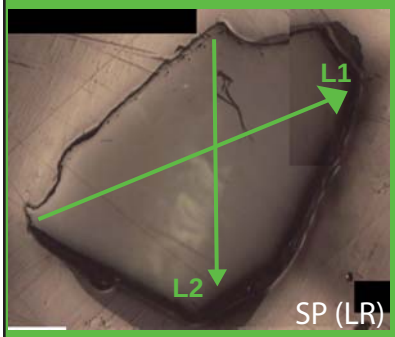
TU2

Tunduru
5G 6/6

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

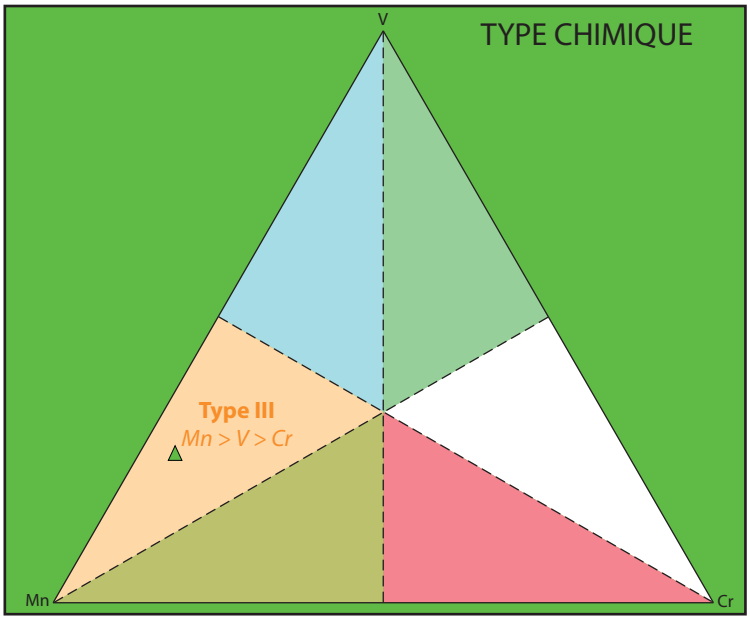


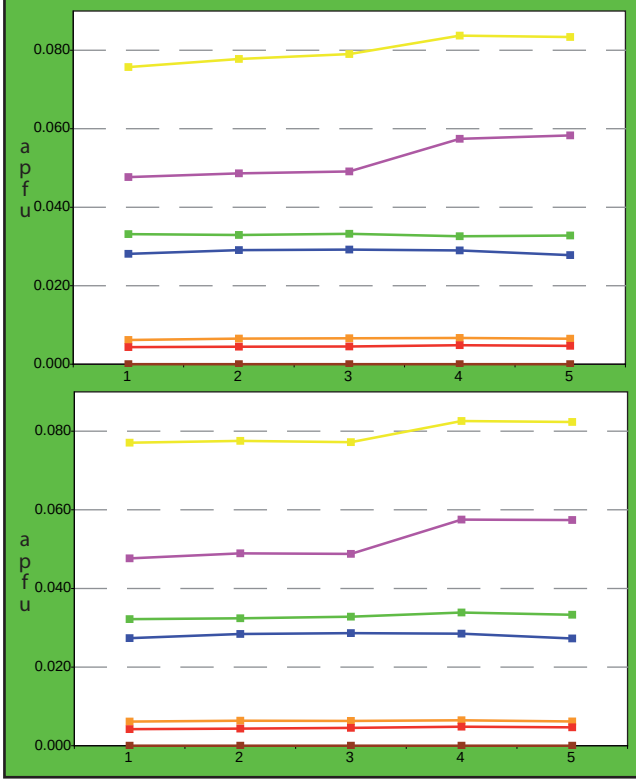
SiO_2	40.00
TiO_2	0.50
Al_2O_3	21.59
Cr_2O_3	0.11
V_2O_3	0.55
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	1.25
MgO	0.47
CaO	35.49
TOTAL	100.03

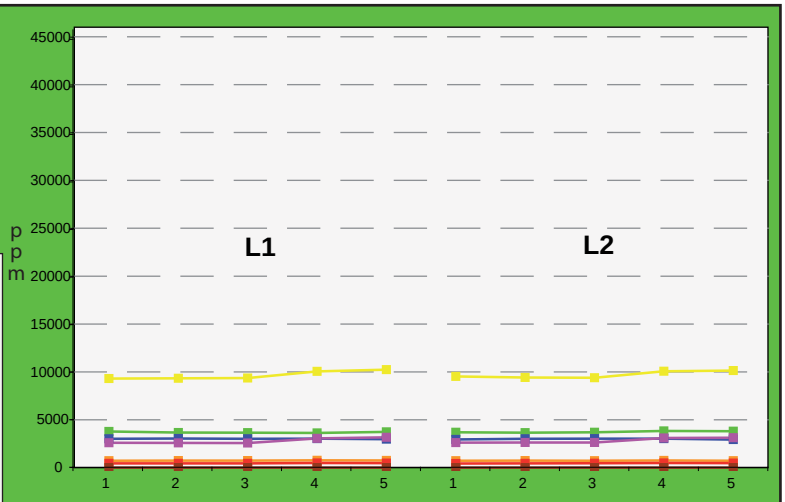
Pyrope	1.7
Almandin	0.2
Spessartine	2.7
Andradite	0.0
Uvarovite	0.3
Goldmanite	1.7
Grossulaire	93.5
TOTAL	100

Si	3.009
Al_{IV}	0.000
somme	3.009
Al_{VI}	1.914
Ti	0.028
Cr	0.006
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.033
somme	1.982
Fe_{II}	0.005
Mn	0.080
Mg	0.052
Ca	2.860
somme	2.997
TOTAL	7.987

TYPE CHIMIQUE



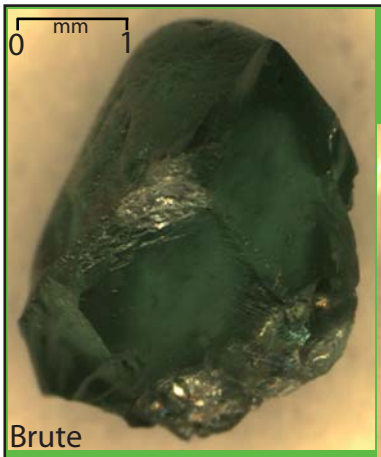


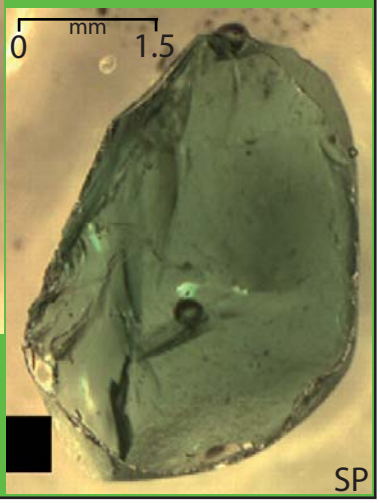


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	3712	3630	3827	0.033	0.032	0.034
Chrome	735	718	759	0.006	0.006	0.007
Manganèse	9681	9309	10231	0.080	0.076	0.084
Titane	3002	2926	3039	0.028	0.027	0.029
Magnésium	2805	2575	3166	0.052	0.048	0.058
Fer II	460	433	490	0.005	0.004	0.005
Fer III	0	0	0	0.000	0.000	0.000

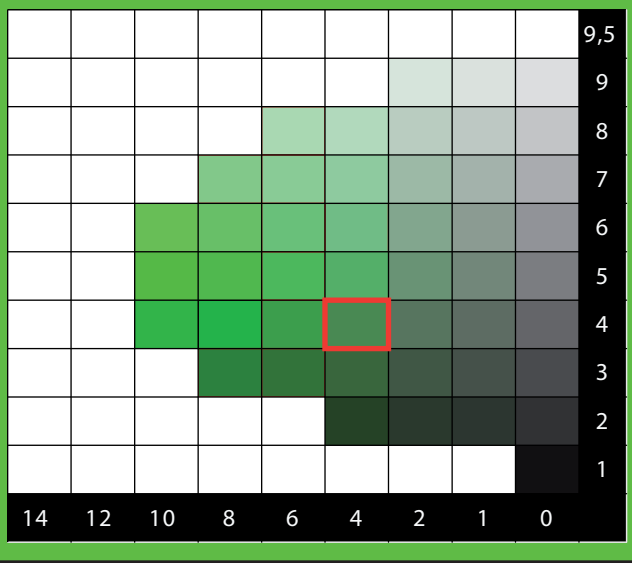
TU3

Tunduru
5G 4/4

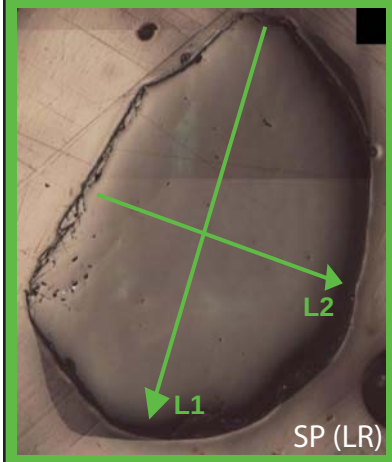




CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

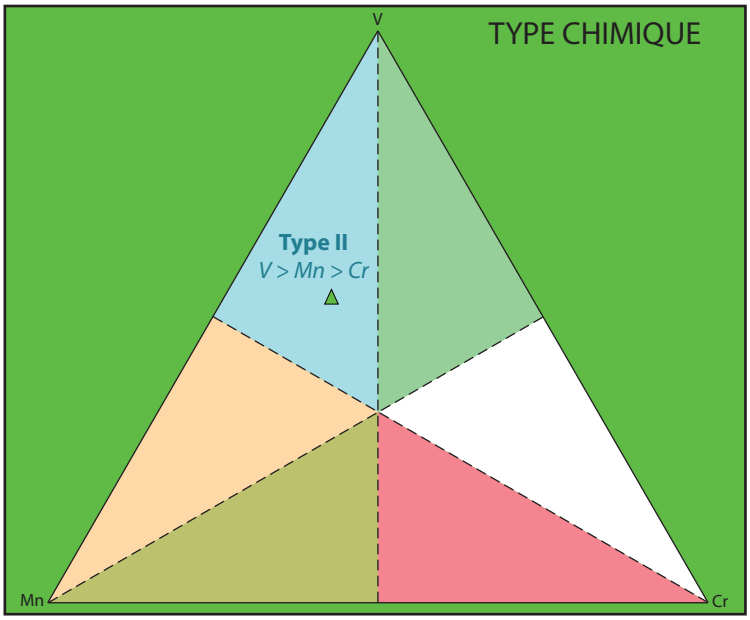


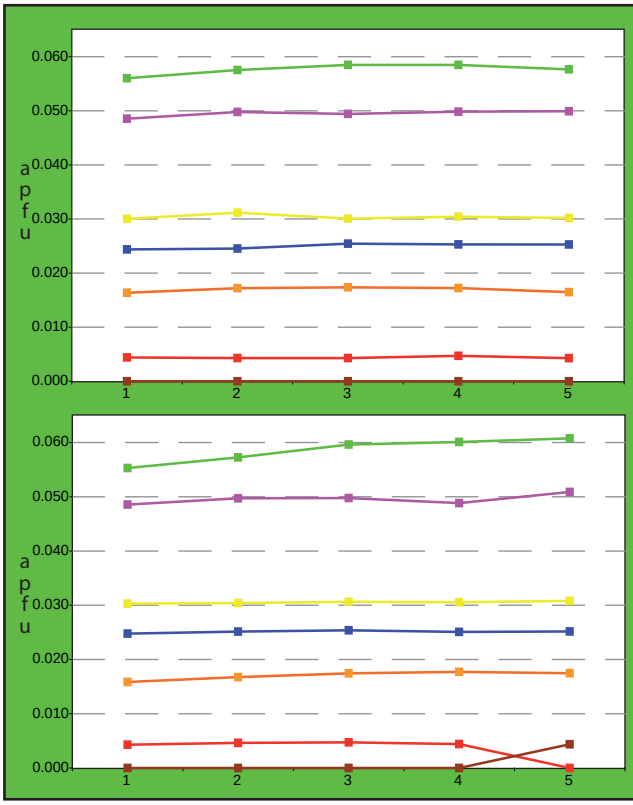
SiO_2	39.92
TiO_2	0.44
Al_2O_3	21.66
Cr_2O_3	0.29
V_2O_3	0.97
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.48
MgO	0.44
CaO	36.21
TOTAL	100.49

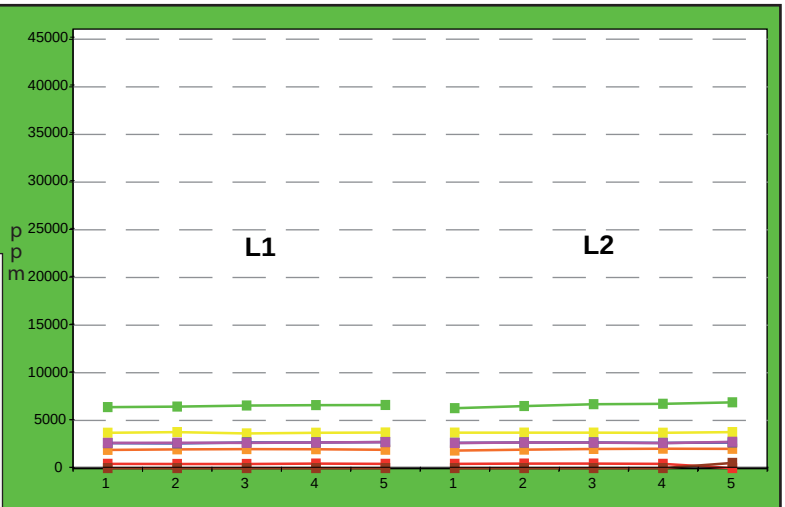
Pyrope	1.7
Almandin	0.1
Spessartine	1.0
Andradite	0.0
Uvarovite	0.8
Goldmanite	2.9
Grossulaire	93.4
TOTAL	100

Si	2.990
Al_{IV}	0.010
somme	3.000
Al_{VI}	1.901
Ti	0.025
Cr	0.017
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.058
somme	2.002
Fe_{II}	0.004
Mn	0.030
Mg	0.050
Ca	2.906
somme	2.990
TOTAL	7.992

TYPE CHIMIQUE



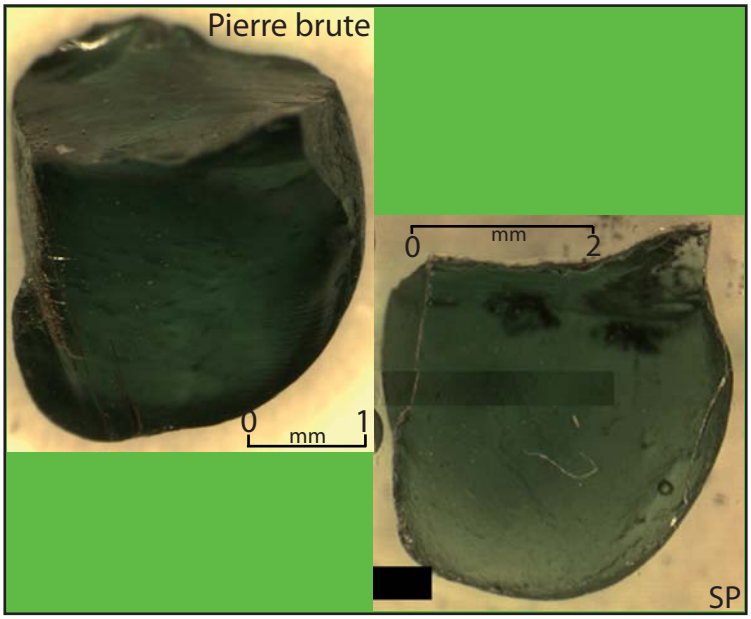




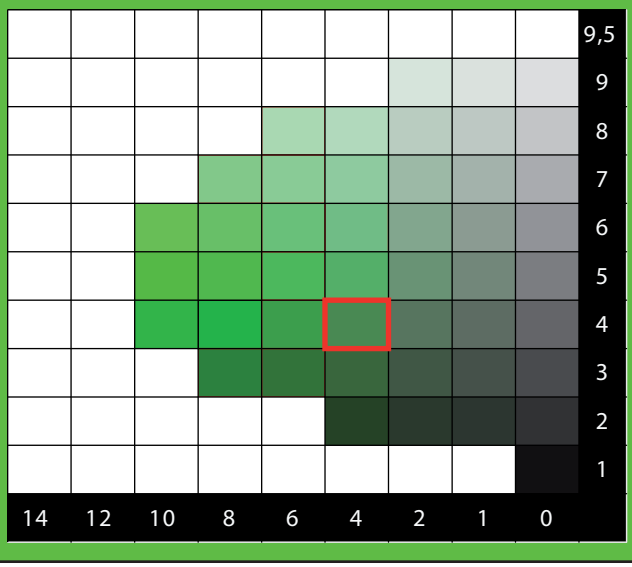
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	6579	6288	6899	0.058	0.055	0.061
Chrome	1963	1841	2032	0.017	0.016	0.018
Manganèse	3718	3640	3772	0.030	0.030	0.031
Titane	2667	2590	2728	0.025	0.024	0.025
Magnésium	2675	2617	2756	0.050	0.049	0.051
Fer II	452	0	478	0.004	0.000	0.005
Fer III	0	0	544	0.000	0.000	0.004

TU4

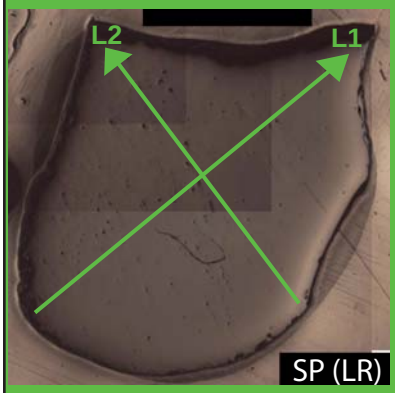
Tunduru
5G 4/4



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

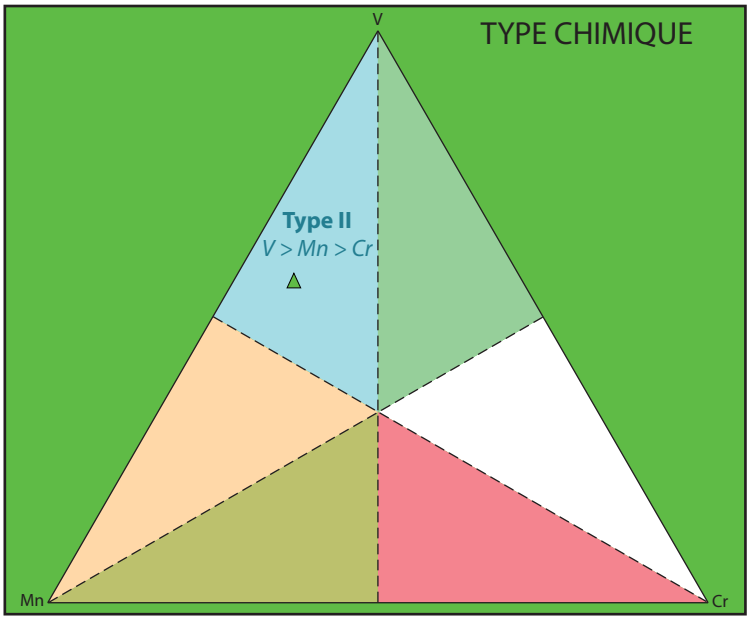


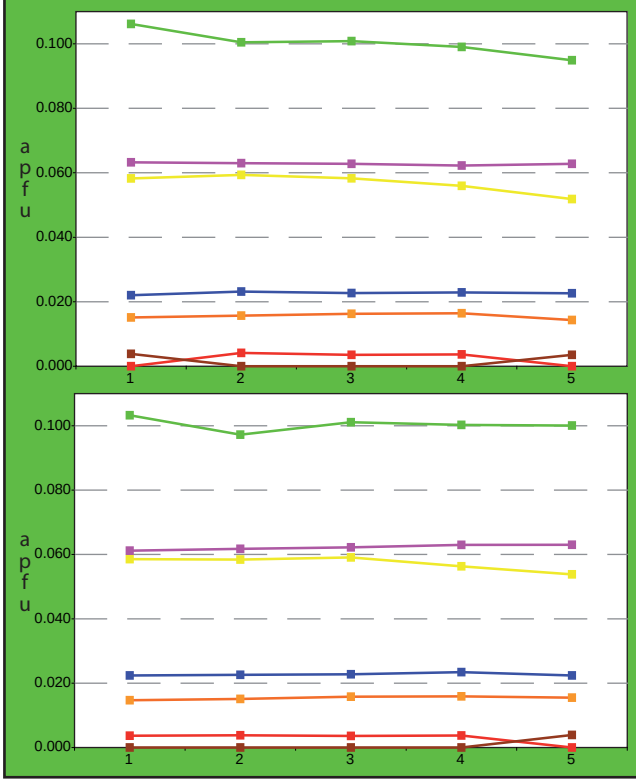
SiO_2	40.00
TiO_2	0.40
Al_2O_3	21.03
Cr_2O_3	0.26
V_2O_3	1.67
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	0.90
MgO	0.56
CaO	35.80
TOTAL	100.68

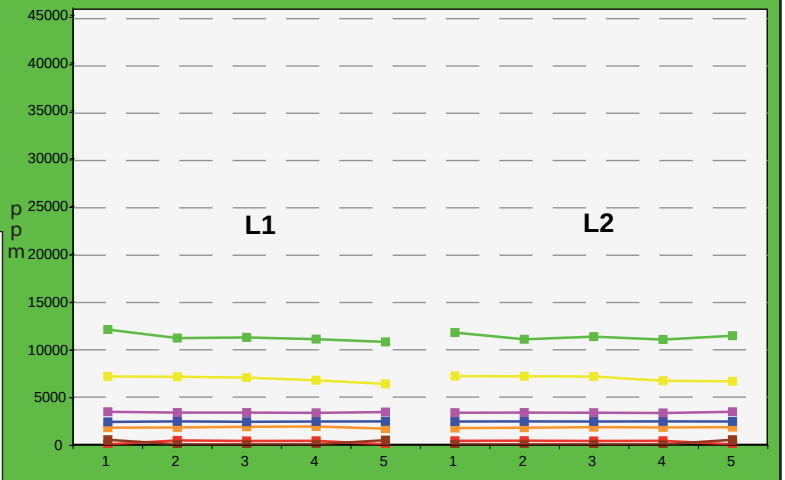
Pyrope	2.1
Almandin	0.1
Spessartine	1.9
Andradite	0.0
Uvarovite	0.8
Goldmanite	5.0
Grossulaire	90.1
TOTAL	100

Si	2.998
Al_{IV}	0.002
somme	3.000
Al_{VI}	1.856
Ti	0.023
Cr	0.015
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.100
somme	1.994
Fe_{II}	0.004
Mn	0.057
Mg	0.063
Ca	2.875
somme	2.998
TOTAL	7.992

TYPE CHIMIQUE







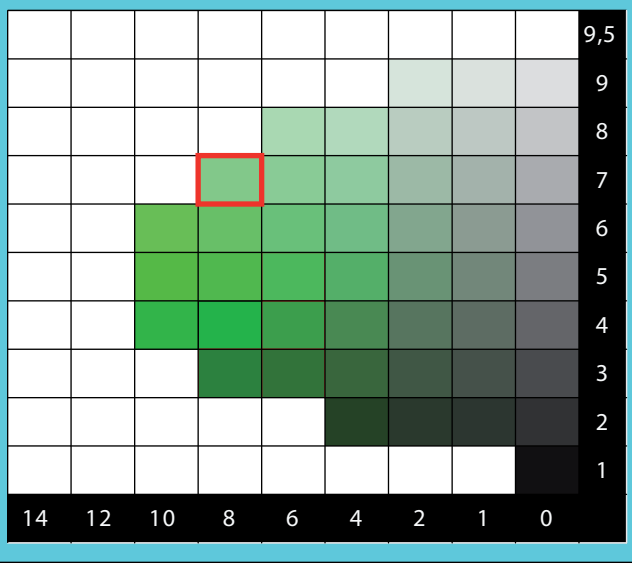
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	11350	10835	12133	0.100	0.095	0.106
Chrome	1786	1669	1882	0.015	0.014	0.016
Manganèse	6951	6382	7226	0.057	0.052	0.059
Titane	2414	2368	2434	0.023	0.022	0.023
Magnésium	3374	3323	3450	0.063	0.061	0.063
Fer II	380	0	414	0.004	0.000	0.004
Fer III	0	0	490	0.000	0.000	0.004

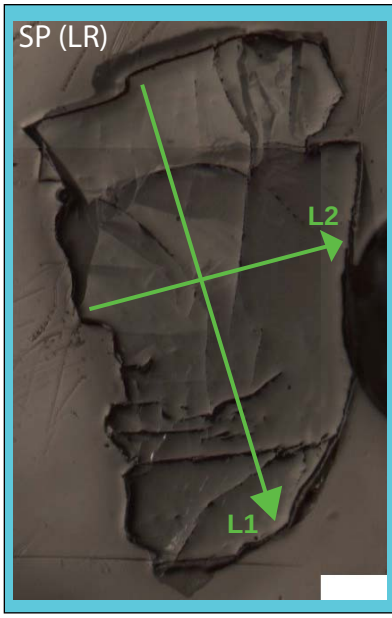
KENYA

MWA-1a

Mwatate
5G 7/8

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





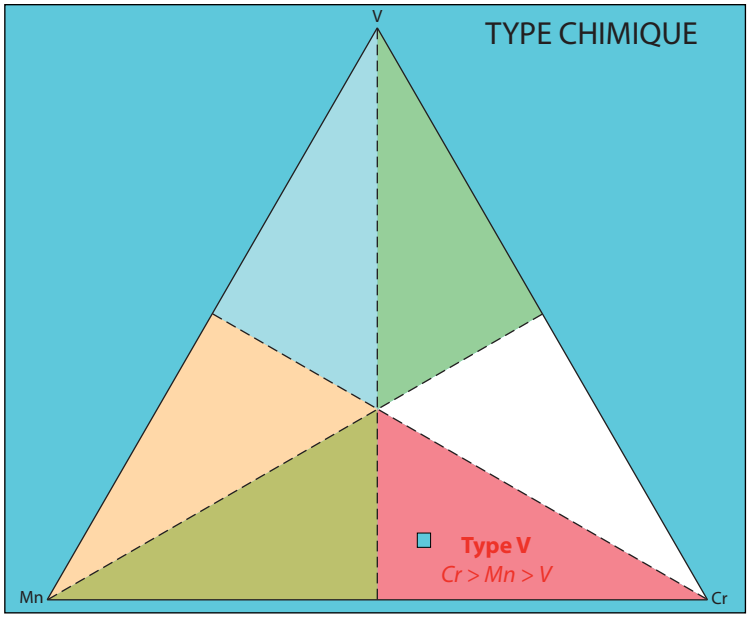
ANALYSES MOYENNES

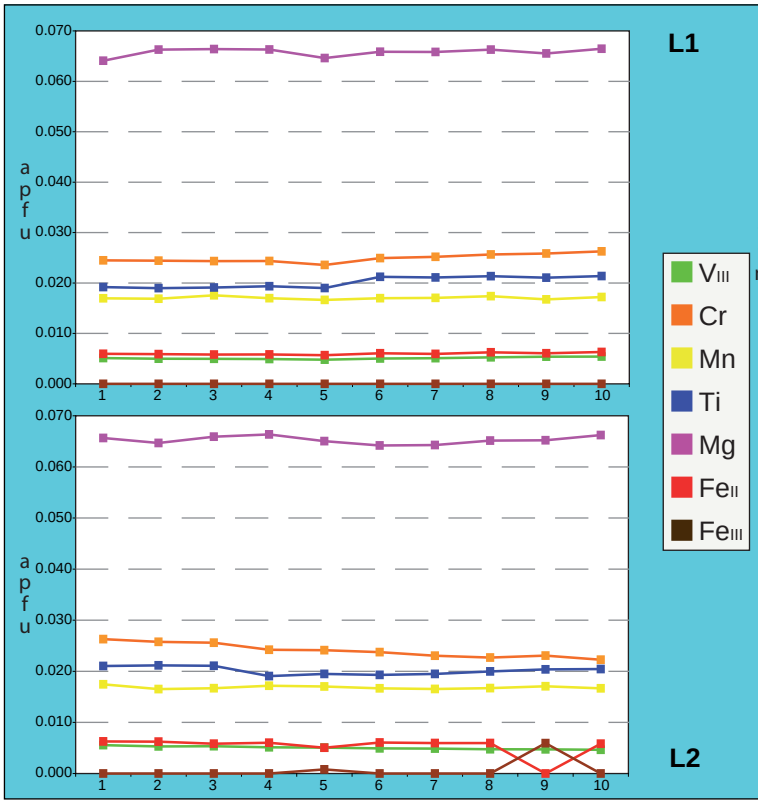
SiO_2	39.97
TiO_2	0.36
Al_2O_3	22.56
Cr_2O_3	0.41
V_2O_3	0.08
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.10
MnO	0.27
MgO	0.59
CaO	35.77
TOTAL	100.11

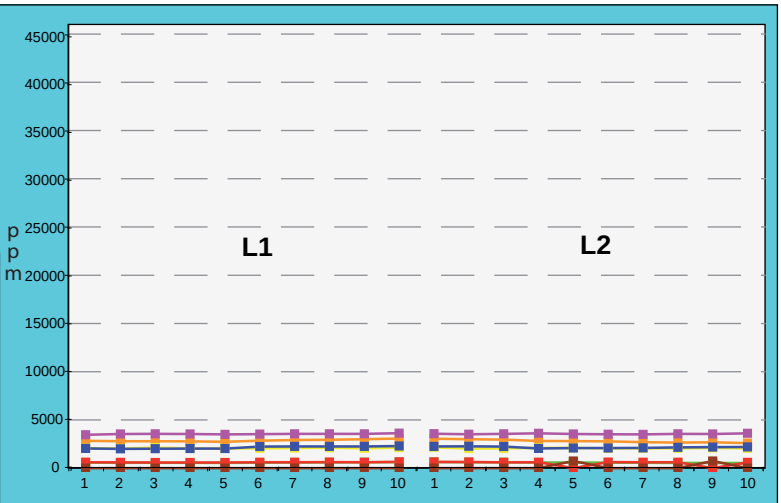
Pyrope	2.2
Almandin	0.2
Spessartine	0.6
Andradite	0.0
Uvarovite	1.2
Goldmanite	0.2
Grossulaire	95.5
TOTAL	100

Si	2.989
Al_{IV}	0.011
somme	3.000
Al_{VI}	1.977
Ti	0.020
Cr	0.024
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.005
somme	2.027
Fe_{II}	0.006
Mn	0.017
Mg	0.066
Ca	2.866
somme	2.955
TOTAL	7.982

TYPE CHIMIQUE



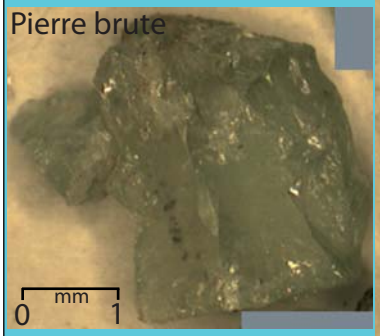


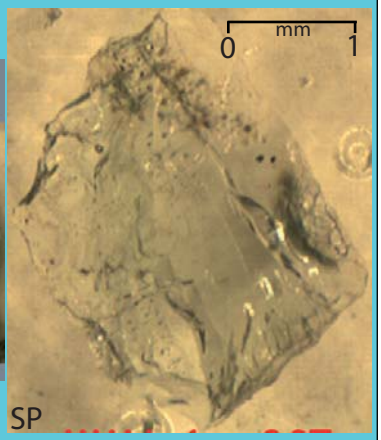


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	574	530	632	0.005	0.005	0.006
Chrome	2835	2593	3065	0.024	0.022	0.026
Manganèse	2072	2029	2145	0.017	0.017	0.018
Titane	2149	1996	2296	0.020	0.019	0.021
Magnésium	3544	3456	3625	0.066	0.064	0.066
Fer II	610	0	650	0.006	0.000	0.006
Fer III	0	0	739	0.000	0.000	0.006

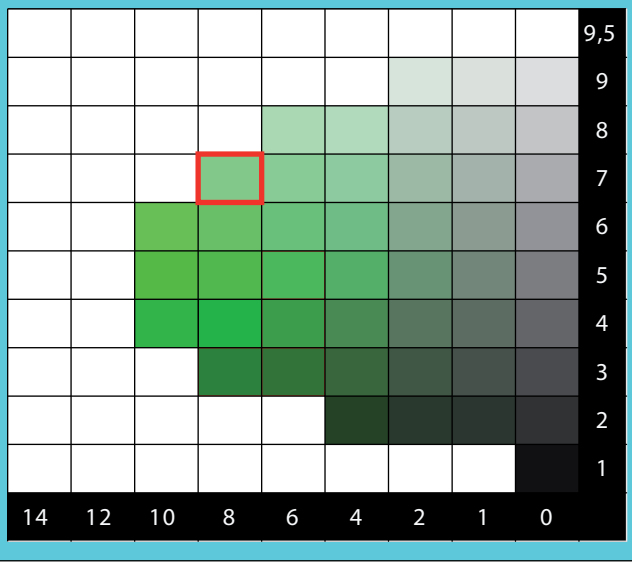
MWA-1b

Mwatate
5G 7/8

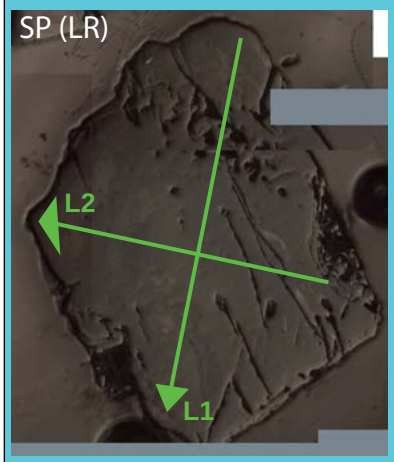




CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

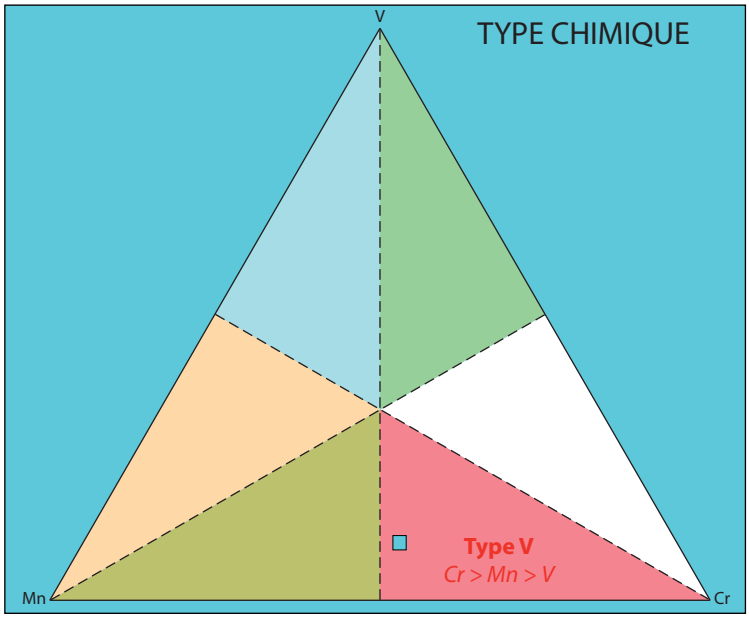


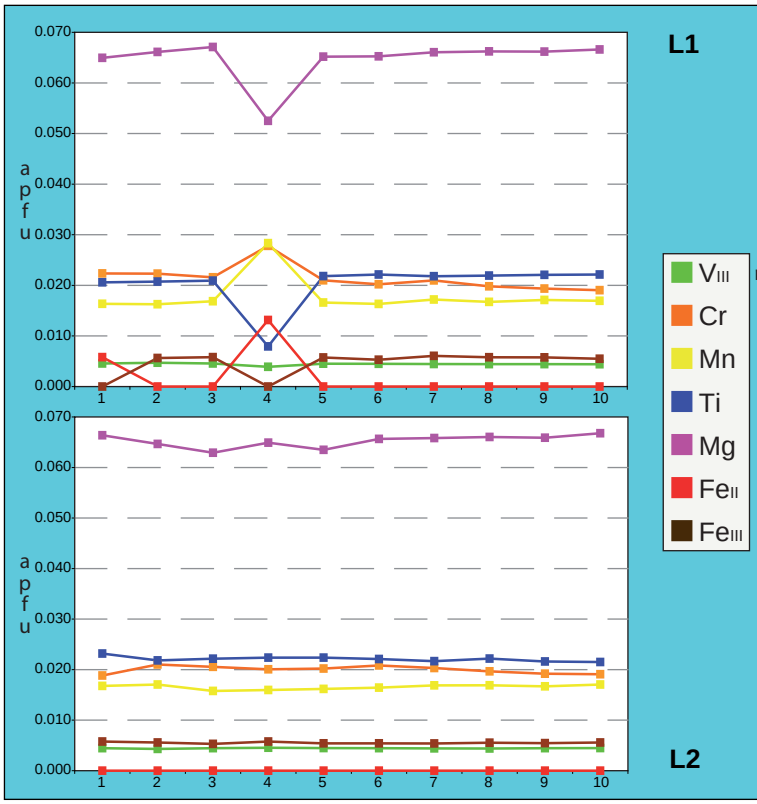
SiO_2	39.71
TiO_2	0.38
Al_2O_3	22.57
Cr_2O_3	0.35
V_2O_3	0.07
Fe_2O_3	0.11
FeO	0.00
MnO	0.27
MgO	0.59
CaO	37.34
TOTAL	101.39

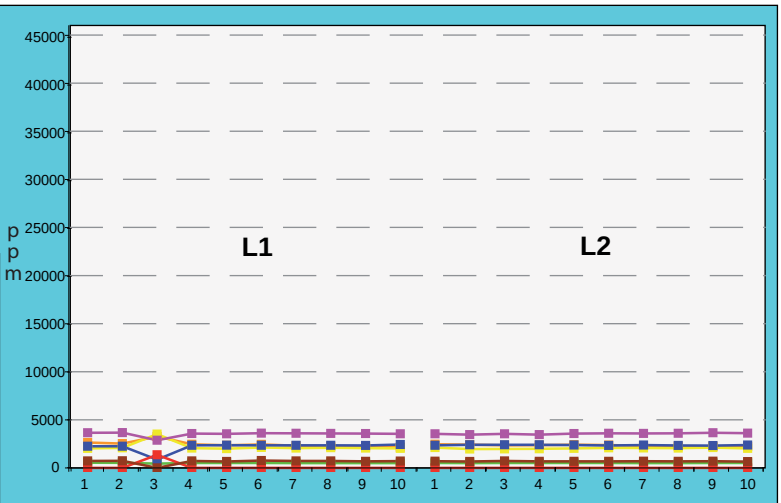
Pyrope	2.1
Almandin	0.0
Spessartine	0.6
Andradite	0.3
Uvarovite	1.0
Goldmanite	0.2
Grossulaire	95.7
TOTAL	100

Si	2.948
Al_{IV}	0.052
somme	3.000
Al_{VI}	1.923
Ti	0.021
Cr	0.021
Fe_{III}	0.006
V_{III}	0.004
somme	1.975
Fe_{II}	0.000
Mn	0.017
Mg	0.065
Ca	2.970
somme	3.052
TOTAL	8.028

TYPE CHIMIQUE



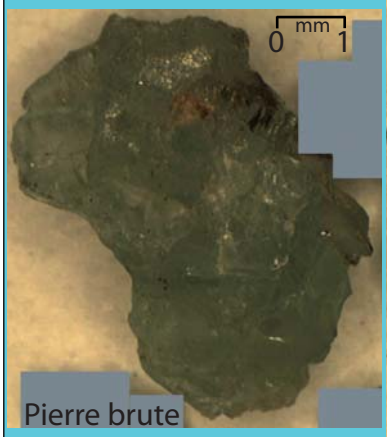


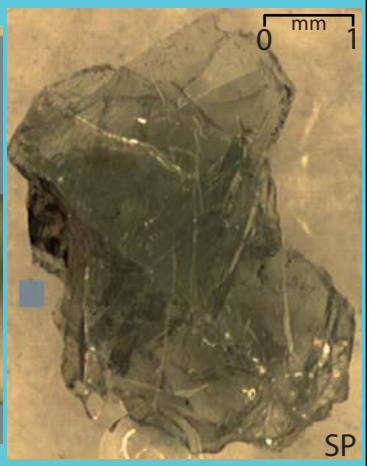


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	508	449	544	0.004	0.004	0.005
Chrome	2404	2148	3257	0.021	0.019	0.028
Manganèse	2116	1959	3508	0.017	0.016	0.028
Titane	2274	857	2434	0.021	0.008	0.023
Magnésium	3539	2877	3667	0.065	0.053	0.067
Fer II	0	0	1357	0.000	0.000	0.013
Fer III	745	0	762	0.006	0.000	0.006

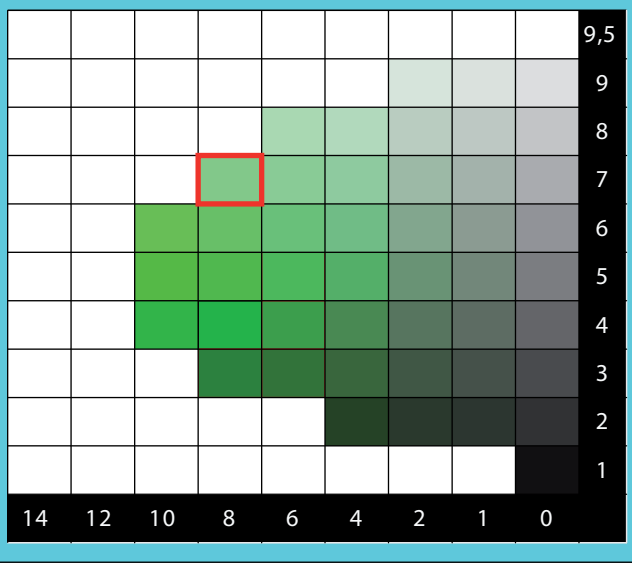
MWA-1c

Mwatate
5G 7/8

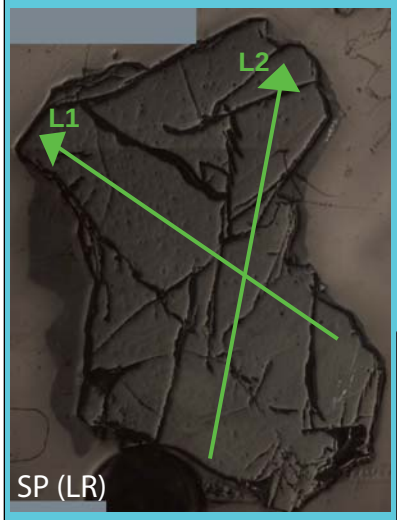




CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

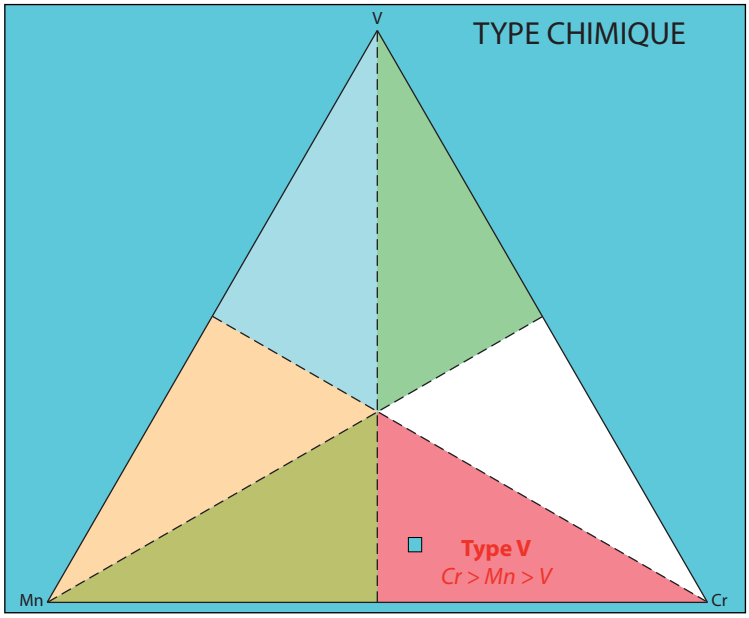


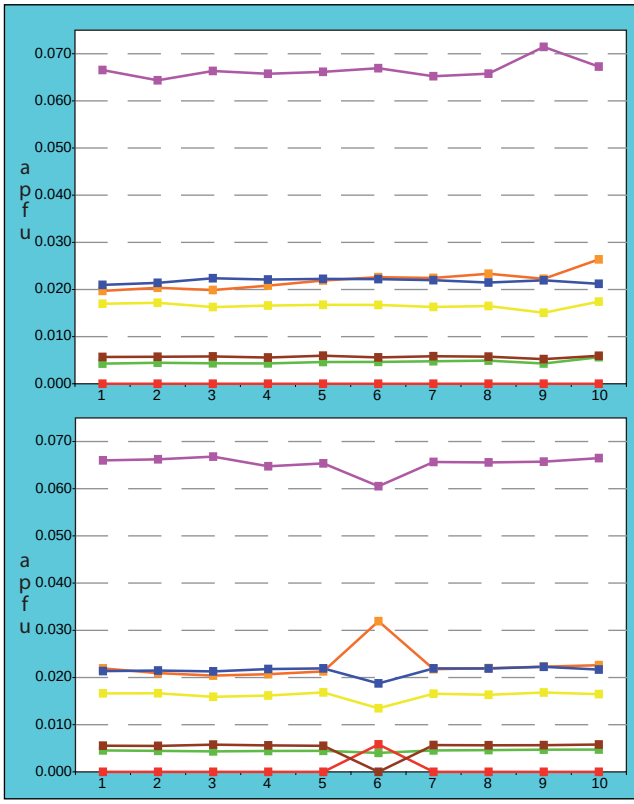
SiO_2	39.53
TiO_2	0.39
Al_2O_3	22.73
Cr_2O_3	0.38
V_2O_3	0.08
Fe_2O_3	0.10
FeO	0.00
MnO	0.26
MgO	0.59
CaO	37.04
TOTAL	101.09

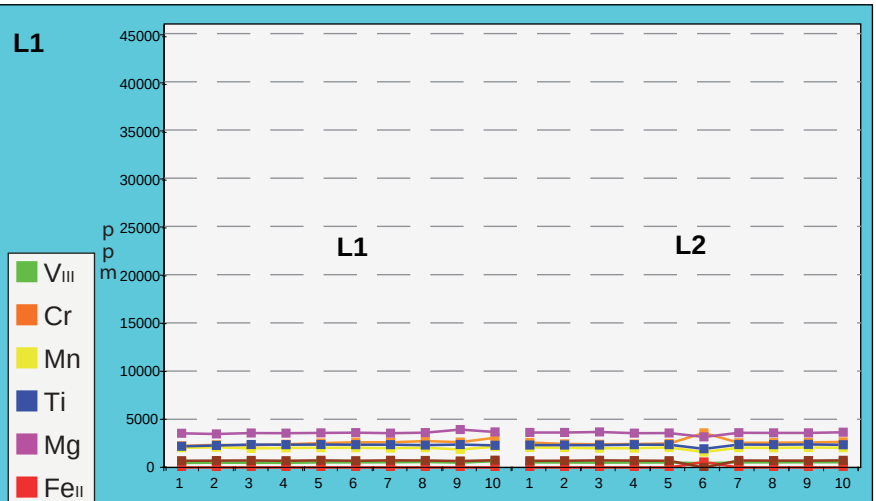
Pyrope	2.2
Almandin	0.0
Spessartine	0.5
Andradite	0.3
Uvarovite	1.1
Goldmanite	0.2
Grossulaire	95.7
TOTAL	100

Si	2.941
Al_{IV}	0.059
somme	3.000
Al_{VI}	1.935
Ti	0.022
Cr	0.022
Fe_{III}	0.006
V_{III}	0.005
somme	1.989
Fe_{II}	0.000
Mn	0.016
Mg	0.066
Ca	2.953
somme	3.036
TOTAL	8.024

TYPE CHIMIQUE







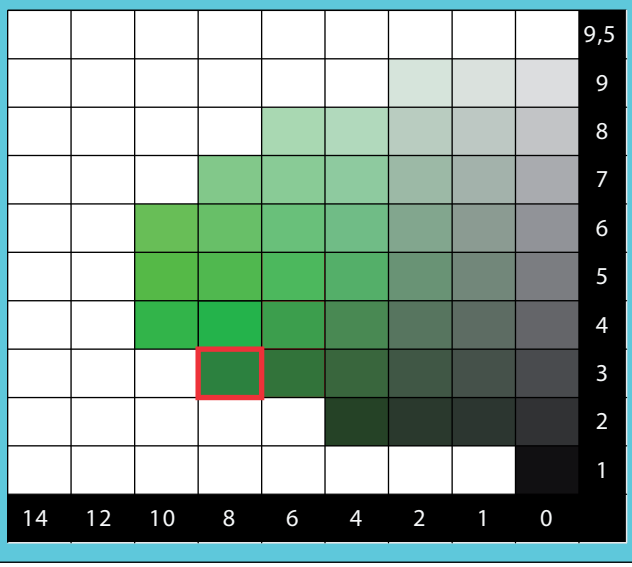
V_{III}
Cr
Mn
Ti
Mg
Fe_{II}
Fe_{III}

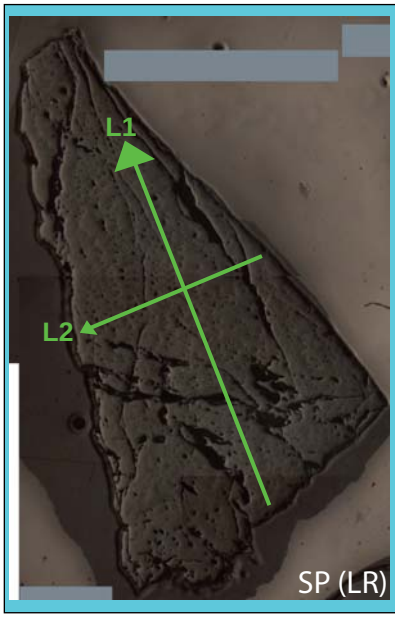
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	519	442	646	0.005	0.004	0.006
Chrome	2589	2237	3578	0.022	0.020	0.032
Manganèse	2013	1595	2153	0.016	0.013	0.017
Titane	2315	1936	2386	0.022	0.019	0.022
Magnésium	3586	3172	3932	0.066	0.061	0.071
Fer II	0	0	573	0.000	0.000	0.006
Fer III	709	0	746	0.006	0.000	0.006

TSAVO-2

Tsavo
5G 3/8

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





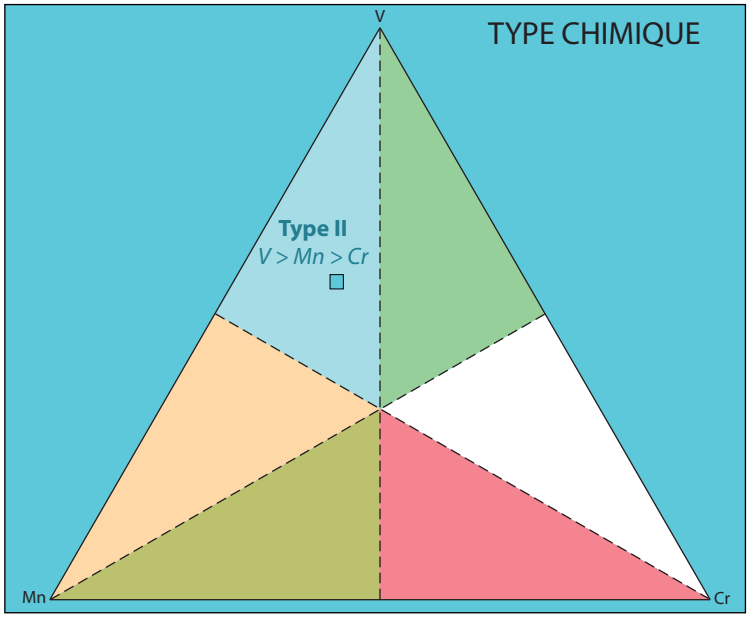
ANALYSES MOYENNES

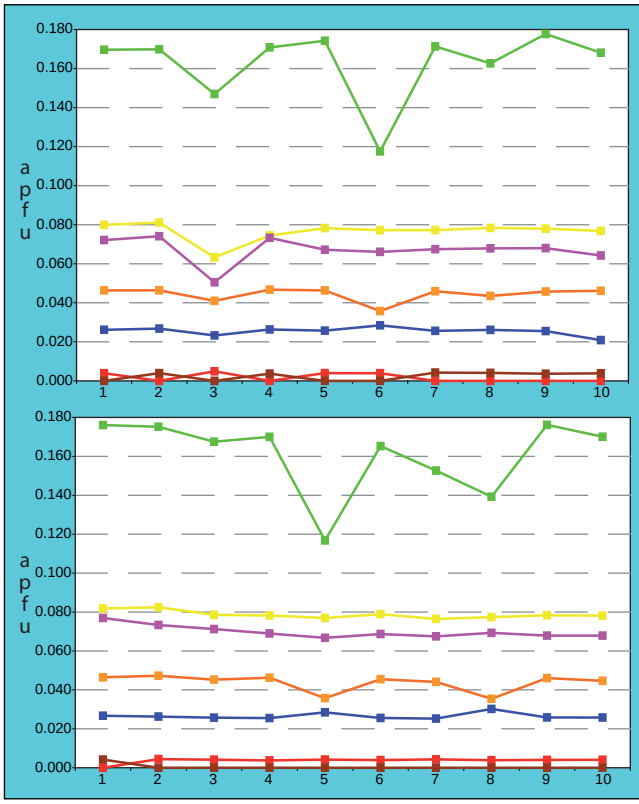
SiO_2	39.71
TiO_2	0.46
Al_2O_3	20.23
Cr_2O_3	0.74
V_2O_3	2.69
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	1.22
MgO	0.61
CaO	35.07
TOTAL	100.79

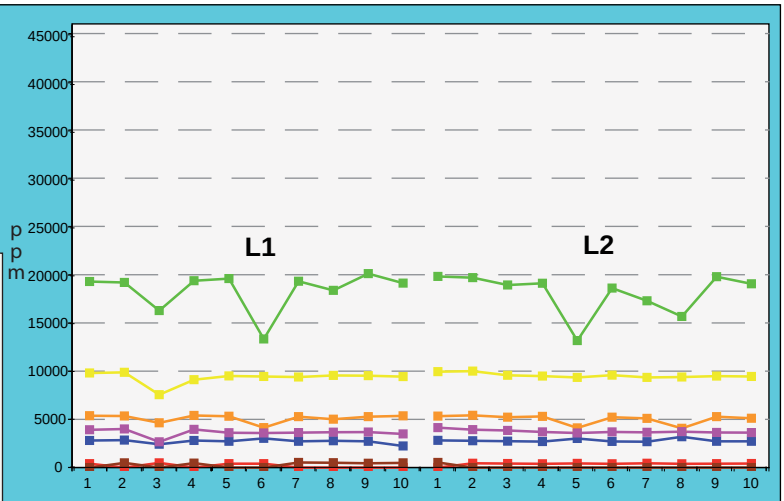
Pyrope	2.3
Almandin	0.1
Spessartine	2.6
Andradite	0.0
Uvarovite	2.2
Goldmanite	8.0
Grossulaire	84.7
TOTAL	100

Si	2.987
Al_{IV}	0.013
somme	3.000
Al_{VI}	1.780
Ti	0.026
Cr	0.044
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.162
somme	2.012
Fe_{II}	0.004
Mn	0.078
Mg	0.068
Ca	2.826
somme	2.976
TOTAL	7.988

TYPE CHIMIQUE



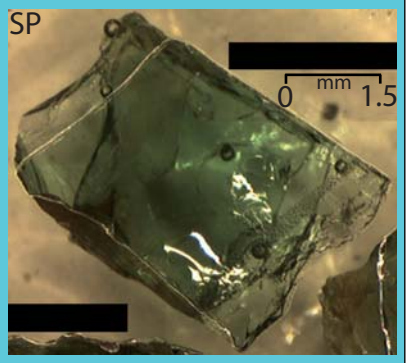




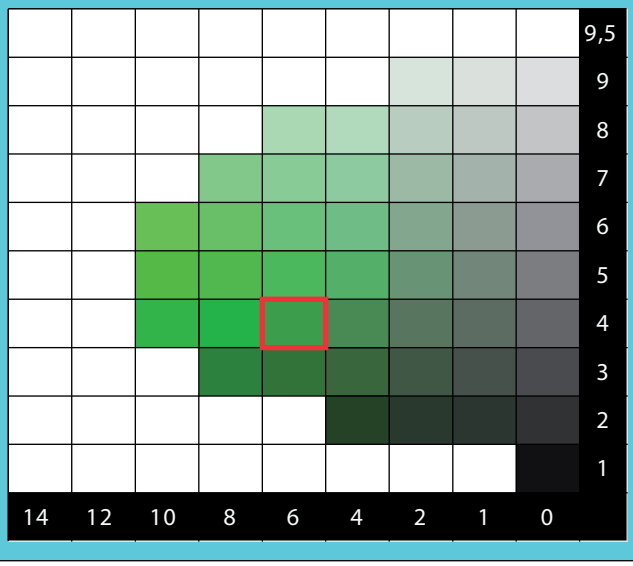
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	18252	13160	20107	0.162	0.117	0.178
Chrome	5067	4071	5419	0.044	0.035	0.047
Manganèse	9435	7551	9991	0.078	0.063	0.082
Titane	2757	2230	3195	0.026	0.021	0.030
Magnésium	3684	2666	4131	0.068	0.050	0.077
Fer II	411	0	490	0.004	0.000	0.005
Fer III	0	0	529	0.000	0.000	0.004

T-BAR-4/6a

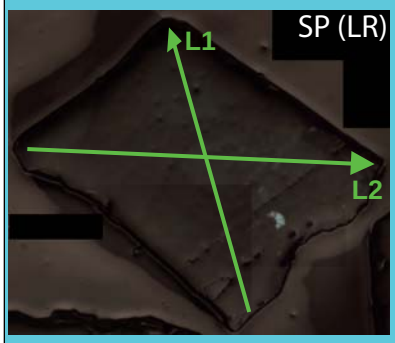
Baraka
5G 4/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

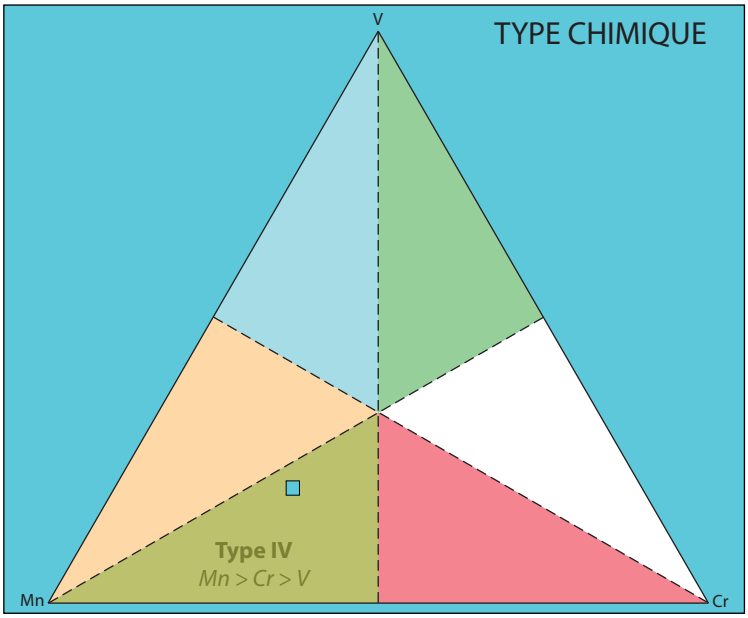


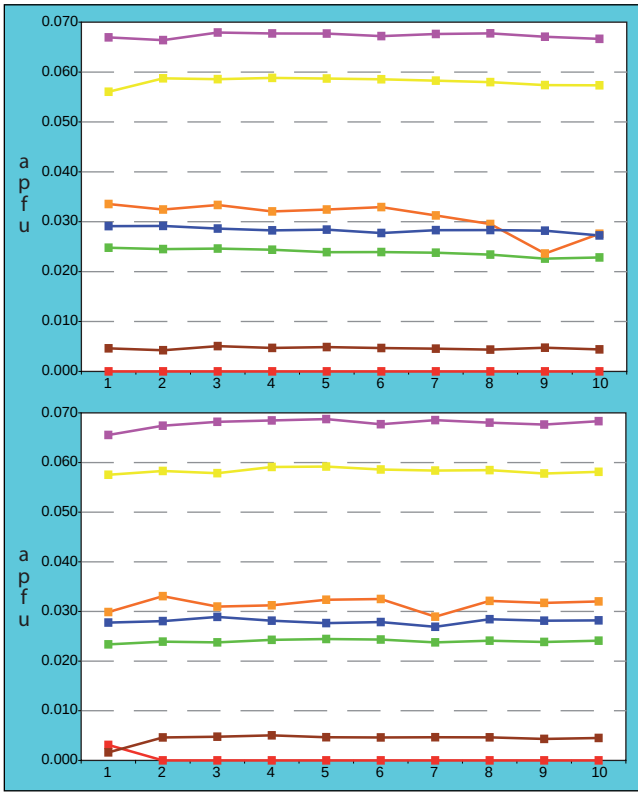
SiO_2	38.34
TiO_2	0.49
Al_2O_3	21.60
Cr_2O_3	0.52
V_2O_3	0.39
Fe_2O_3	0.08
FeO	0.00
MnO	0.90
MgO	0.60
CaO	35.92
TOTAL	99.34

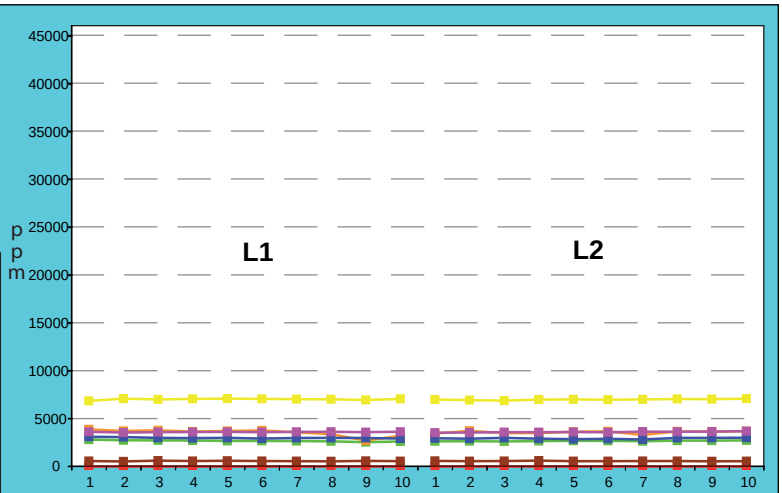
Pyrope	2.2
Almandin	0.0
Spessartine	1.9
Andradite	0.2
Uvarovite	1.6
Goldmanite	1.2
Grossulaire	92.8
TOTAL	100

Si	2.951
Al_{IV}	0.049
somme	3.000
Al_{VI}	1.886
Ti	0.028
Cr	0.031
Fe_{III}	0.005
V_{III}	0.024
somme	1.974
Fe_{II}	0.000
Mn	0.058
Mg	0.068
Ca	2.924
somme	3.050
TOTAL	8.024

TYPE CHIMIQUE



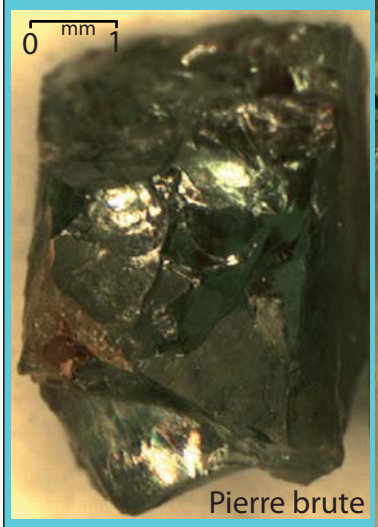


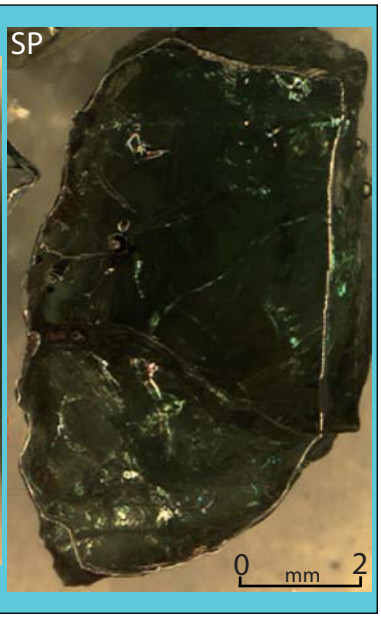


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	2670	2535	2807	0.024	0.023	0.025
Chrome	3550	2703	3880	0.031	0.024	0.034
Manganèse	7001	6846	7086	0.058	0.056	0.059
Titane	2955	2812	3099	0.028	0.027	0.029
Magnésium	3598	3522	3685	0.068	0.066	0.069
Fer II	0	0	315	0.000	0.000	0.003
Fer III	568	198	614	0.005	0.002	0.005

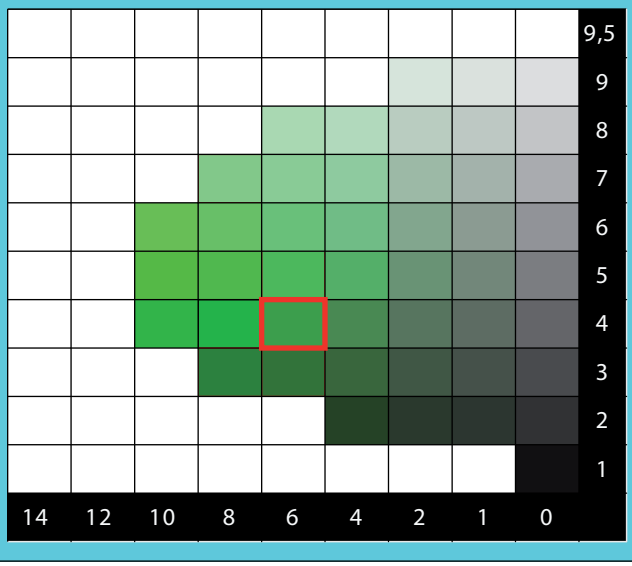
T-BAR-4/6b

Baraka
5G 4/6





CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



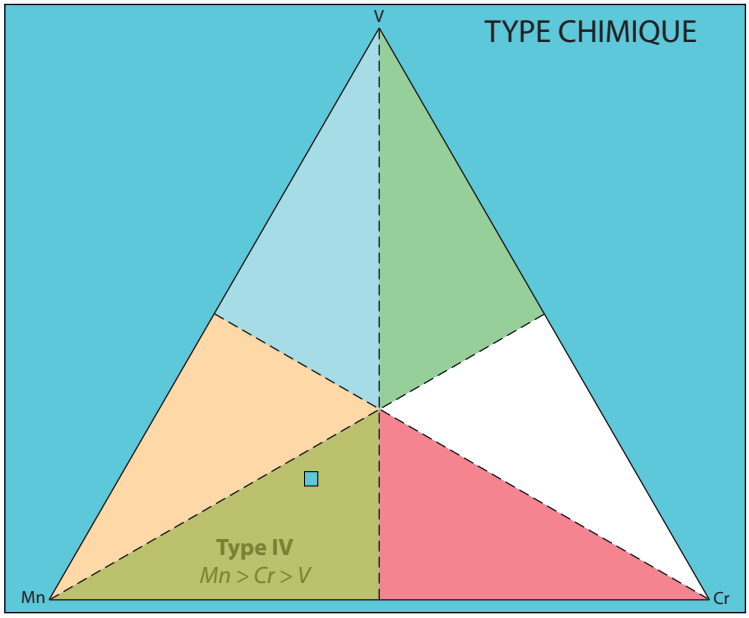
ANALYSES MOYENNES

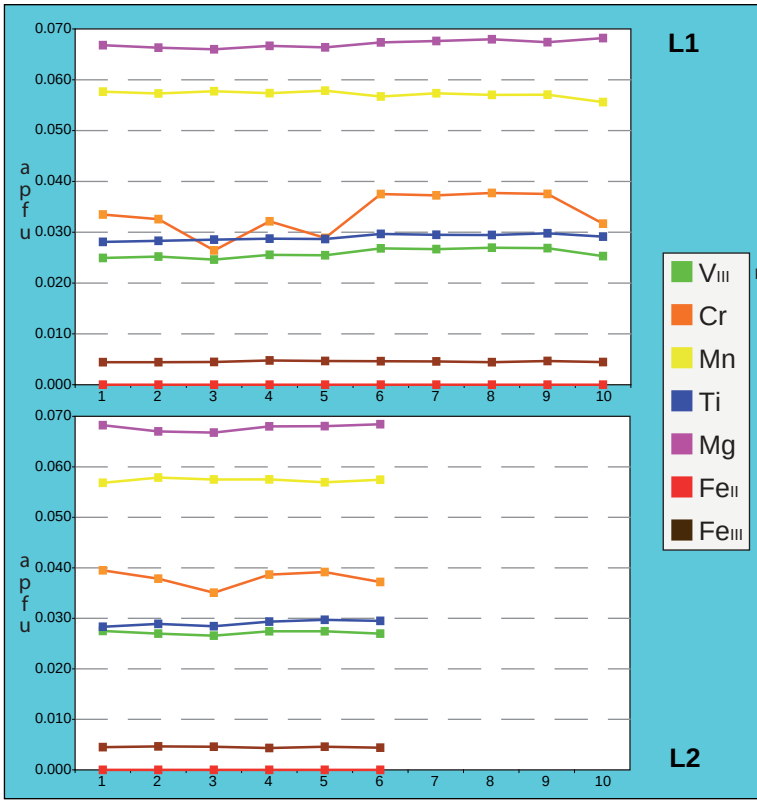
SiO_2	39.20
TiO_2	0.51
Al_2O_3	21.71
Cr_2O_3	0.59
V_2O_3	0.44
Fe_2O_3	0.08
FeO	0.00
MnO	0.90
MgO	0.60
CaO	36.27
TOTAL	100.29

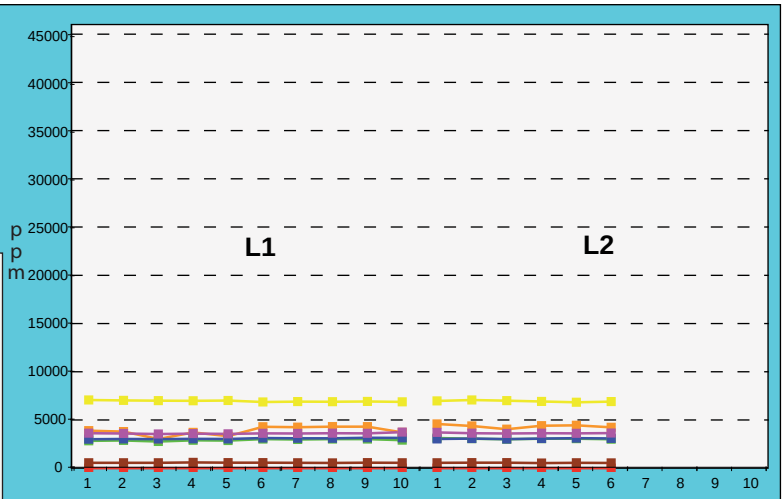
Pyrope	2.2
Almandin	0.0
Spessartine	1.9
Andradite	0.2
Uvarovite	1.8
Goldmanite	1.3
Grossulaire	92.6
TOTAL	100

Si	2.951
Al_{IV}	0.049
somme	3.000
Al_{VI}	1.878
Ti	0.029
Cr	0.035
Fe_{III}	0.005
V_{III}	0.026
somme	1.973
Fe_{II}	0.000
Mn	0.057
Mg	0.067
Ca	2.926
somme	3.050
TOTAL	8.023

TYPE CHIMIQUE



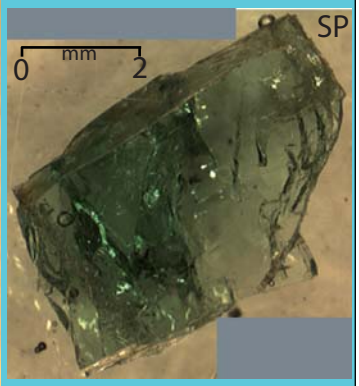




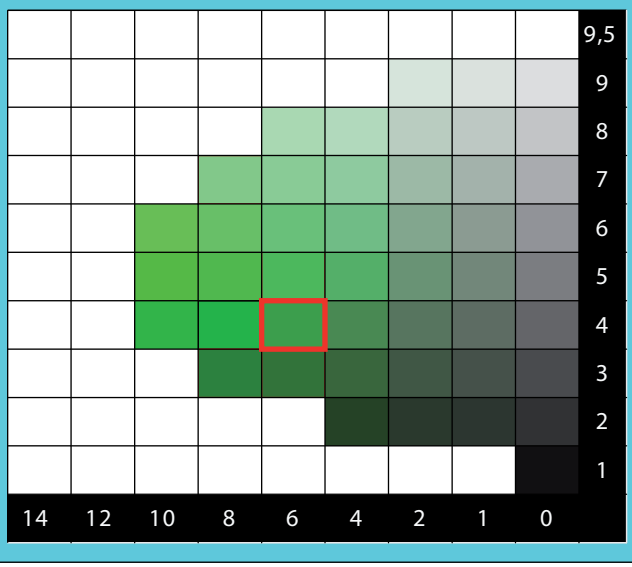
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	2965	2767	3127	0.026	0.025	0.027
Chrome	4040	3031	4584	0.035	0.026	0.039
Manganèse	6950	6831	7071	0.057	0.056	0.058
Titane	3070	3003	3147	0.029	0.028	0.030
Magnésium	3617	3540	3733	0.067	0.066	0.068
Fer II	0	0	0	0.000	0.000	0.000
Fer III	560	529	591	0.005	0.004	0.005

T-BAR-4/6c

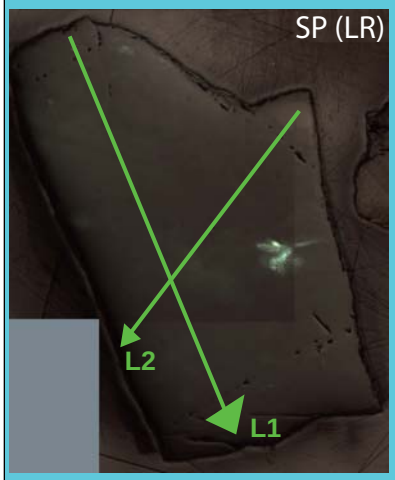
Baraka
5G 4/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

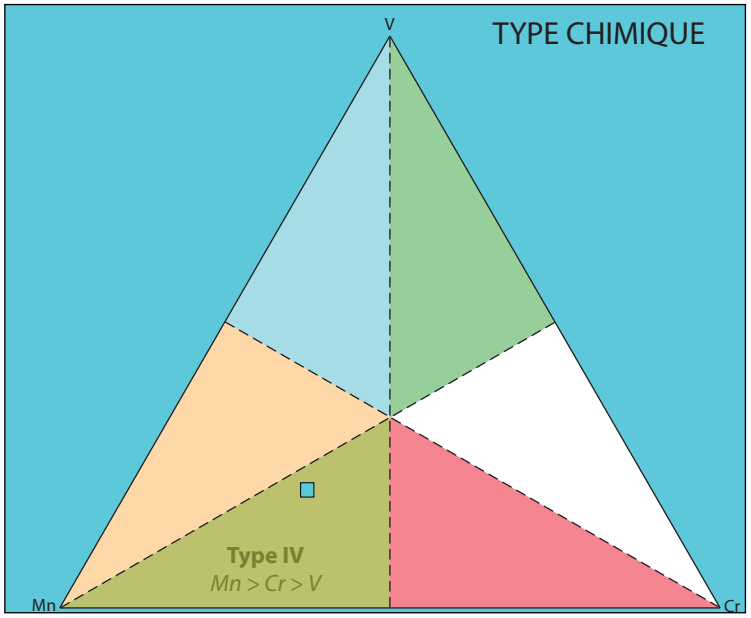


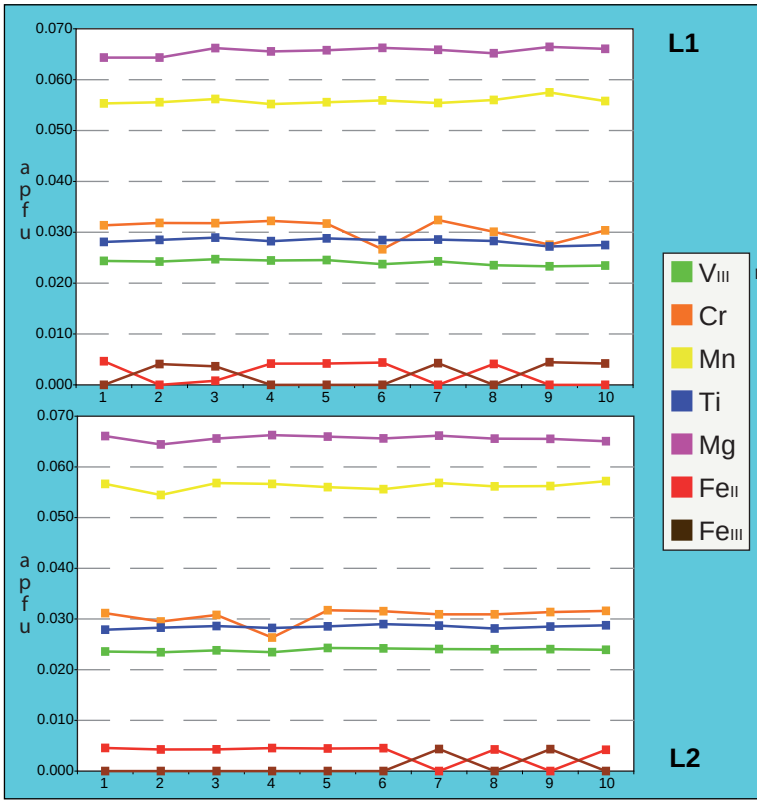
SiO_2	39.98
TiO_2	0.50
Al_2O_3	21.64
Cr_2O_3	0.52
V_2O_3	0.40
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.88
MgO	0.59
CaO	36.00
TOTAL	100.58

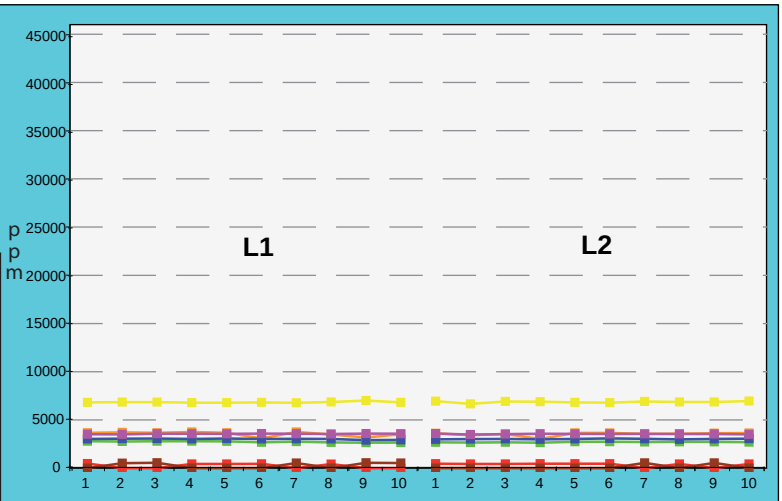
Pyrope	2.2
Almandin	0.1
Spessartine	1.9
Andradite	0.0
Uvarovite	1.5
Goldmanite	1.2
Grossulaire	93.1
TOTAL	100

Si	2.992
Al_{IV}	0.008
somme	3.000
Al_{VI}	1.901
Ti	0.028
Cr	0.031
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.024
somme	1.984
Fe_{II}	0.004
Mn	0.056
Mg	0.066
Ca	2.887
somme	3.013
TOTAL	7.997

TYPE CHIMIQUE





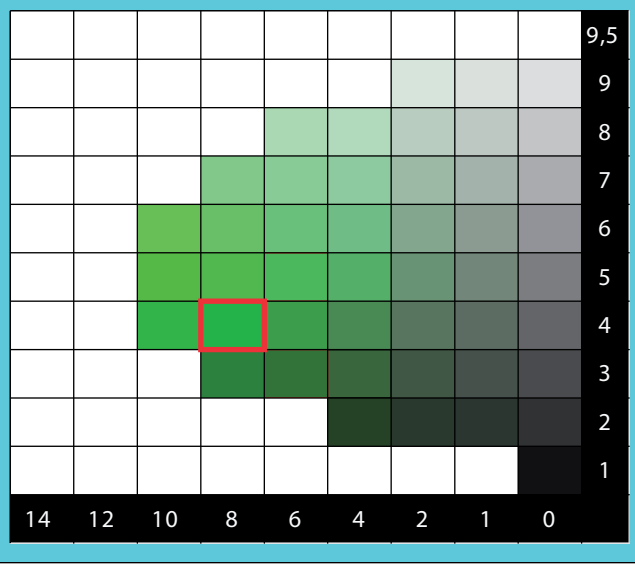


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	2715	2637	2787	0.024	0.023	0.025
Chrome	3537	3031	3750	0.031	0.026	0.032
Manganèse	6847	6660	7017	0.056	0.054	0.057
Titane	3020	2896	3087	0.028	0.027	0.029
Magnésium	3546	3486	3588	0.066	0.064	0.066
Fer II	441	0	478	0.004	0.000	0.005
Fer III	0	0	552	0.000	0.000	0.004

T-BAR-4/8

Baraka
5G 4/8

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



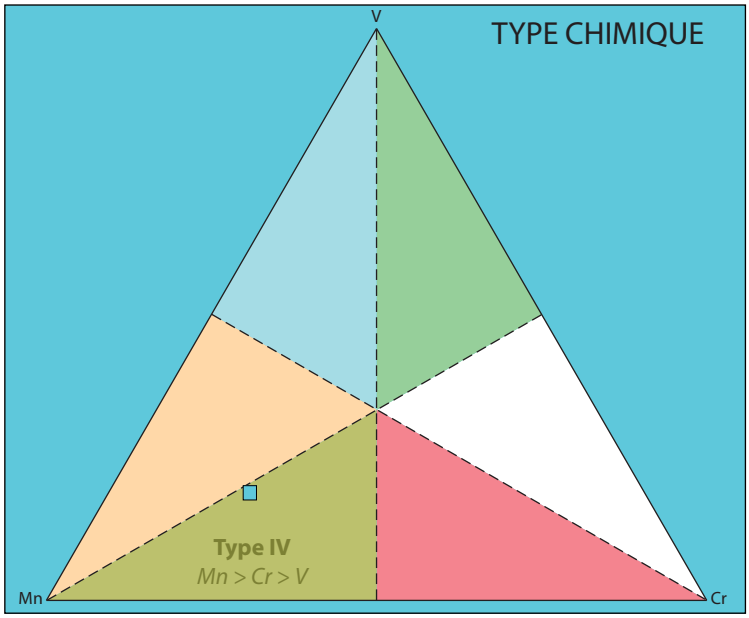
ANALYSES MOYENNES

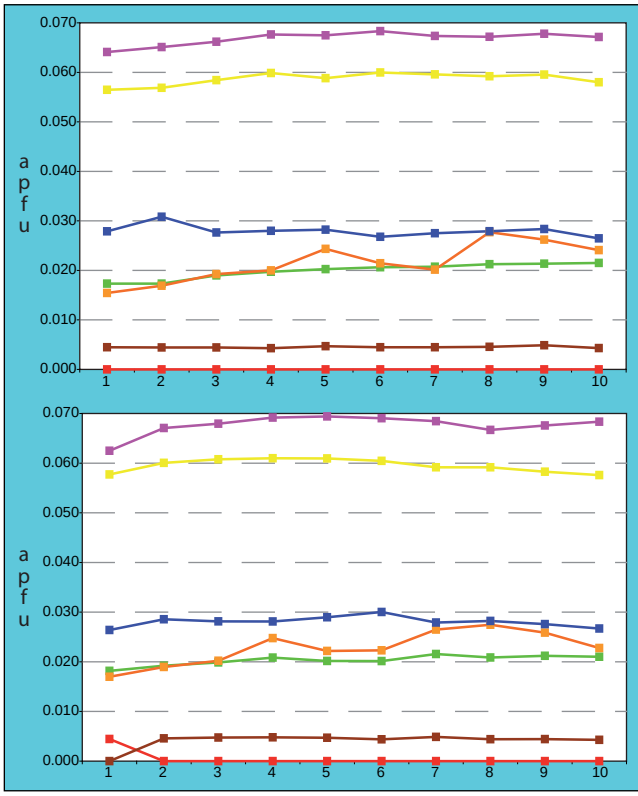
SiO_2	38.77
TiO_2	0.49
Al_2O_3	21.83
Cr_2O_3	0.37
V_2O_3	0.33
Fe_2O_3	0.08
FeO	0.00
MnO	0.92
MgO	0.59
CaO	35.96
TOTAL	99.35

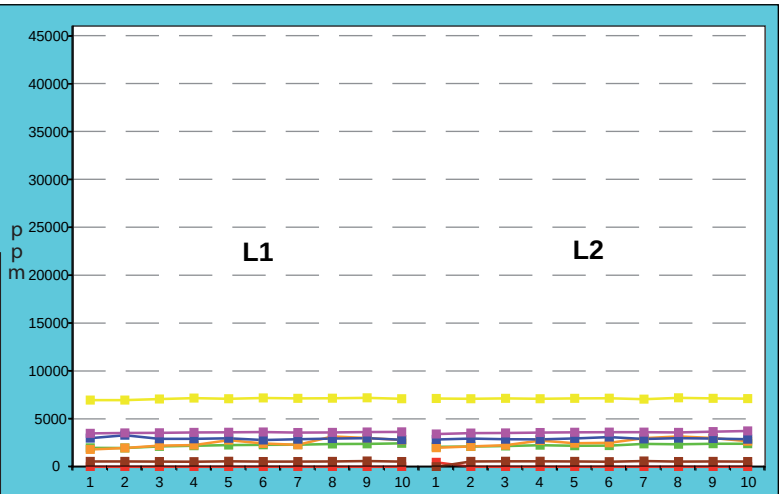
Pyrope	2.2
Almandin	0.0
Spessartine	1.9
Andradite	0.2
Uvarovite	1.1
Goldmanite	1.0
Grossulaire	93.5
TOTAL	100

Si	2.945
Al_{IV}	0.055
somme	3.000
Al_{VI}	1.899
Ti	0.028
Cr	0.022
Fe_{III}	0.005
V_{III}	0.020
somme	1.974
Fe_{II}	0.000
Mn	0.059
Mg	0.067
Ca	2.926
somme	3.053
TOTAL	8.027

TYPE CHIMIQUE



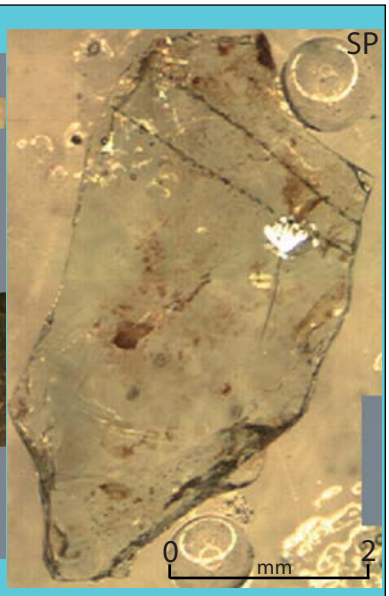




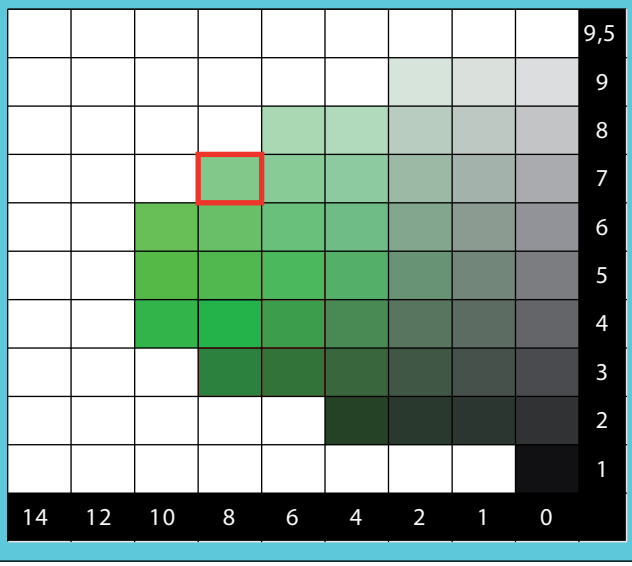
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	2244	1965	2440	0.020	0.017	0.022
Chrome	2526	1780	3168	0.022	0.015	0.028
Manganèse	7112	6955	7195	0.059	0.056	0.061
Titane	2938	2794	3285	0.028	0.026	0.031
Magnésium	3580	3413	3733	0.067	0.062	0.069
Fer II	0	0	459	0.000	0.000	0.004
Fer III	555	0	599	0.005	0.000	0.005

T-BAR-7/8a

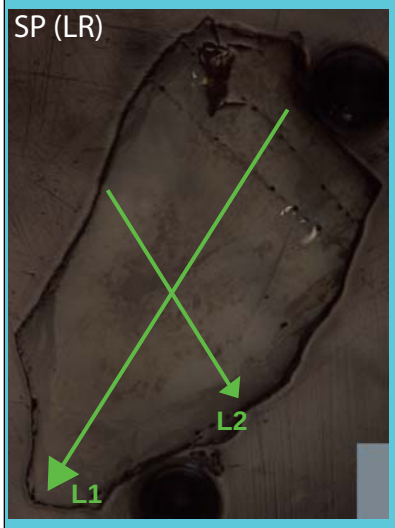
Baraka
5G 7/8



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

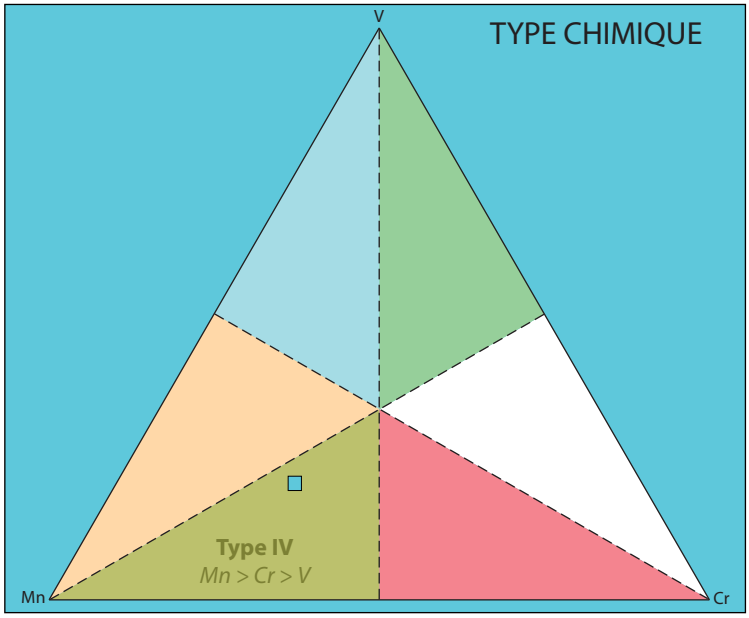


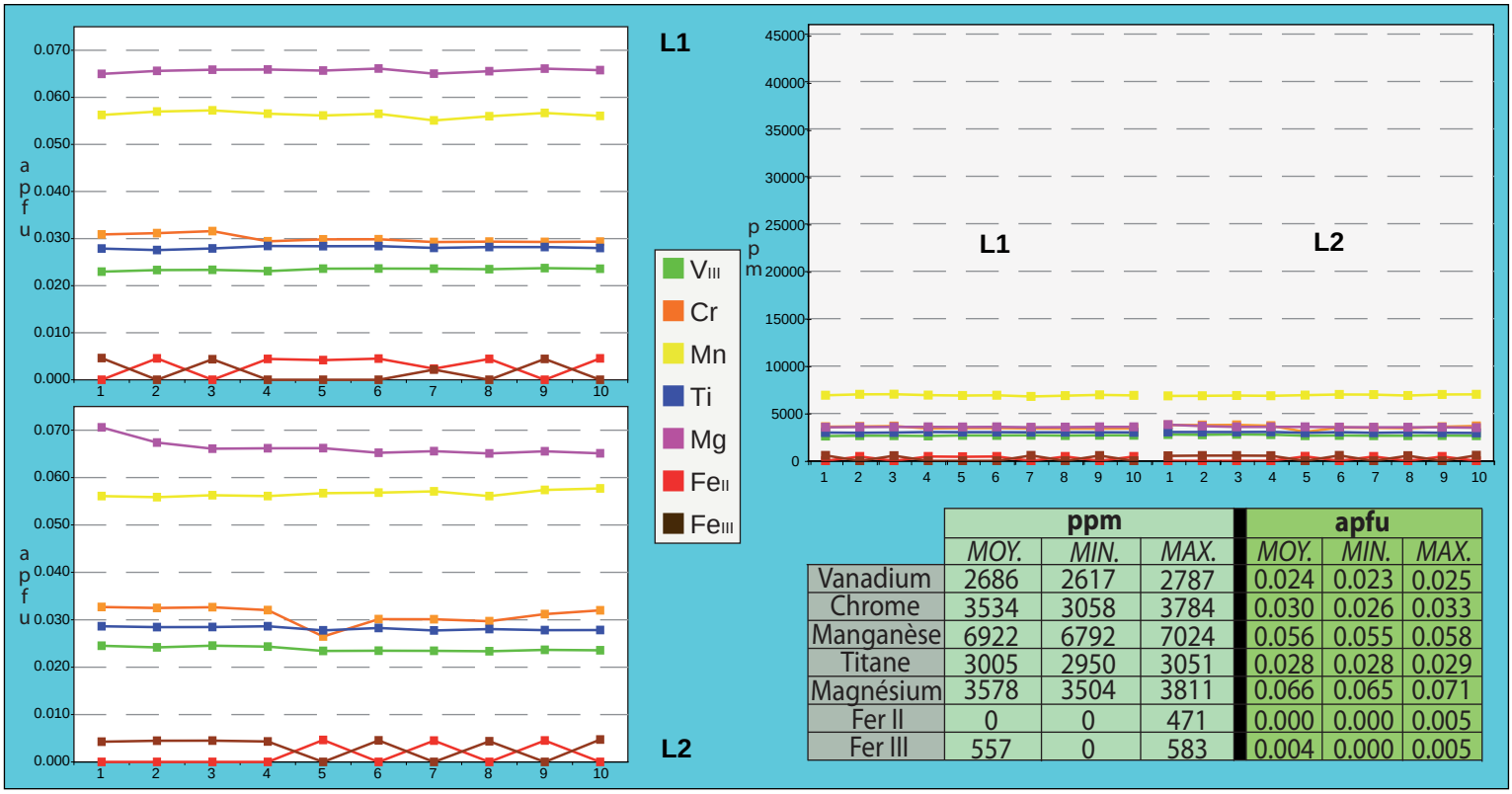
SiO_2	39.98
TiO_2	0.50
Al_2O_3	21.81
Cr_2O_3	0.52
V_2O_3	0.40
Fe_2O_3	0.08
FeO	0.00
MnO	0.89
MgO	0.59
CaO	36.20
TOTAL	100.96

Pyrope	2.2
Almandin	0.0
Spessartine	1.9
Andradite	0.2
Uvarovite	1.5
Goldmanite	1.2
Grossulaire	93.0
TOTAL	100

Si	2.982
Al_{IV}	0.018
somme	3.000
Al_{VI}	1.899
Ti	0.028
Cr	0.030
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.024
somme	1.986
Fe_{II}	0.000
Mn	0.056
Mg	0.066
Ca	2.893
somme	3.016
TOTAL	8.002

TYPE CHIMIQUE

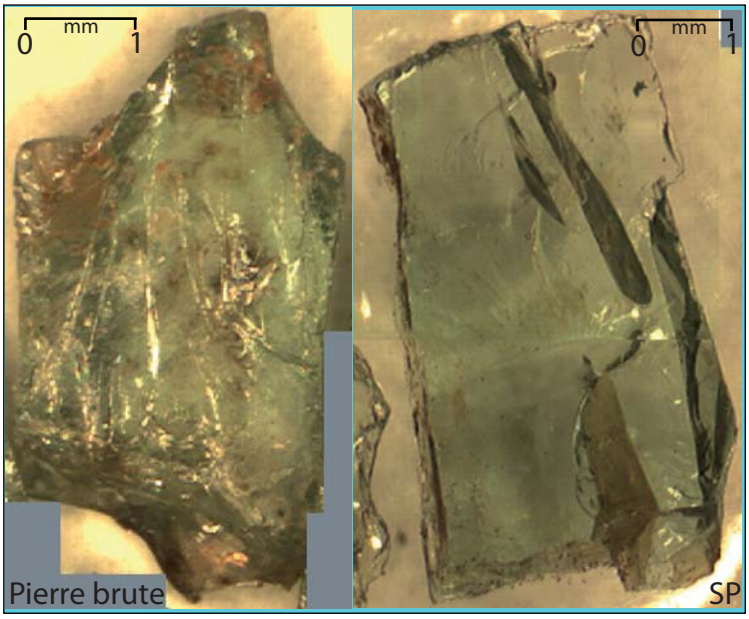




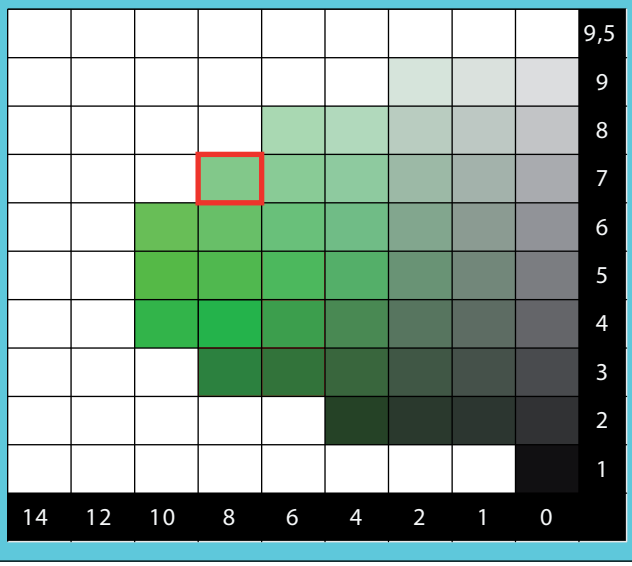
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	2686	2617	2787	0.024	0.023	0.025
Chrome	3534	3058	3784	0.030	0.026	0.033
Manganèse	6922	6792	7024	0.056	0.055	0.058
Titane	3005	2950	3051	0.028	0.028	0.029
Magnésium	3578	3504	3811	0.066	0.065	0.071
Fer II	0	0	471	0.000	0.000	0.005
Fer III	557	0	583	0.004	0.000	0.005

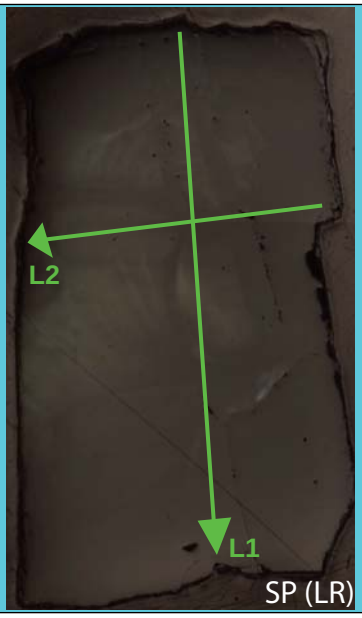
T-BAR-7/8b

Baraka
5G 7/8



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





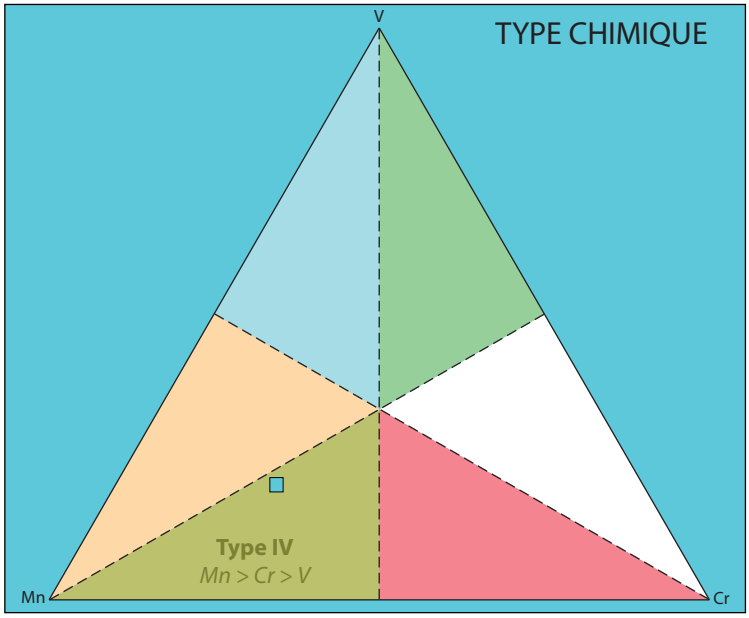
ANALYSES MOYENNES

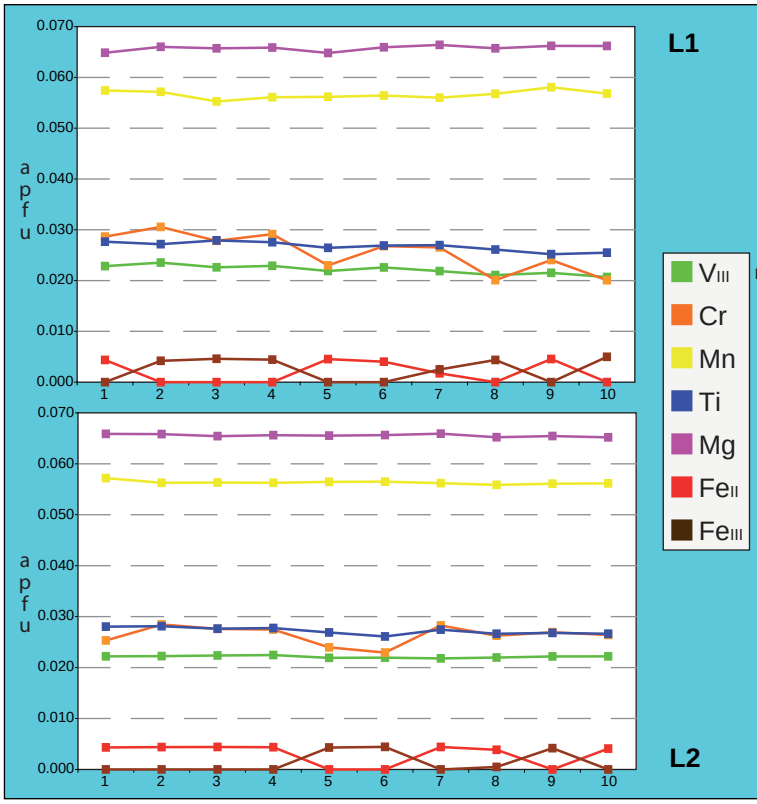
SiO_2	40.04
TiO_2	0.48
Al_2O_3	21.81
Cr_2O_3	0.44
V_2O_3	0.37
Fe_2O_3	0.08
FeO	0.00
MnO	0.89
MgO	0.59
CaO	36.22
TOTAL	100.93

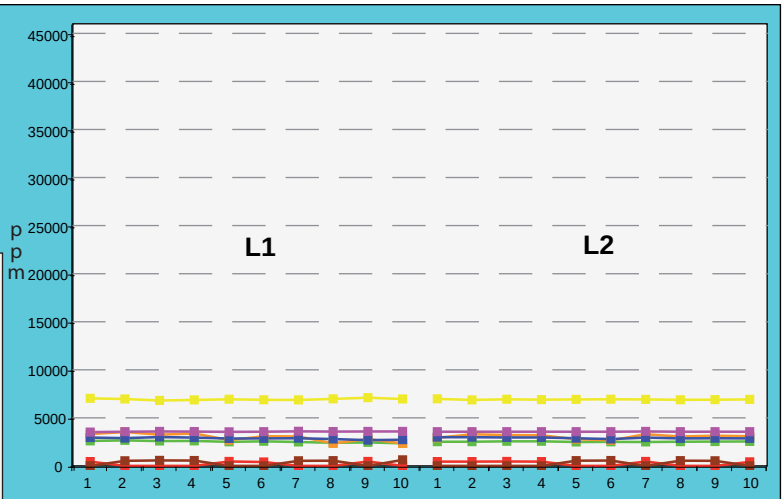
Si	2.987
Al_{IV}	0.013
somme	3.000
Al_{VI}	1.905
Ti	0.027
Cr	0.026
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.022
somme	1.984
Fe_{II}	0.000
Mn	0.056
Mg	0.066
Ca	2.895
somme	3.017
TOTAL	8.001

Pyrope	2.2
Almandin	0.0
Spessartine	1.9
Andradite	0.2
Uvarovite	1.3
Goldmanite	1.1
Grossulaire	93.3
TOTAL	100

TYPE CHIMIQUE



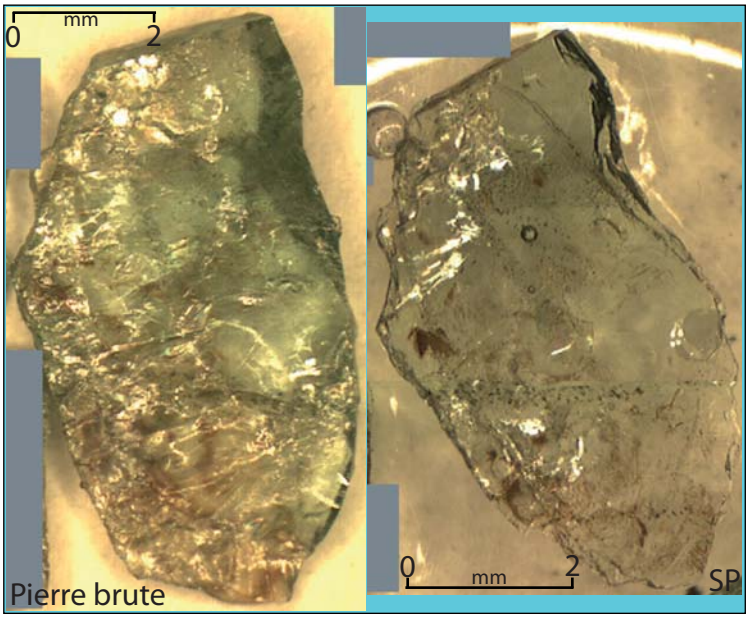




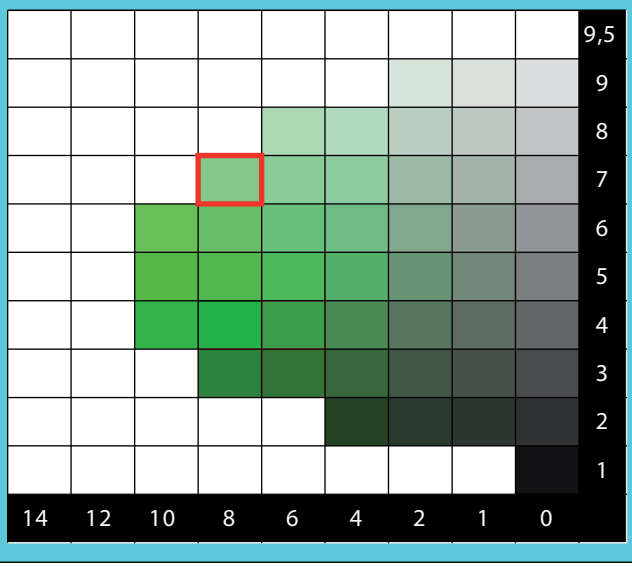
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	2516	2352	2658	0.022	0.021	0.024
Chrome	3017	2326	3527	0.026	0.020	0.031
Manganèse	6921	6808	7102	0.056	0.055	0.058
Titane	2882	2686	2998	0.027	0.025	0.028
Magnésium	3561	3510	3594	0.066	0.065	0.066
Fer II	0	0	465	0.000	0.000	0.005
Fer III	546	0	622	0.004	0.000	0.005

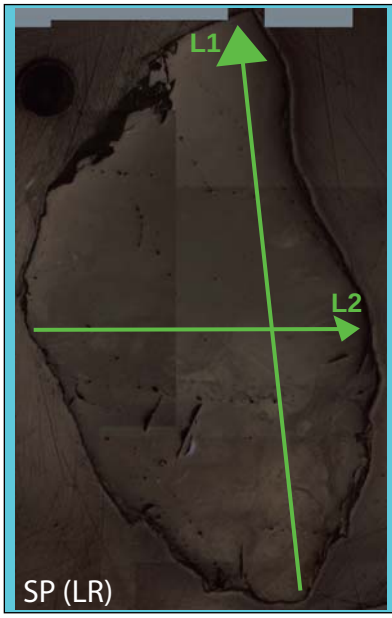
T-BAR-7/8c

Baraka
5G 7/8



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





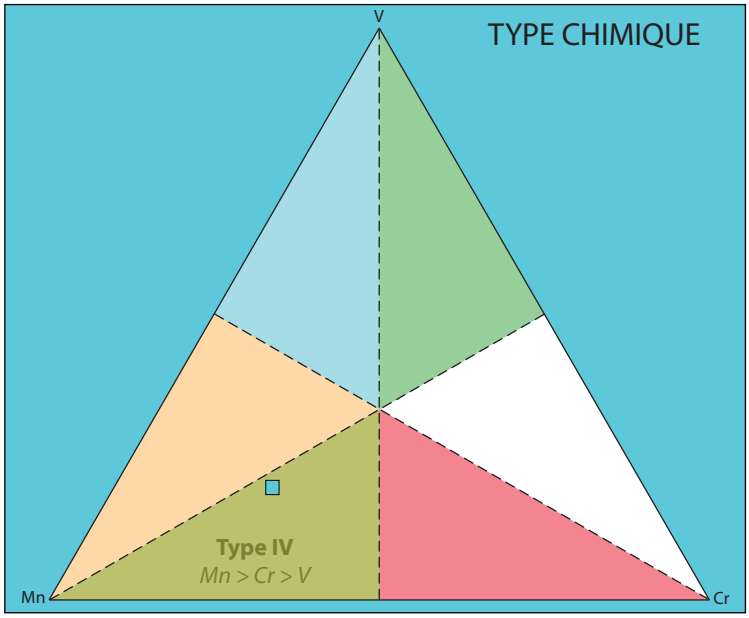
ANALYSES MOYENNES

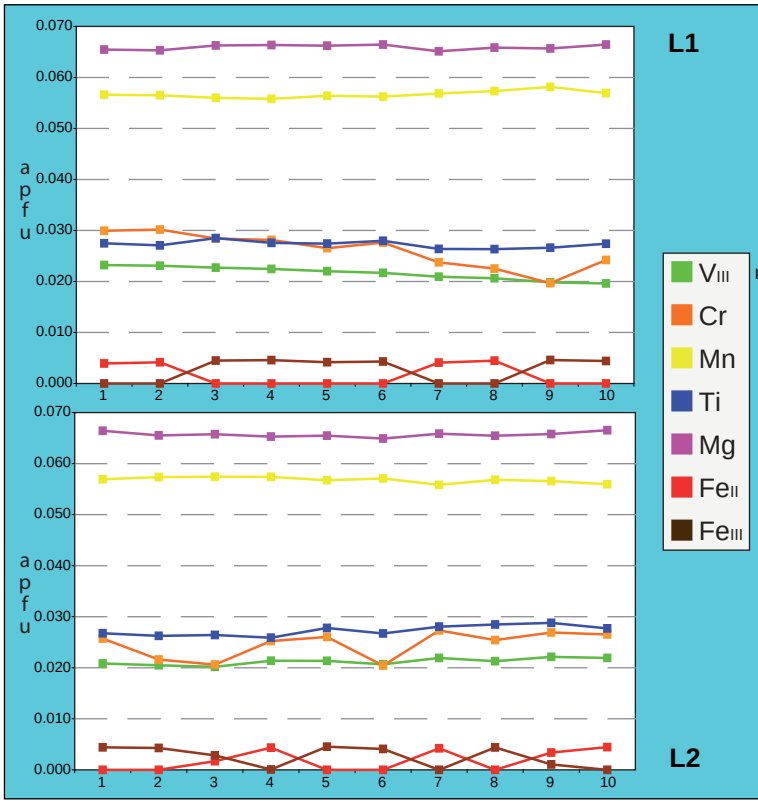
SiO_2	40.05
TiO_2	0.49
Al_2O_3	21.96
Cr_2O_3	0.43
V_2O_3	0.36
Fe_2O_3	0.08
FeO	0.00
MnO	0.90
MgO	0.59
CaO	36.33
TOTAL	101.19

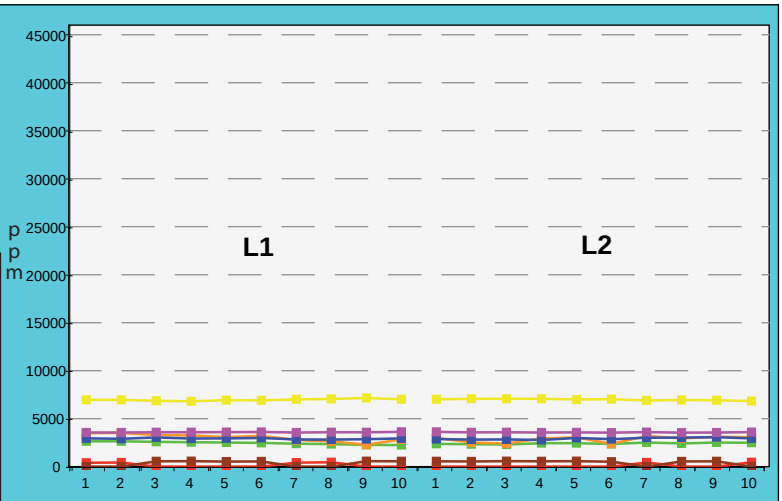
Pyrope	2.2
Almandin	0.0
Spessartine	1.9
Andradite	0.2
Uvarovite	1.3
Goldmanite	1.1
Grossulaire	93.3
TOTAL	100

Si	2.980
Al_{IV}	0.020
somme	3.000
Al_{VI}	1.906
Ti	0.027
Cr	0.025
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.021
somme	1.984
Fe_{II}	0.000
Mn	0.057
Mg	0.066
Ca	2.897
somme	3.020
TOTAL	8.004

TYPE CHIMIQUE



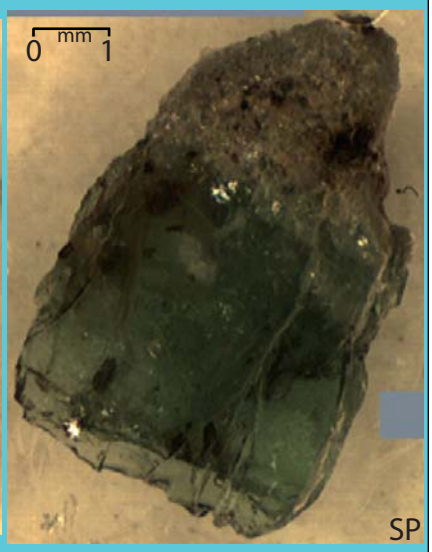




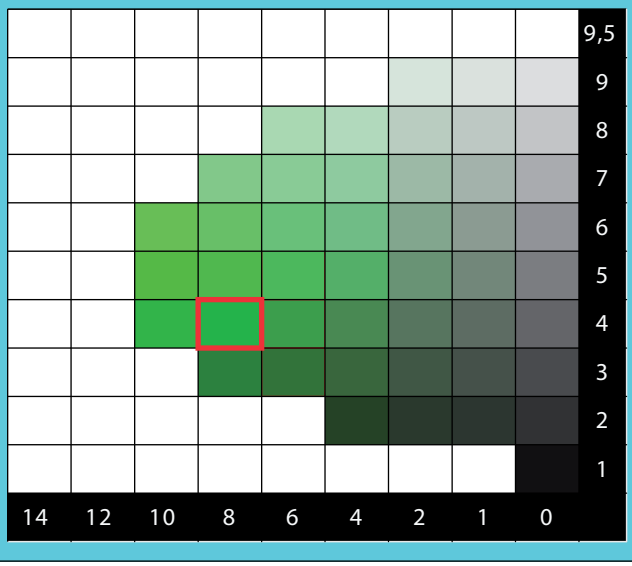
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	2440	2243	2644	0.021	0.020	0.023
Chrome	2947	2292	3517	0.025	0.020	0.030
Manganèse	6972	6808	7156	0.057	0.056	0.058
Titane	2922	2782	3069	0.027	0.026	0.029
Magnésium	3577	3534	3625	0.066	0.065	0.067
Fer II	0	0	459	0.000	0.000	0.004
Fer III	543	0	575	0.004	0.000	0.005

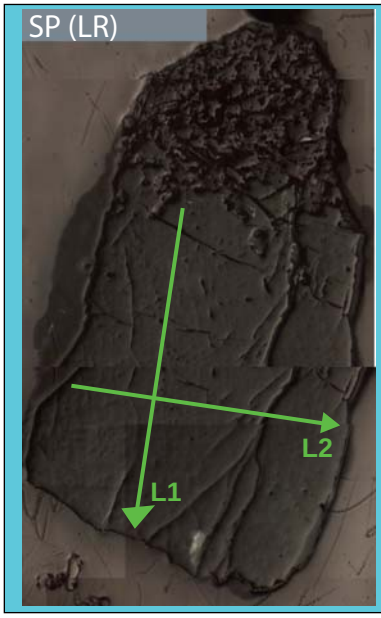
TSAVOL-1-4/8

Tsavolite
5G 4/8



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





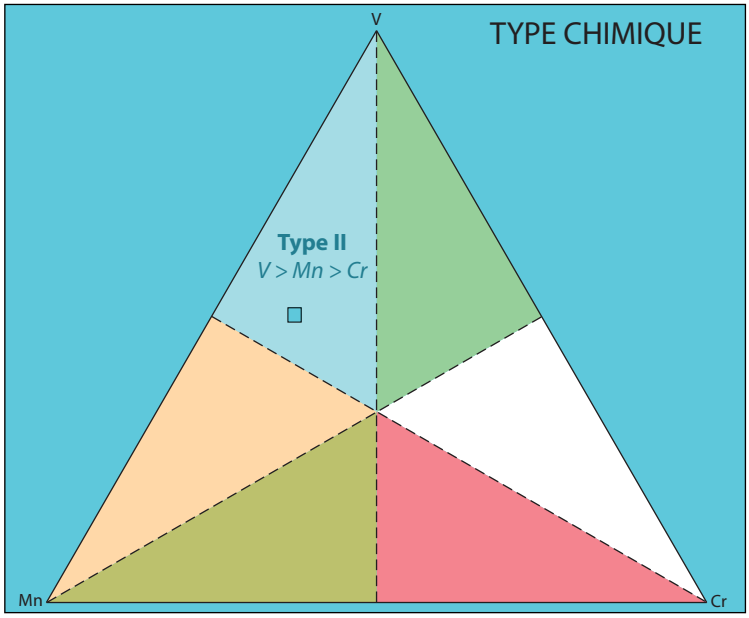
ANALYSES MOYENNES

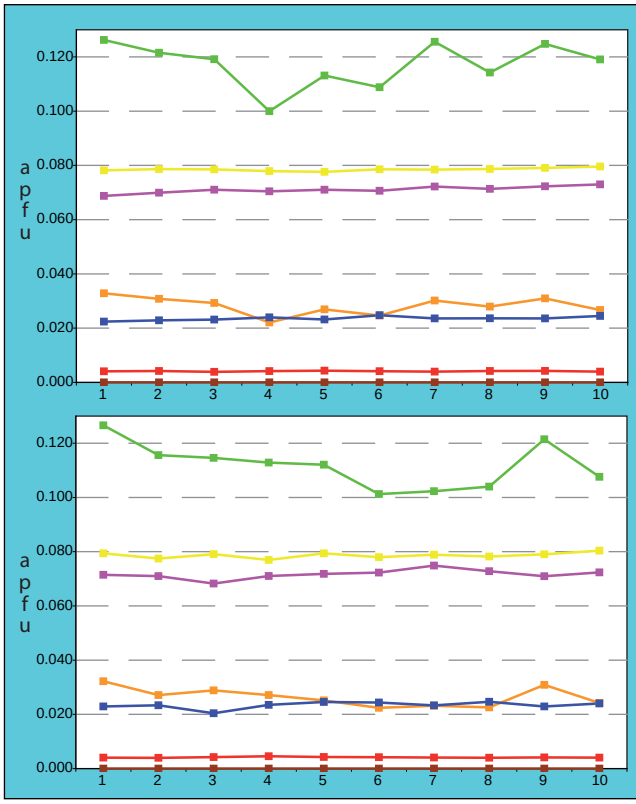
SiO_2	39.41
TiO_2	0.41
Al_2O_3	21.24
Cr_2O_3	0.46
V_2O_3	1.89
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	1.23
MgO	0.63
CaO	34.45
TOTAL	99.79

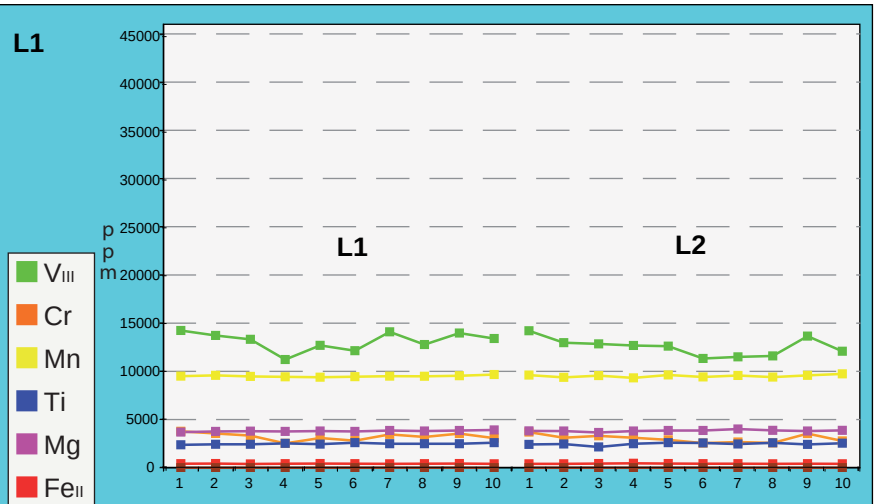
Pyrope	2.4
Almandin	0.1
Spessartine	2.7
Andradite	0.0
Uvarovite	1.3
Goldmanite	5.6
Grossulaire	87.8
TOTAL	100

Si	2.979
Al_{IV}	0.021
somme	3.000
Al_{VI}	1.871
Ti	0.023
Cr	0.027
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.115
somme	2.037
Fe_{II}	0.004
Mn	0.079
Mg	0.071
Ca	2.790
somme	2.944
TOTAL	7.981

TYPE CHIMIQUE





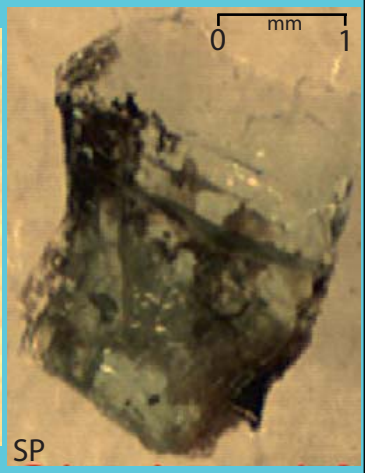


V_{III}
Cr
Mn
Ti
Mg
Fe_{II}
Fe_{III}

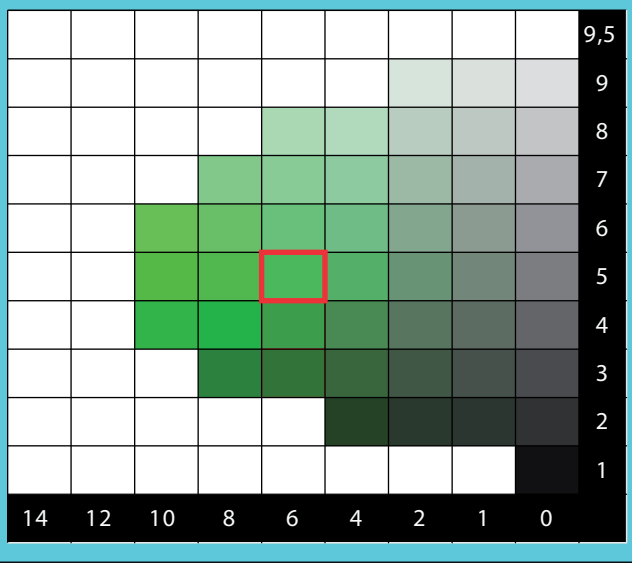
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	12848	11216	14227	0.115	0.100	0.127
Chrome	3126	2532	3777	0.027	0.022	0.033
Manganèse	9507	9317	9735	0.079	0.077	0.080
Titane	2477	2152	2596	0.023	0.020	0.025
Magnésium	3820	3649	4017	0.071	0.068	0.075
Fer II	417	389	459	0.004	0.004	0.005
Fer III	0	0	0	0.000	0.000	0.000

TSAVOL-1-5/6

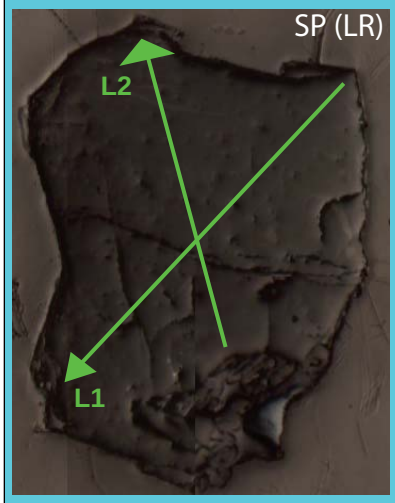
Tsavolite
5G 5/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

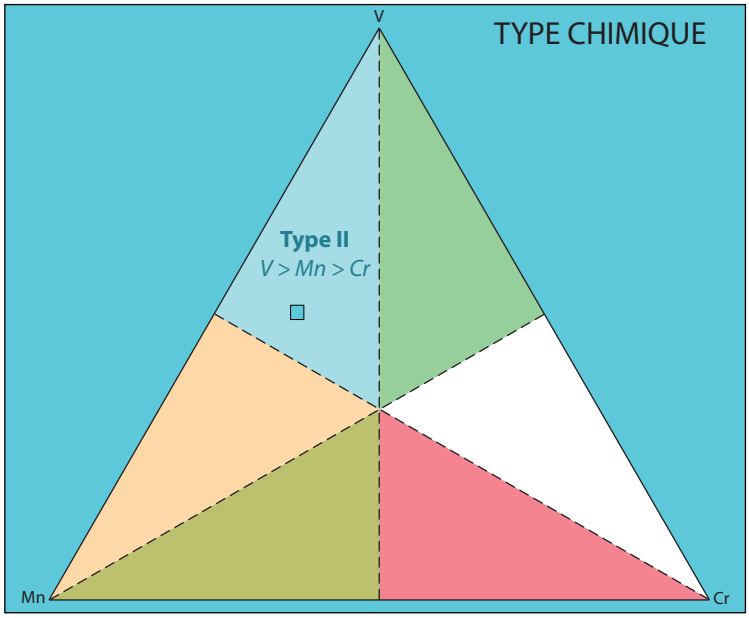


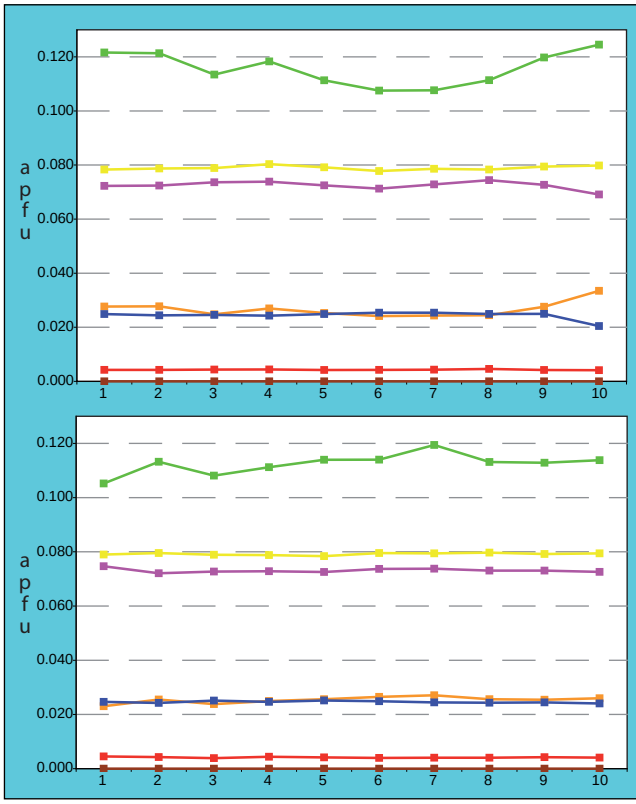
SiO_2	39.10
TiO_2	0.43
Al_2O_3	21.14
Cr_2O_3	0.43
V_2O_3	1.87
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	1.23
MgO	0.64
CaO	34.08
TOTAL	98.98

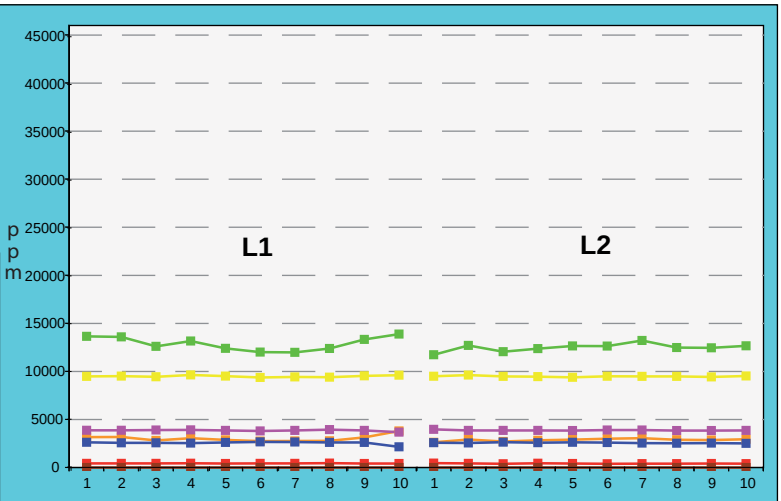
Pyrope	2.5
Almandin	0.1
Spessartine	2.7
Andradite	0.0
Uvarovite	1.3
Goldmanite	5.6
Grossulaire	87.8
TOTAL	100

Si	2.978
Al_{IV}	0.022
somme	3.000
Al_{VI}	1.876
Ti	0.025
Cr	0.026
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.114
somme	2.041
Fe_{II}	0.004
Mn	0.079
Mg	0.073
Ca	2.781
somme	2.937
TOTAL	7.978

TYPE CHIMIQUE



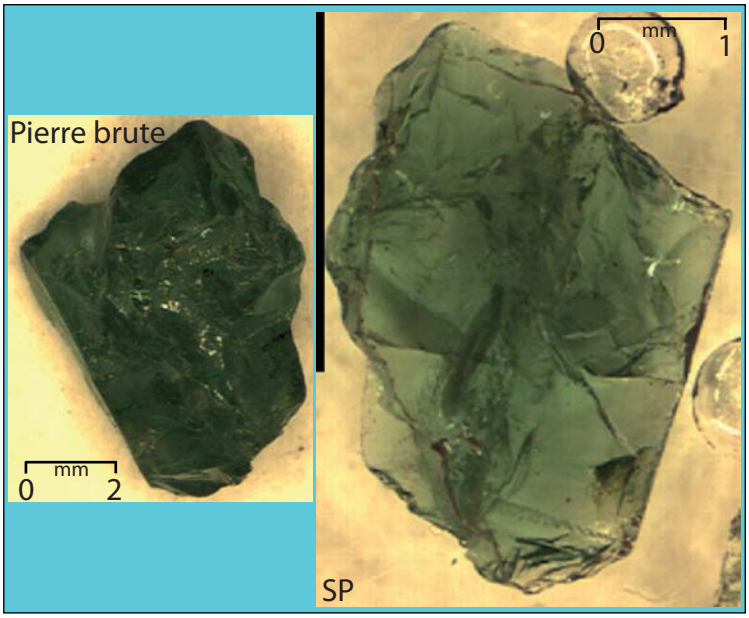




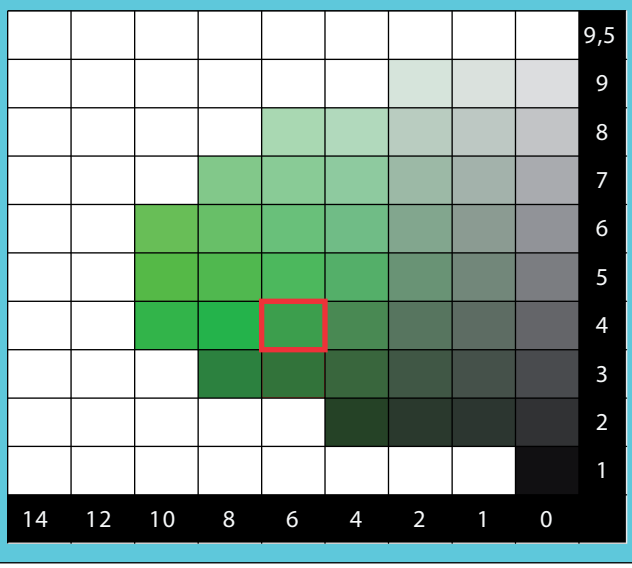
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	12698	11732	13887	0.114	0.105	0.124
Chrome	2953	2621	3811	0.026	0.023	0.033
Manganèse	9490	9371	9634	0.079	0.078	0.080
Titane	2565	2146	2668	0.025	0.020	0.025
Magnésium	3866	3679	3974	0.073	0.069	0.075
Fer II	422	389	459	0.004	0.004	0.005
Fer III	0	0	0	0.000	0.000	0.000

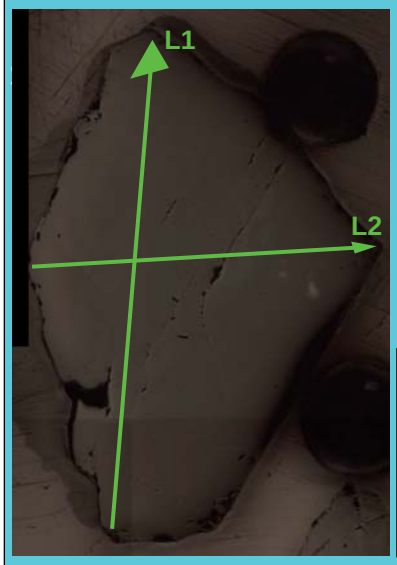
DICK2-A

Dickham
5G 4/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





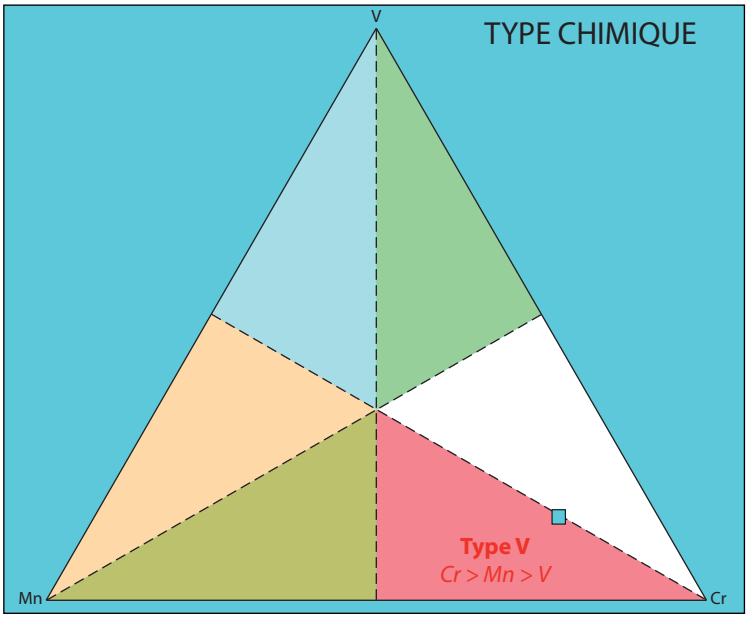
ANALYSES MOYENNES

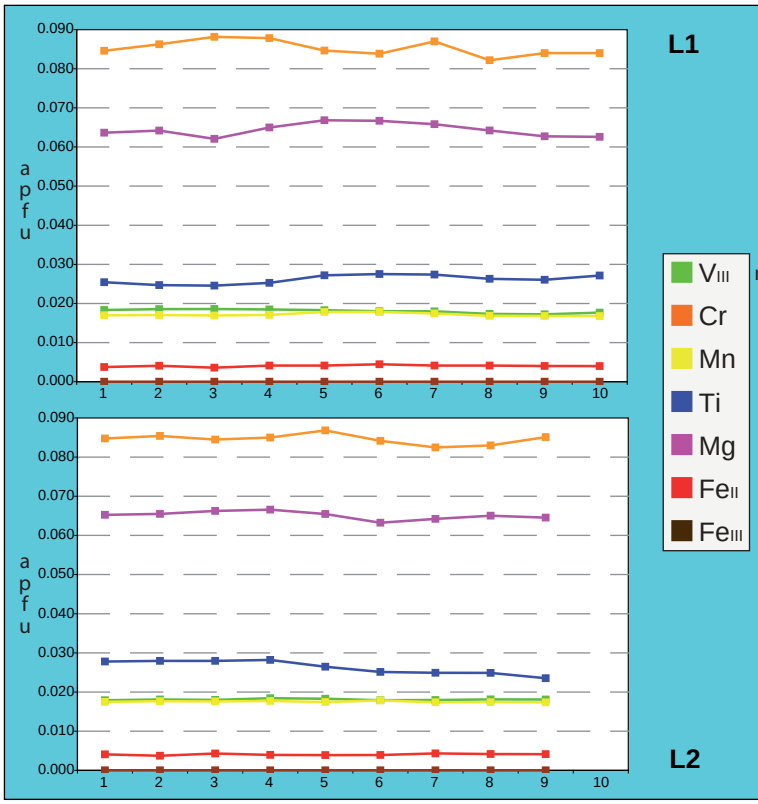
SiO_2	39.62
TiO_2	0.46
Al_2O_3	21.34
Cr_2O_3	1.42
V_2O_3	0.30
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	0.27
MgO	0.57
CaO	35.38
TOTAL	99.43

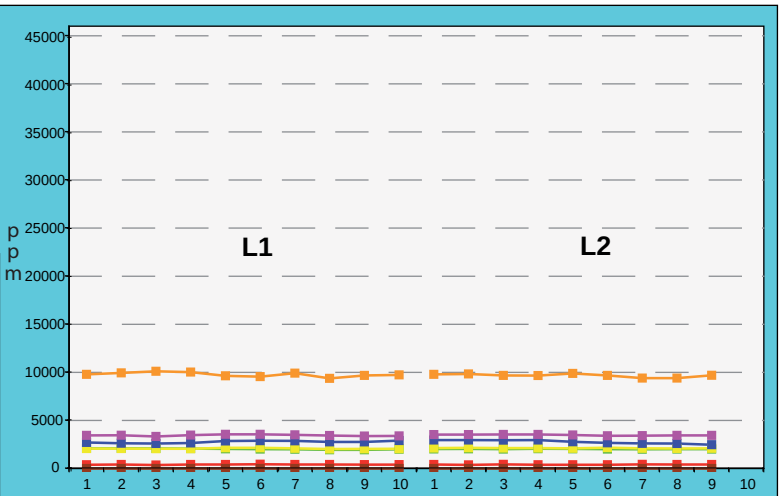
Pyrope	2.2
Almandin	0.1
Spessartine	0.6
Andradite	0.0
Uvarovite	4.2
Goldmanite	0.9
Grossulaire	92.0
TOTAL	100

Si	2.995
Al_{IV}	0.005
somme	3.000
Al_{VI}	1.896
Ti	0.026
Cr	0.085
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.018
somme	2.026
Fe_{II}	0.004
Mn	0.017
Mg	0.065
Ca	2.865
somme	2.951
TOTAL	7.977

TYPE CHIMIQUE



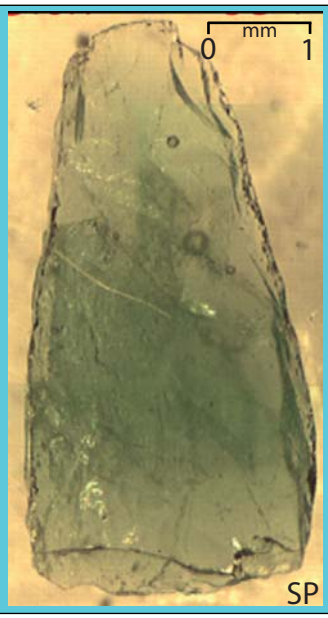




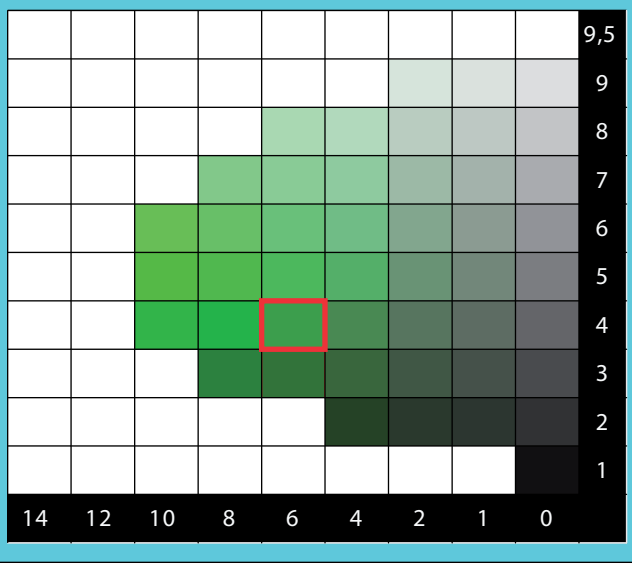
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	2026	1937	2094	0.018	0.017	0.019
Chrome	9724	9374	10113	0.085	0.082	0.088
Manganèse	2097	2029	2169	0.017	0.017	0.018
Titane	2766	2470	2962	0.026	0.024	0.028
Magnésium	3464	3329	3558	0.065	0.062	0.067
Fer II	407	363	446	0.004	0.004	0.004
Fer III	0	0	0	0.000	0.000	0.000

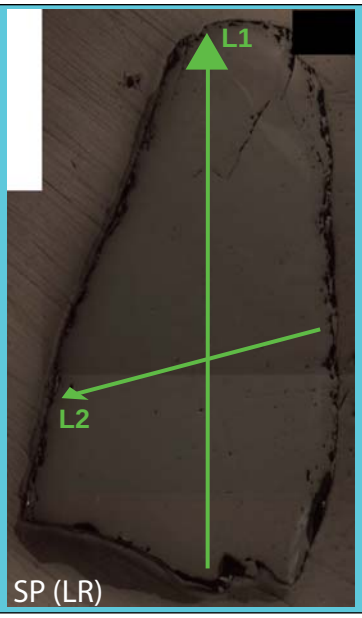
DICK2-B

Dickham
5G 4/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





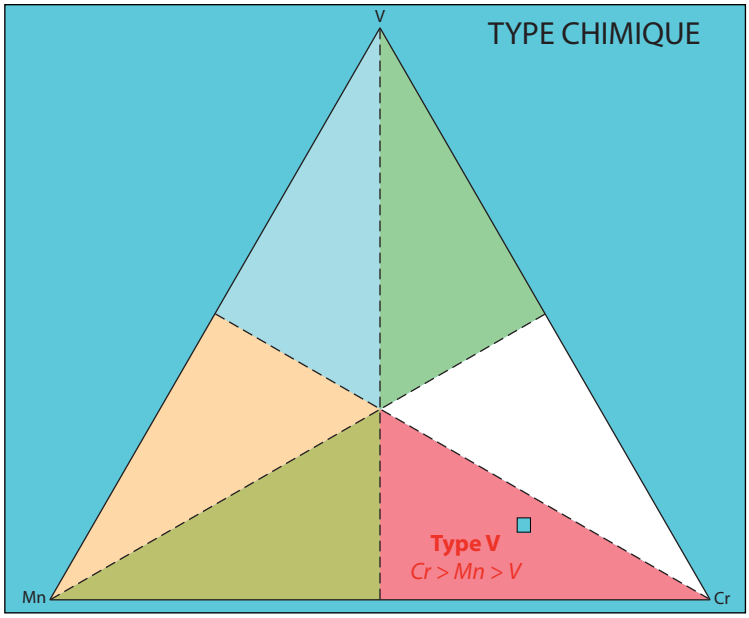
ANALYSES MOYENNES

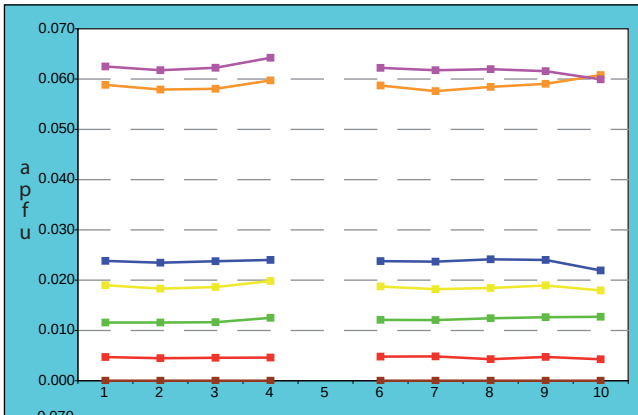
SiO_2	40.01
TiO_2	0.42
Al_2O_3	21.91
Cr_2O_3	0.99
V_2O_3	0.20
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.29
MgO	0.55
CaO	35.61
TOTAL	100.06

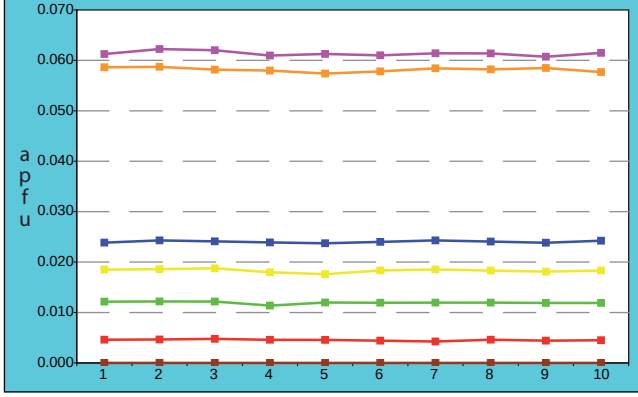
Pyrope	2.1
Almandin	0.2
Spessartine	0.6
Andradite	0.0
Uvarovite	2.9
Goldmanite	0.6
Grossulaire	93.6
TOTAL	100

Si	2.999
Al_{IV}	0.001
somme	3.000
Al_{VI}	1.935
Ti	0.024
Cr	0.058
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.012
somme	2.029
Fe_{II}	0.005
Mn	0.018
Mg	0.062
Ca	2.860
somme	2.944
TOTAL	7.974

TYPE CHIMIQUE

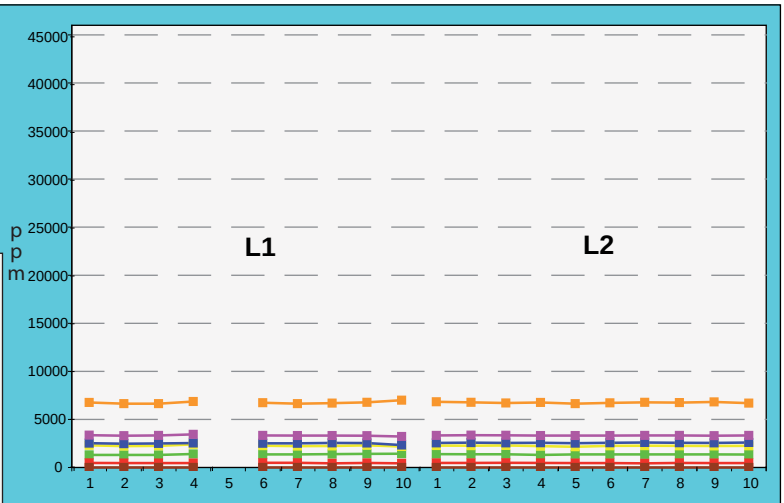






L1

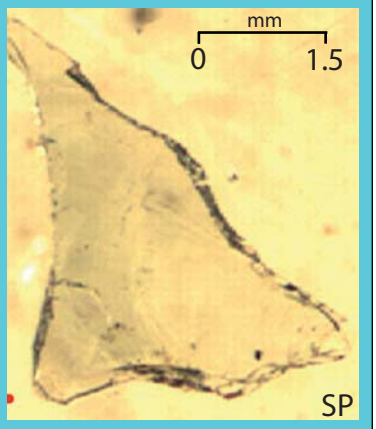
L2



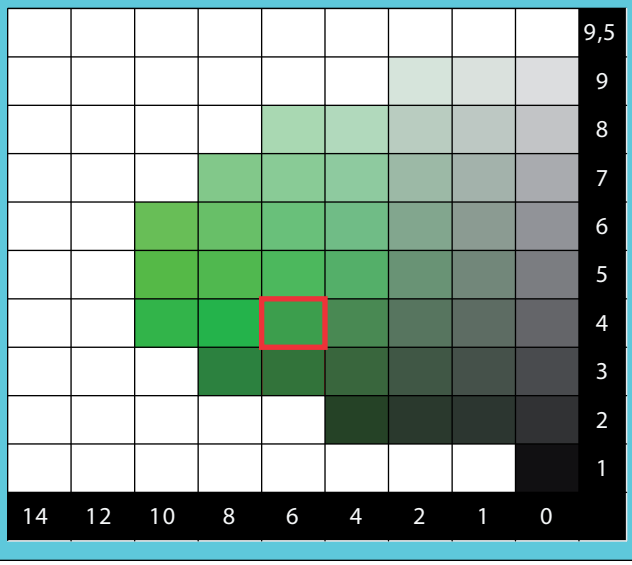
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	1362	1298	1434	0.012	0.011	0.013
Chrome	6749	6630	7000	0.058	0.057	0.061
Manganèse	2254	2153	2409	0.018	0.018	0.020
Titane	2536	2326	2596	0.024	0.022	0.024
Magnésium	3329	3227	3450	0.062	0.060	0.064
Fer II	463	433	490	0.005	0.004	0.005
Fer III	0	0	0	0.000	0.000	0.000

AQUA1-A

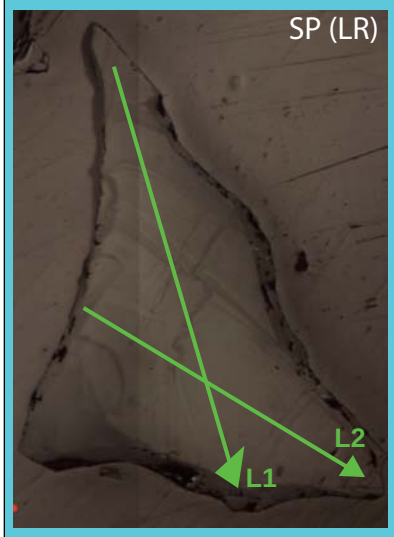
Aqua
5G 4/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

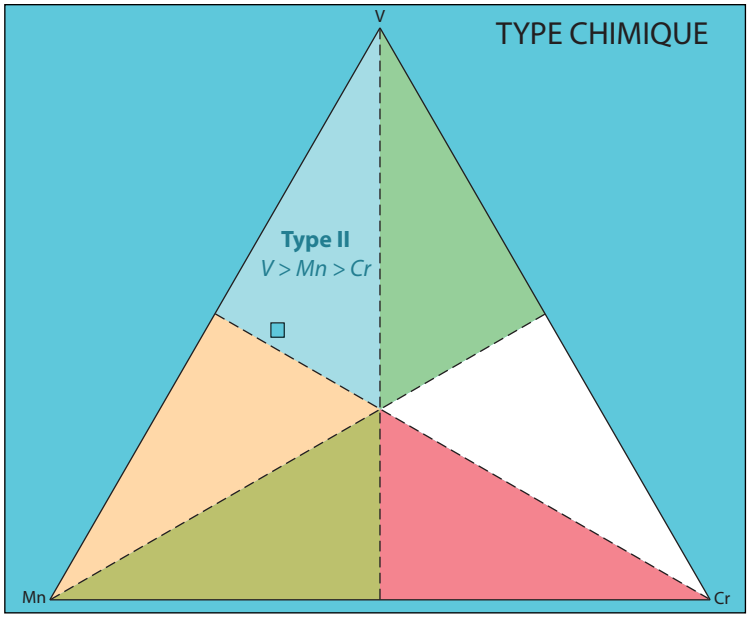


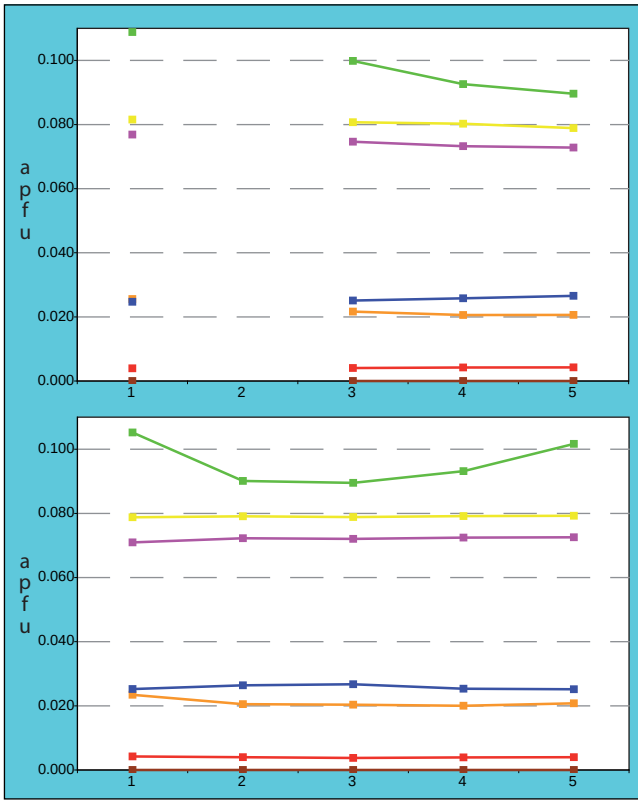
SiO_2	39.32
TiO_2	0.45
Al_2O_3	21.35
Cr_2O_3	0.36
V_2O_3	1.59
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	1.24
MgO	0.65
CaO	34.29
TOTAL	99.30

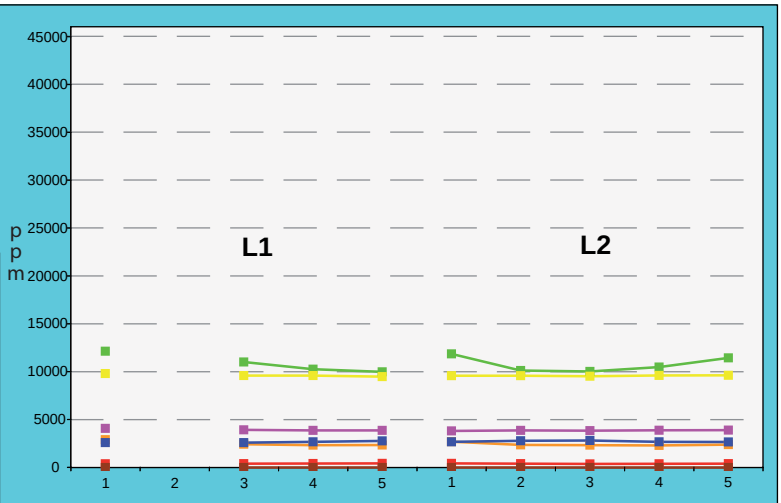
Pyrope	2.5
Almandin	0.1
Spessartine	2.7
Andradite	0.0
Uvarovite	1.1
Goldmanite	4.8
Grossulaire	88.9
TOTAL	100

Si	2.982
Al_{IV}	0.018
somme	3.000
Al_{VI}	1.891
Ti	0.026
Cr	0.022
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.097
somme	2.035
Fe_{II}	0.004
Mn	0.080
Mg	0.073
Ca	2.787
somme	2.943
TOTAL	7.978

TYPE CHIMIQUE





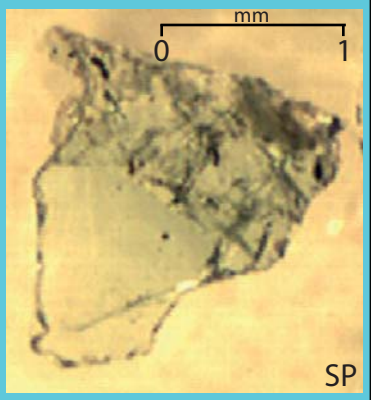


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	10812	9985	12133	0.097	0.090	0.109
Chrome	2453	2299	2908	0.022	0.020	0.026
Manganèse	9596	9479	9805	0.080	0.079	0.082
Titane	2697	2590	2812	0.026	0.025	0.027
Magnésium	3898	3818	4089	0.073	0.071	0.077
Fer II	405	376	427	0.004	0.004	0.004
Fer III	0	0	0	0.000	0.000	0.000

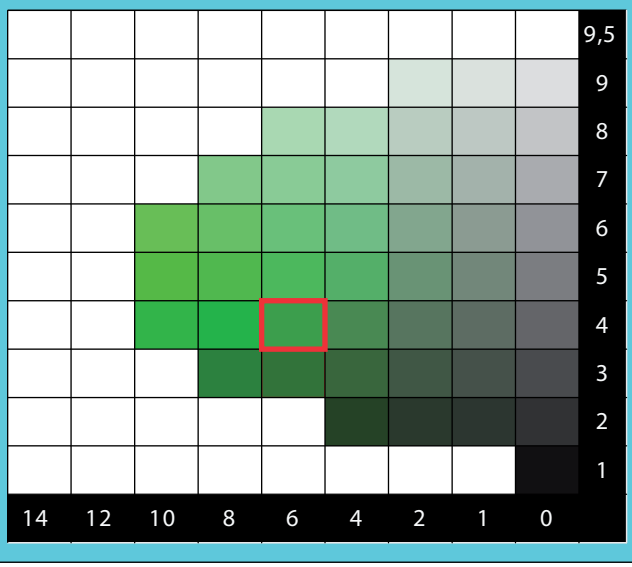
AQUA1-B

Aqua
5G 4/6

Pierre brute



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



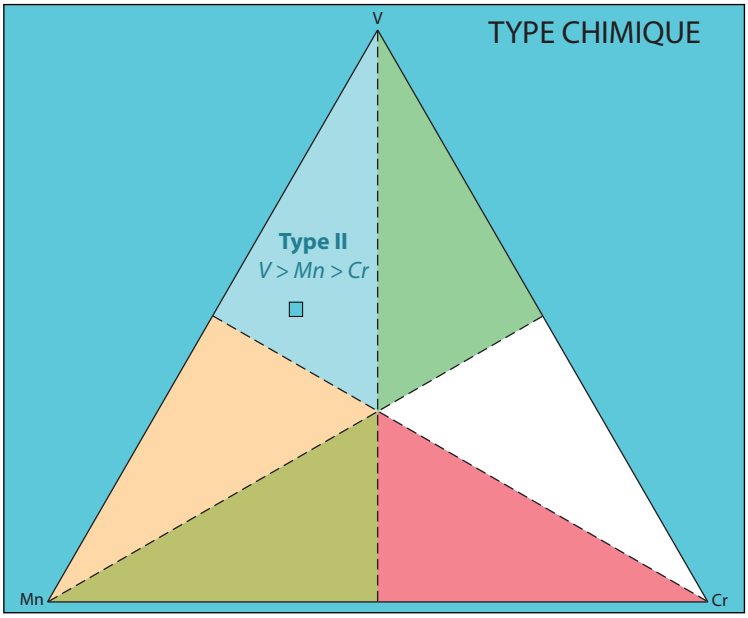
ANALYSES MOYENNES

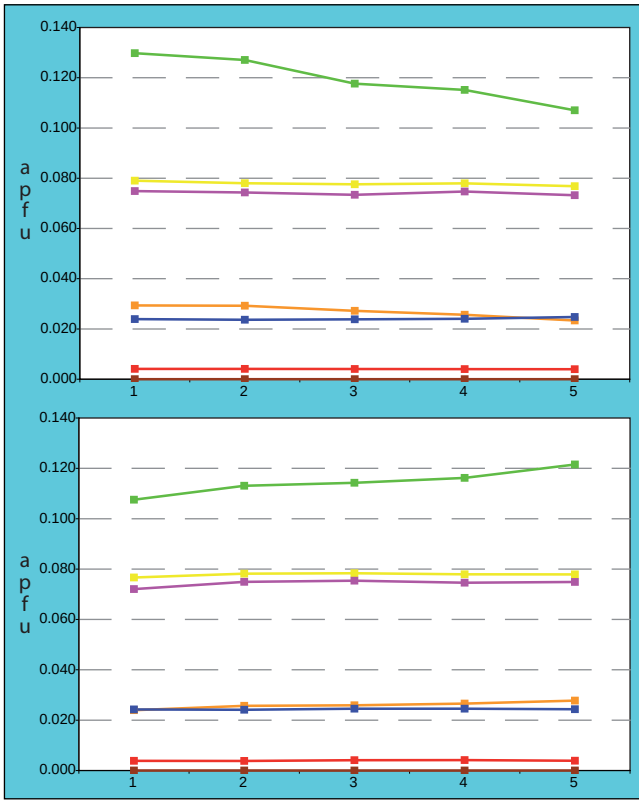
SiO_2	39.32
TiO_2	0.42
Al_2O_3	21.04
Cr_2O_3	0.44
V_2O_3	1.92
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	1.21
MgO	0.66
CaO	34.51
TOTAL	99.59

Pyrope	2.5
Almandin	0.1
Spessartine	2.6
Andradite	0.0
Uvarovite	1.3
Goldmanite	5.8
Grossulaire	87.6
TOTAL	100

Si	2.980
Al_{IV}	0.020
somme	3.000
Al_{VI}	1.859
Ti	0.024
Cr	0.026
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.117
somme	2.027
Fe_{II}	0.004
Mn	0.078
Mg	0.074
Ca	2.802
somme	2.958
TOTAL	7.985

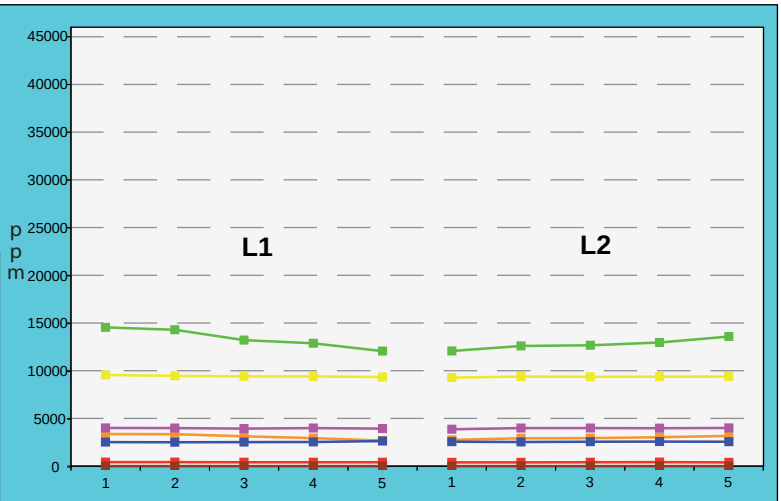
TYPE CHIMIQUE





L1

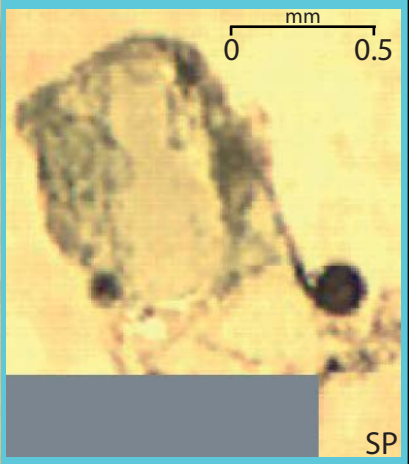
L2



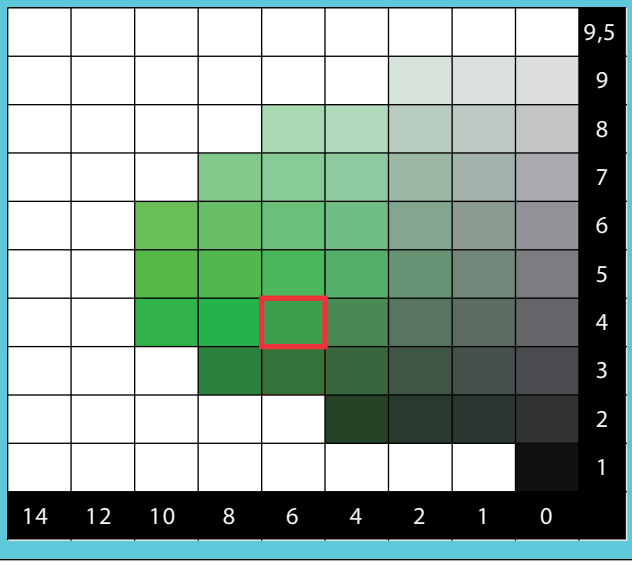
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	13081	12045	14540	0.117	0.107	0.130
Chrome	3023	2682	3360	0.026	0.023	0.029
Manganèse	9391	9278	9549	0.078	0.077	0.079
Titane	2546	2500	2620	0.024	0.024	0.025
Magnésium	3963	3860	4004	0.074	0.072	0.075
Fer II	402	382	414	0.004	0.004	0.004
Fer III	0	0	0	0.000	0.000	0.000

AQUA1-C

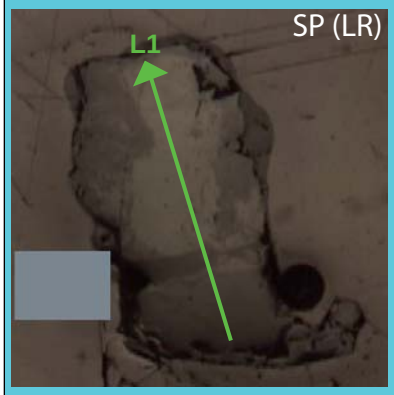
Aqua
5G 4/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

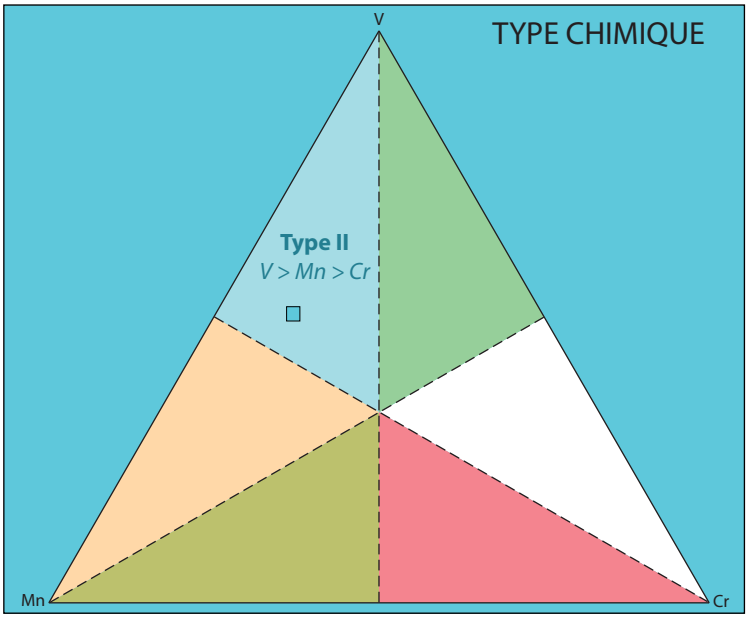


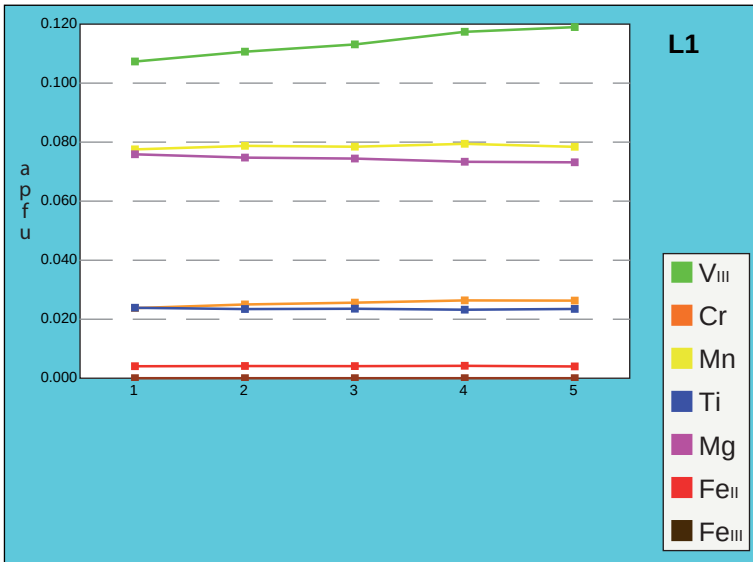
SiO_2	39.28
TiO_2	0.41
Al_2O_3	21.09
Cr_2O_3	0.42
V_2O_3	1.86
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	1.22
MgO	0.66
CaO	34.14
TOTAL	99.14

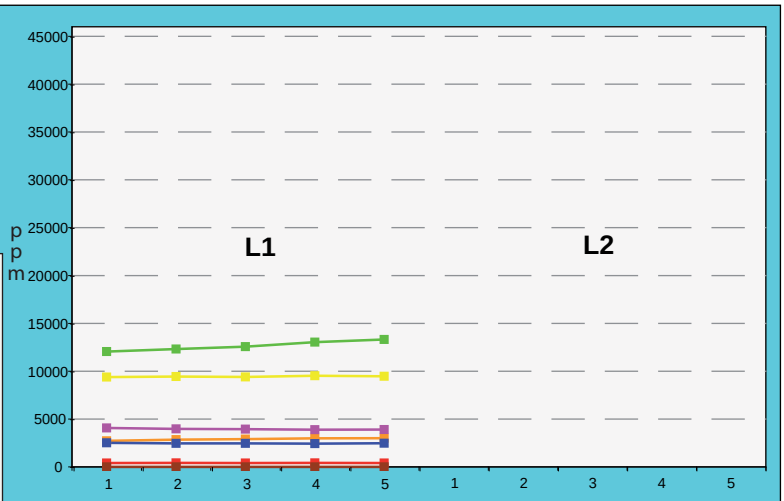
Pyrope	2.5
Almandin	0.1
Spessartine	2.7
Andradite	0.0
Uvarovite	1.2
Goldmanite	5.6
Grossulaire	87.8
TOTAL	100

Si	2.986
Al_{IV}	0.014
somme	3.000
Al_{VI}	1.876
Ti	0.024
Cr	0.025
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.113
somme	2.038
Fe_{II}	0.004
Mn	0.079
Mg	0.074
Ca	2.781
somme	2.938
TOTAL	7.976

TYPE CHIMIQUE



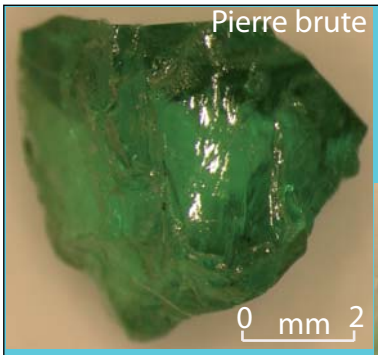


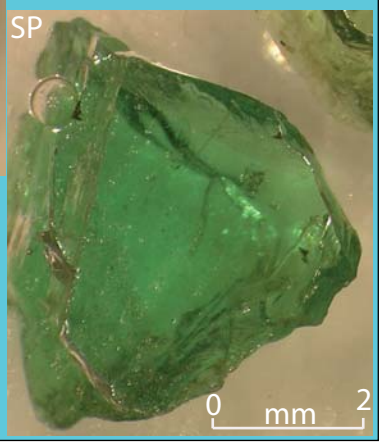


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	12656	12045	13316	0.113	0.107	0.119
Chrome	2892	2723	3004	0.025	0.024	0.026
Manganèse	9442	9386	9518	0.079	0.078	0.079
Titane	2465	2428	2518	0.024	0.023	0.024
Magnésium	3955	3890	4065	0.074	0.073	0.076
Fer II	410	401	420	0.004	0.004	0.004
Fer III	0	0	0	0.000	0.00	0.000

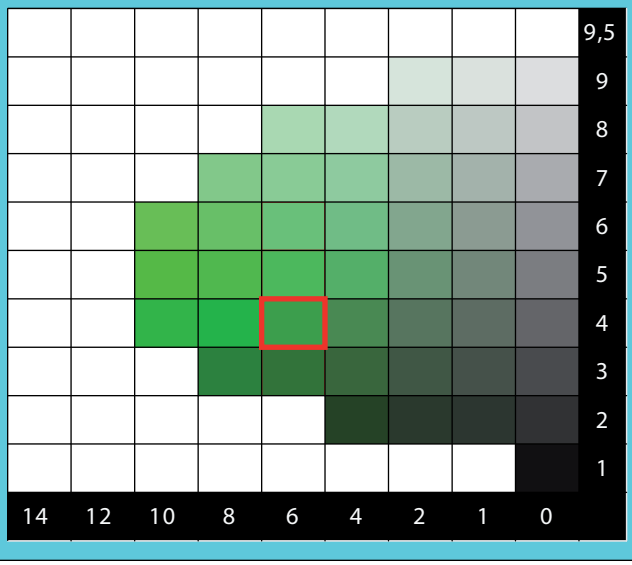
Nadan1

Nadan
5G 4/6

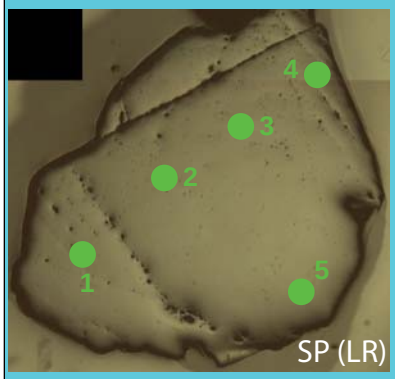




CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

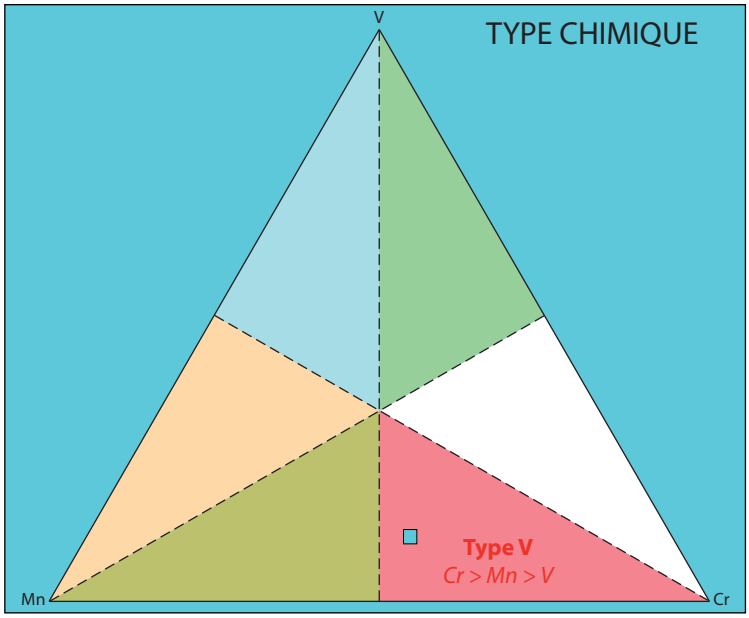


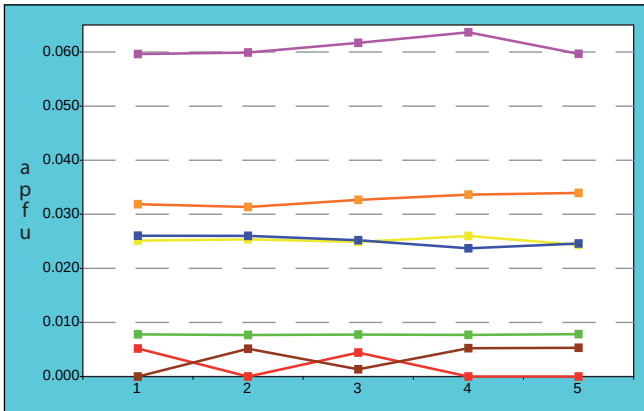
SiO_2	39.84
TiO_2	0.45
Al_2O_3	21.96
Cr_2O_3	0.55
V_2O_3	0.13
Fe_2O_3	0.09
FeO	0.00
MnO	0.40
MgO	0.55
CaO	36.71
TOTAL	100.67

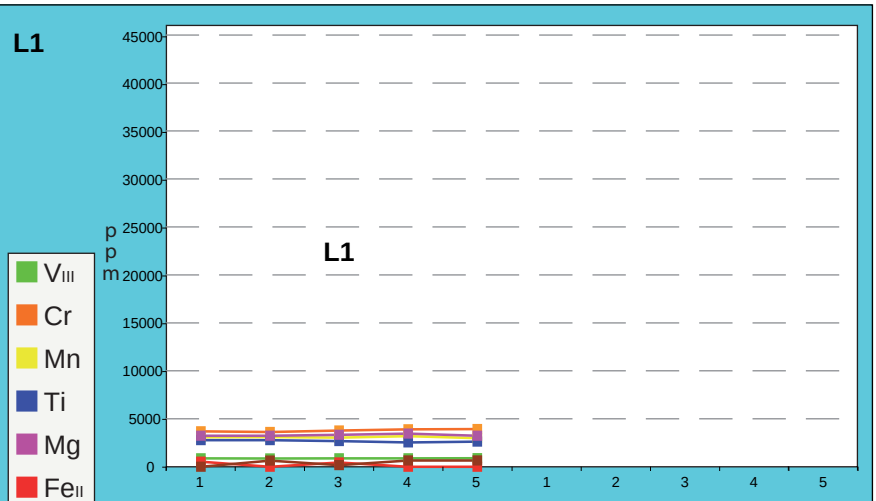
Pyrope	2.0
Almandin	0.0
Spessartine	0.8
Andradite	0.3
Uvarovite	1.6
Goldmanite	0.4
Grossulaire	94.8
TOTAL	100

Si	2.977
Al_{IV}	0.023
somme	3.000
Al_{VI}	1.911
Ti	0.025
Cr	0.033
Fe_{III}	0.005
V_{III}	0.008
somme	1.982
Fe_{II}	0.000
Mn	0.025
Mg	0.061
Ca	2.939
somme	3.025
TOTAL	8.008

TYPE CHIMIQUE



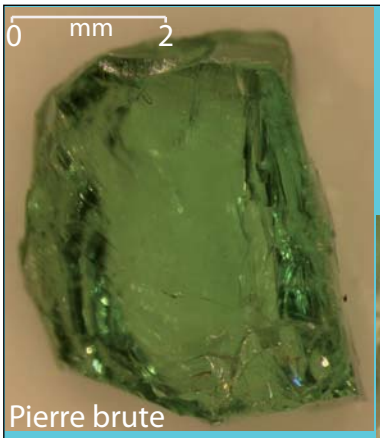


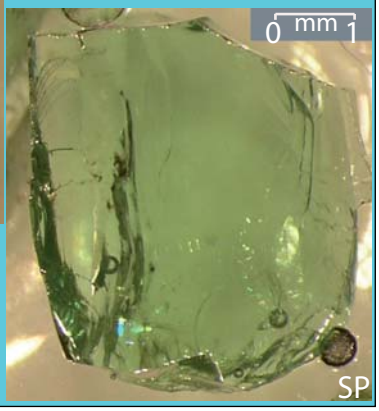


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	880	870	890	0.008	0.008	0.008
Chrome	3785	3626	3934	0.033	0.031	0.034
Manganèse	3076	2982	3191	0.025	0.024	0.026
Titane	2677	2536	2776	0.025	0.024	0.026
Magnésium	3296	3226	3456	0.061	0.060	0.064
Fer II	0	0	529	0.000	0.000	0.005
Fer III	662	0	662	0.005	0.000	0.005

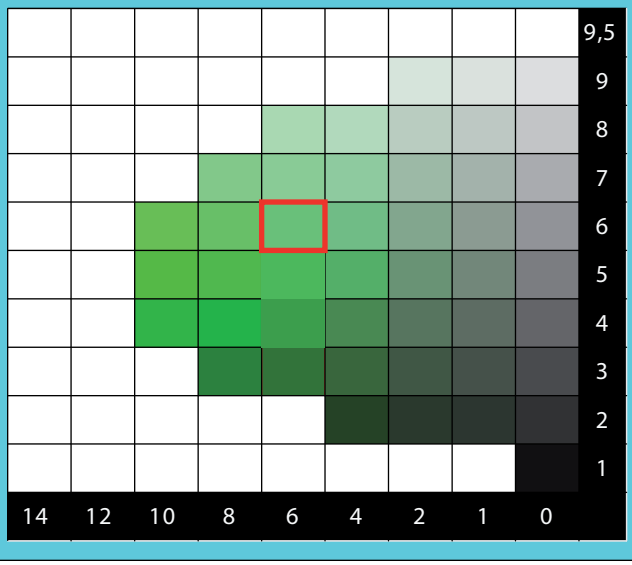
Nadan2

Nadan
5G 6/6

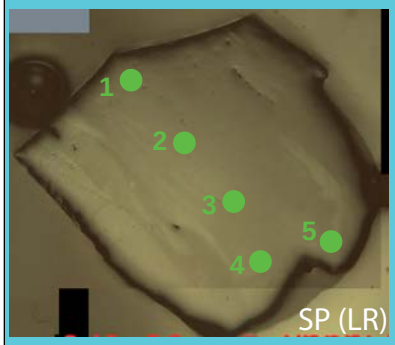




CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

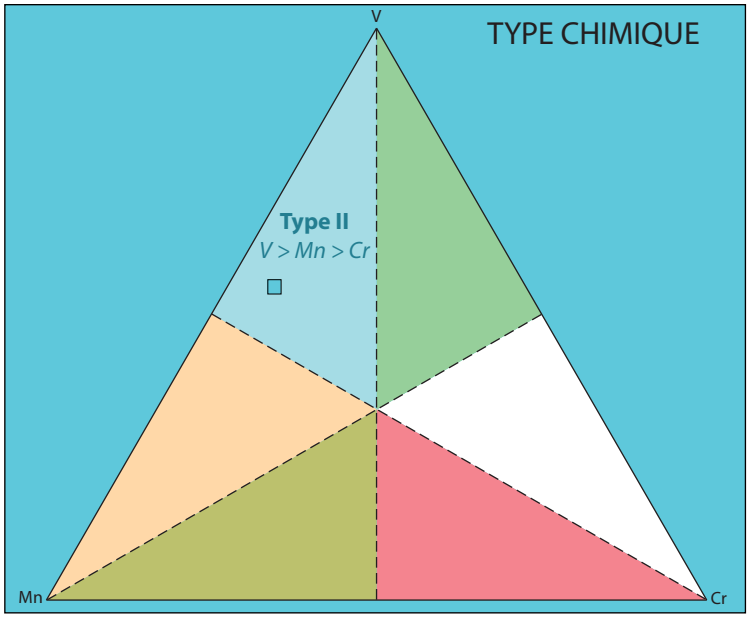


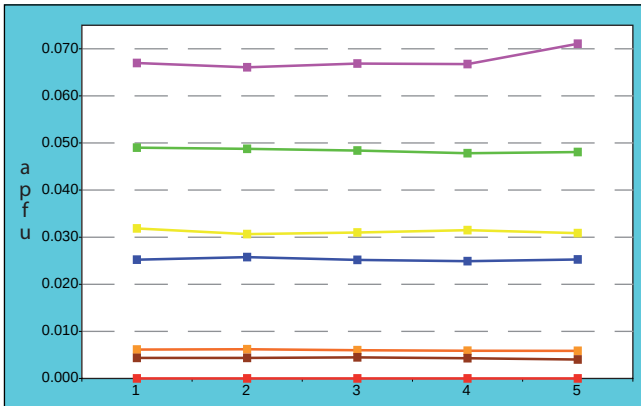
SiO_2	39.69
TiO_2	0.45
Al_2O_3	22.04
Cr_2O_3	0.10
V_2O_3	0.81
Fe_2O_3	0.08
FeO	0.00
MnO	0.49
MgO	0.61
CaO	36.68
TOTAL	100.95

Pyrope	2.2
Almandin	0.0
Spessartine	1.0
Andradite	0.2
Uvarovite	0.3
Goldmanite	2.4
Grossulaire	93.8
TOTAL	100

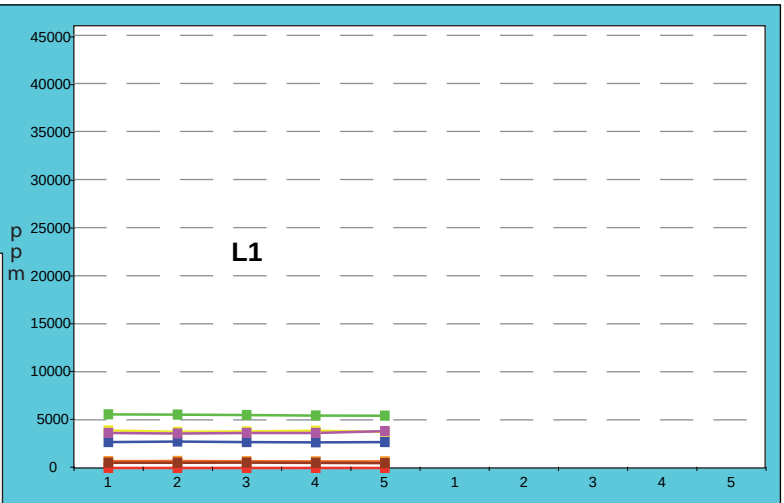
Si	2.961
Al_{IV}	0.039
somme	3.000
Al_{VI}	1.900
Ti	0.025
Cr	0.006
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.048
somme	1.984
Fe_{II}	0.000
Mn	0.031
Mg	0.068
Ca	2.932
somme	3.031
TOTAL	8.015

TYPE CHIMIQUE





L1

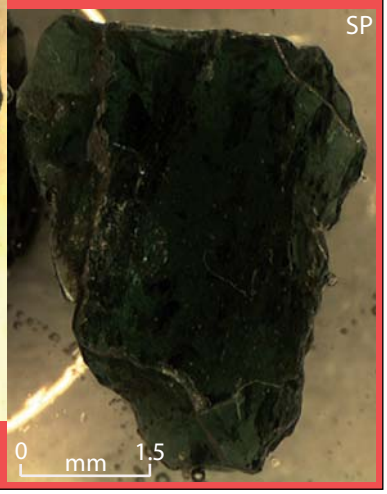


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	5500	5438	5567	0.048	0.048	0.049
Chrome	698	677	718	0.006	0.006	0.006
Manganèse	3820	3756	3903	0.031	0.031	0.032
Titane	2698	2668	2752	0.025	0.025	0.026
Magnésium	3662	3582	3836	0.068	0.066	0.071
Fer II	0	0	0	0.000	0.000	0.000
Fer III	536	497	560	0.004	0.004	0.004

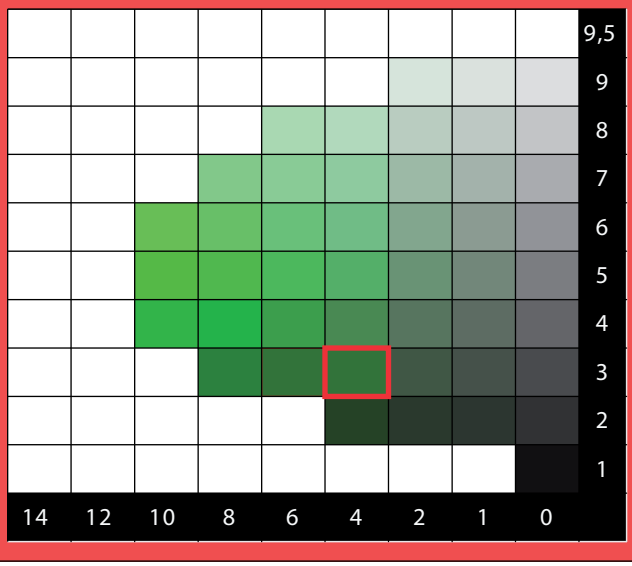
MADAGASCAR

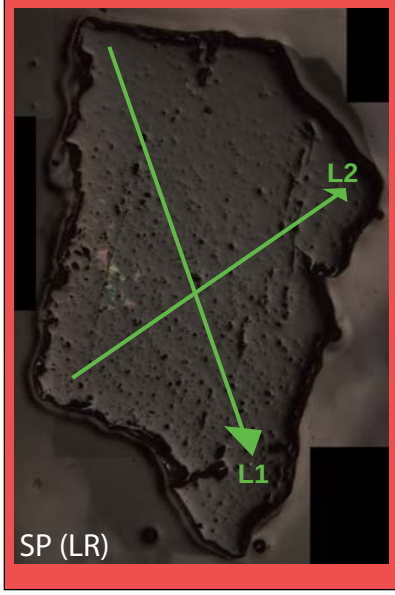
GO1-3/4

Gogogogo
5G 3/4



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





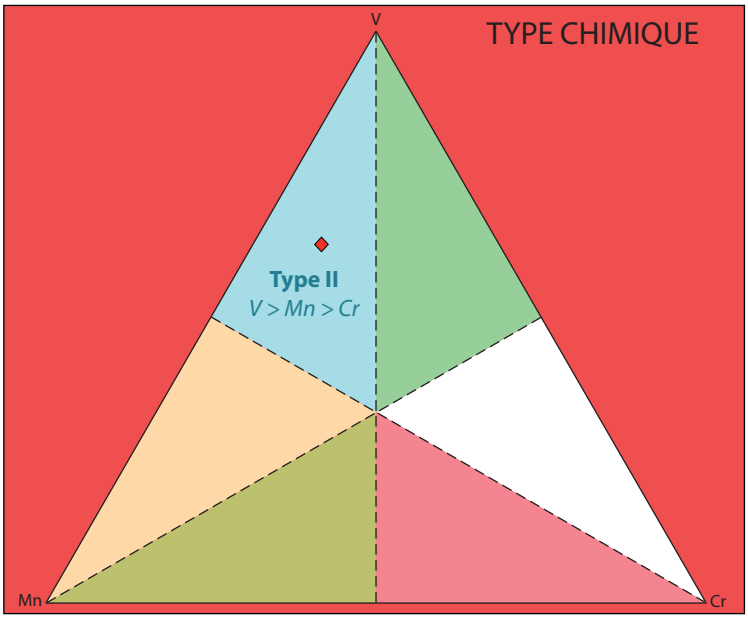
ANALYSES MOYENNES

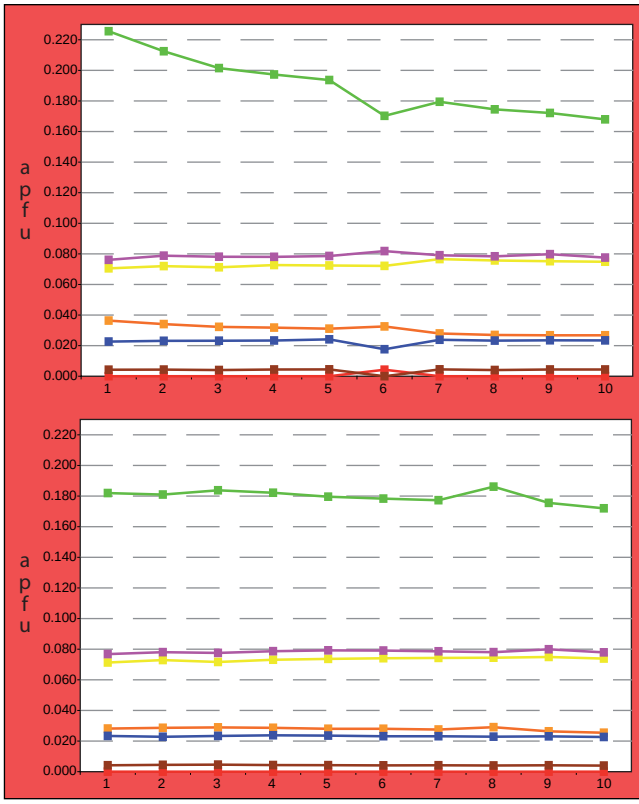
SiO_2	38.62
TiO_2	0.40
Al_2O_3	19.64
Cr_2O_3	0.48
V_2O_3	3.00
Fe_2O_3	0.07
FeO	0.00
MnO	1.13
MgO	0.68
CaO	34.82
TOTAL	98.83

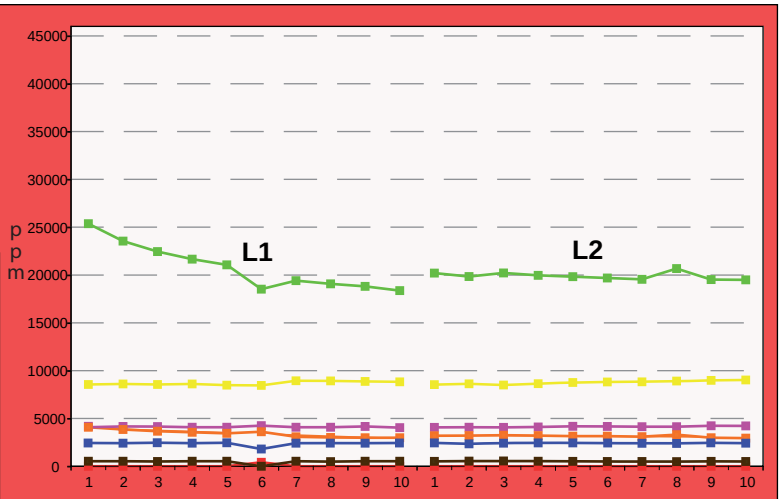
Pyrope	2.6
Almandin	0.0
Spessartine	2.4
Andradite	0.2
Uvarovite	1.5
Goldmanite	9.3
Grossulaire	84.0
TOTAL	100

Si	2.969
Al_{IV}	0.031
somme	3.000
Al_{VI}	1.748
Ti	0.023
Cr	0.029
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.185
somme	1.989
Fe_{II}	0.000
Mn	0.073
Mg	0.078
Ca	2.868
somme	3.020
TOTAL	8.009

TYPE CHIMIQUE



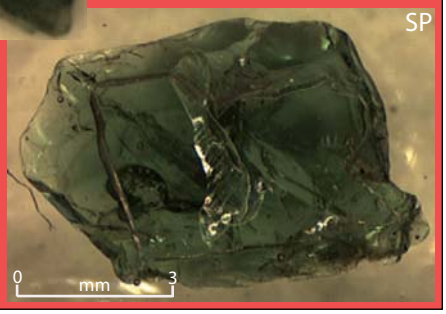




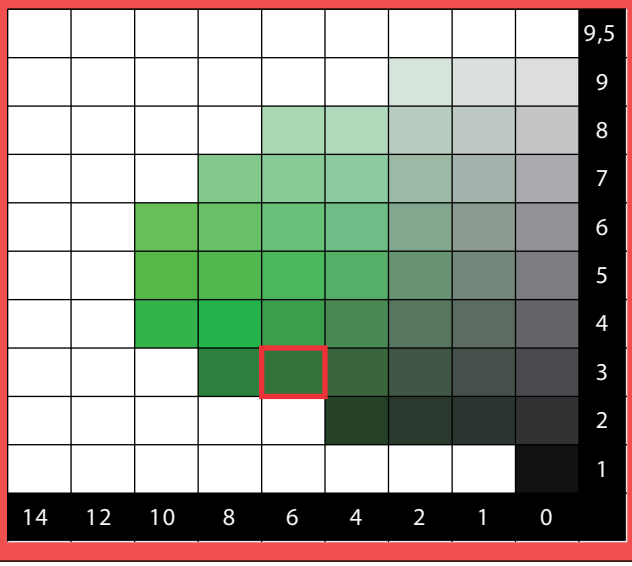
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	20362	18374	25368	0.185	0.168	0.226
Chrome	3293	2942	4174	0.029	0.025	0.036
Manganèse	8724	8457	9030	0.073	0.071	0.077
Titane	2382	1805	2464	0.023	0.018	0.024
Magnésium	4130	4047	4246	0.078	0.076	0.082
Fer II	0	0	414	0.000	0.000	0.004
Fer III	516	0	552	0.004	0.000	0.005

GO1-3/6

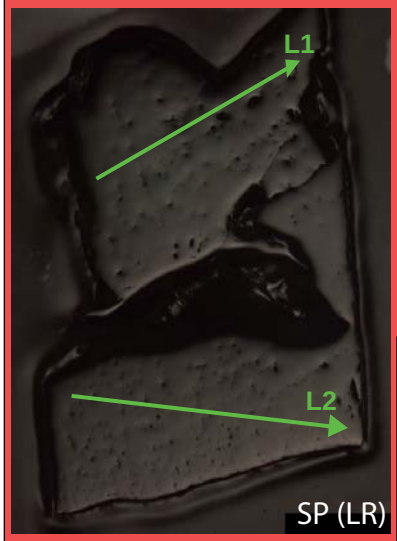
Gogogogo
5G 3/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

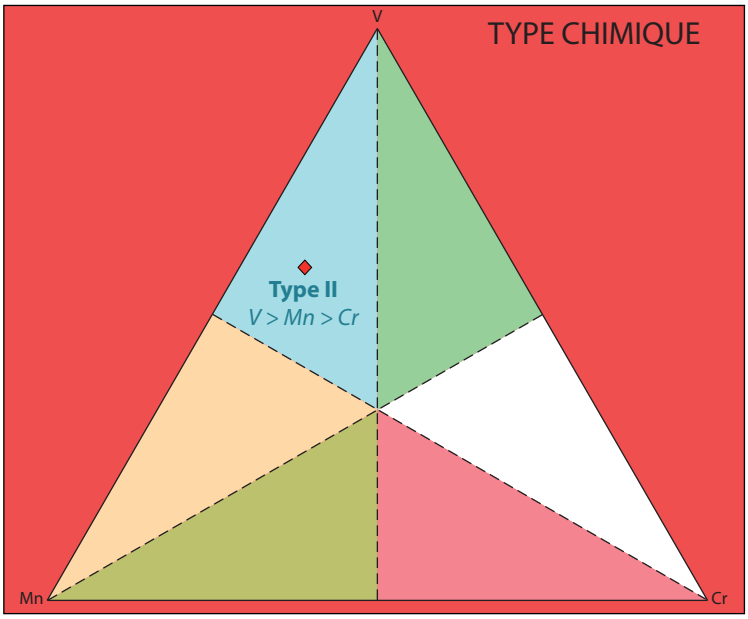


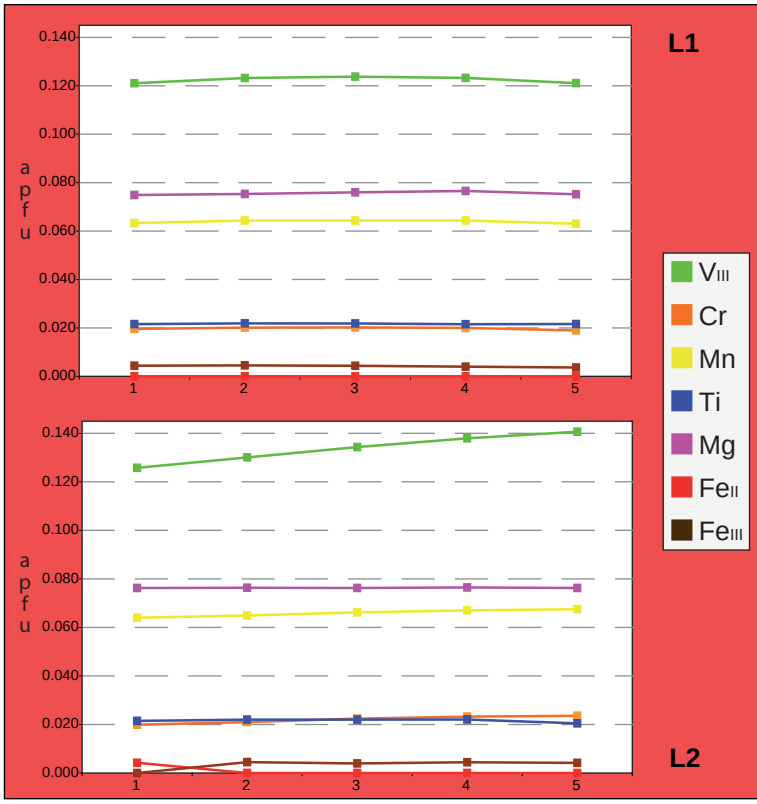
SiO_2	39.00
TiO_2	0.38
Al_2O_3	20.57
Cr_2O_3	0.35
V_2O_3	2.10
Fe_2O_3	0.38
FeO	0.00
MnO	1.01
MgO	0.67
CaO	35.55
TOTAL	99.70

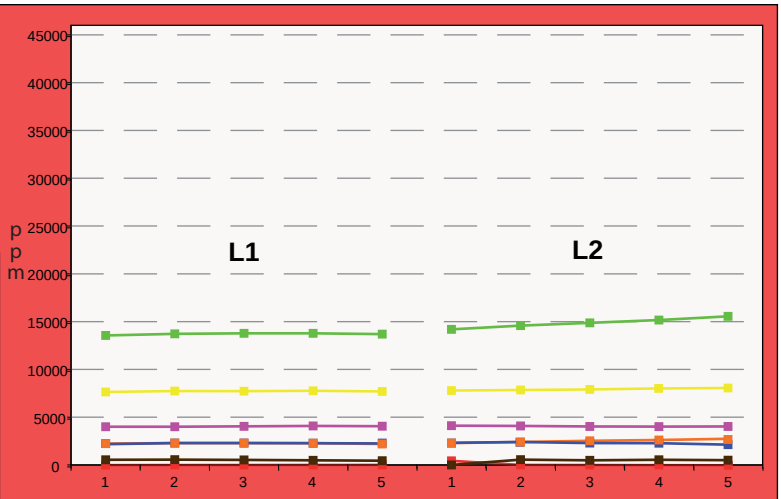
Pyrope	2.5
Almandin	0.0
Spessartine	2.1
Andradite	1.2
Uvarovite	1.1
Goldmanite	6.5
Grossulaire	87.6
TOTAL	100

Si	2.964
Al_{IV}	0.036
somme	3.000
Al_{VI}	1.806
Ti	0.022
Cr	0.021
Fe_{III}	0.004
V_{III}	0.128
somme	1.981
Fe_{II}	0.000
Mn	0.065
Mg	0.076
Ca	2.895
somme	3.036
TOTAL	8.017

TYPE CHIMIQUE



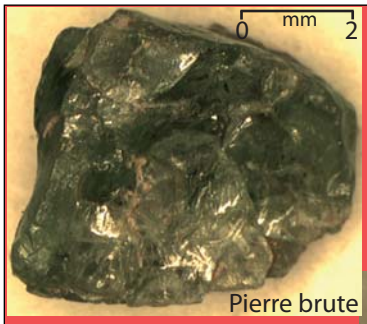




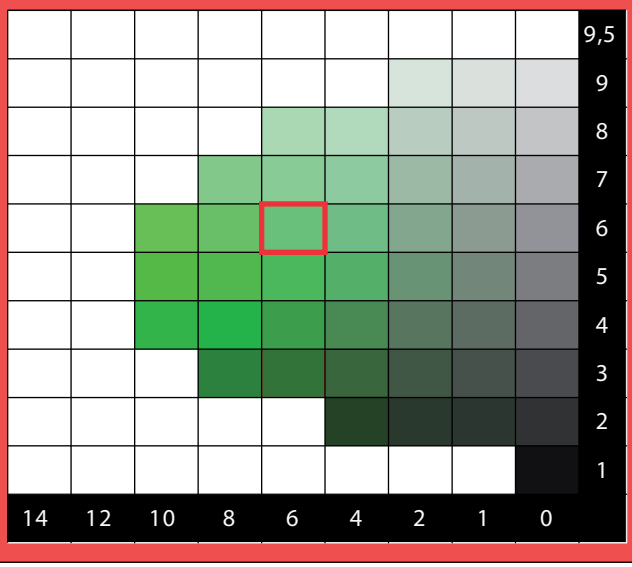
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	14287	13547	15553	0.128	0.121	0.141
Chrome	2378	2190	2662	0.021	0.019	0.024
Manganèse	7808	7636	8054	0.065	0.063	0.068
Titane	2269	2128	2320	0.022	0.020	0.022
Magnésium	4043	3998	4107	0.076	0.075	0.077
Fer II	0	0	427	0.000	0.000	0.004
Fer III	515	0	552	0.004	0.000	0.005

GO1-6/6-A

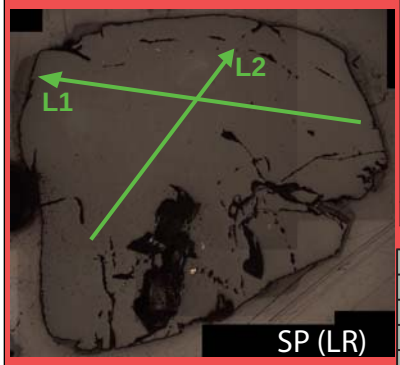
Gogogogo
5G 6/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

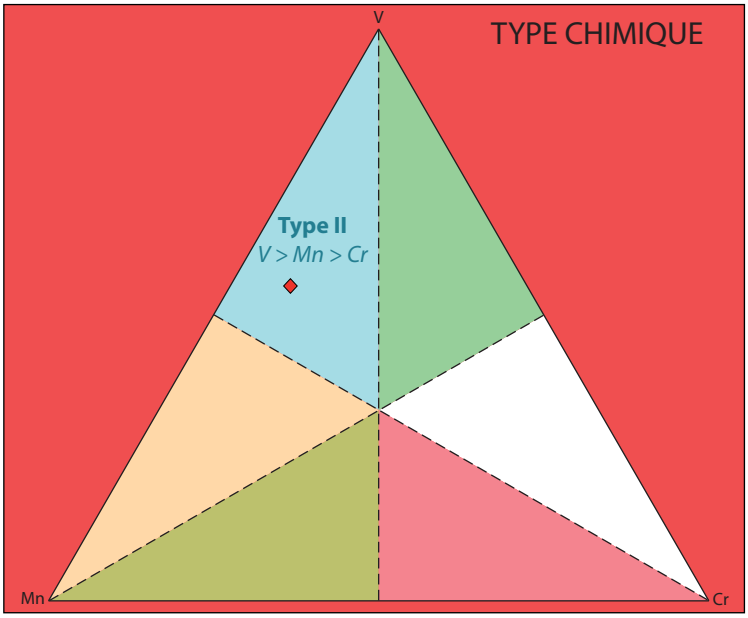


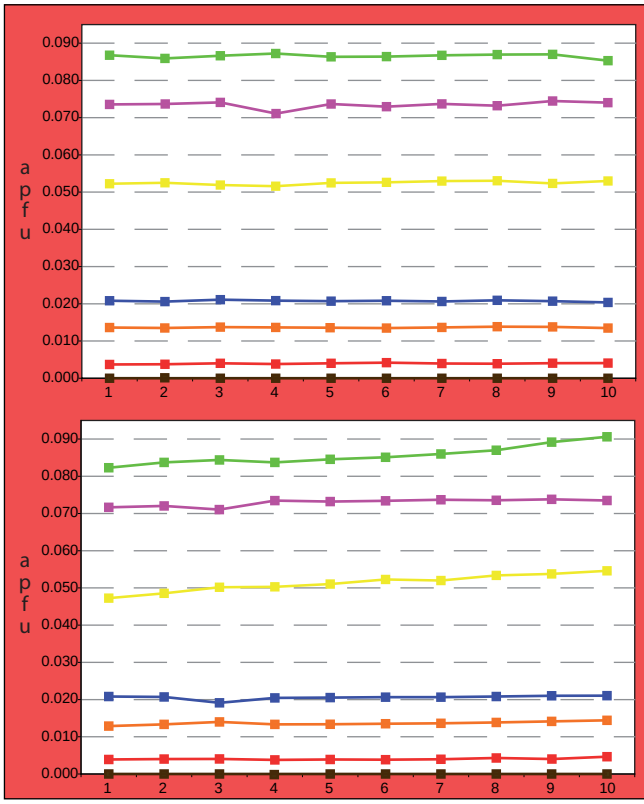
SiO_2	39.91
TiO_2	0.37
Al_2O_3	21.64
Cr_2O_3	0.23
V_2O_3	1.43
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	0.82
MgO	0.65
CaO	34.80
TOTAL	99.91

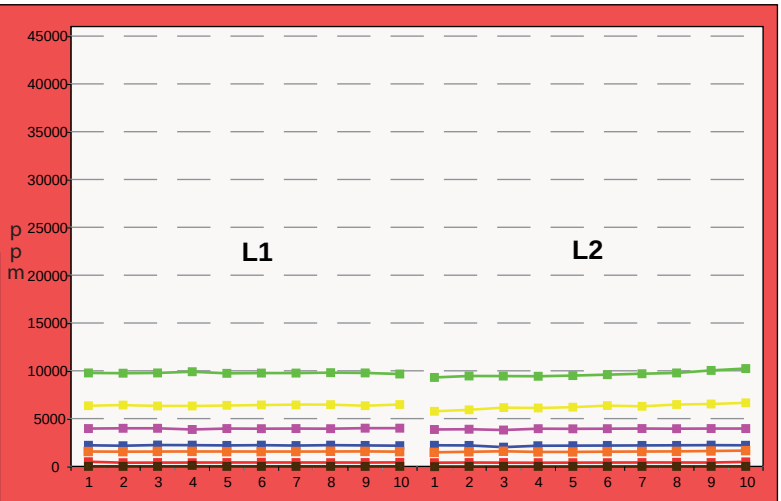
Pyrope	2.5
Almandin	0.1
Spessartine	1.8
Andradite	0.0
Uvarovite	0.7
Goldmanite	4.2
Grossulaire	90.7
TOTAL	100

Si	3.000
Al_{IV}	0.000
somme	3.000
Al_{VI}	1.918
Ti	0.021
Cr	0.014
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.086
somme	2.038
Fe_{II}	0.004
Mn	0.052
Mg	0.073
Ca	2.803
somme	2.932
TOTAL	7.970

TYPE CHIMIQUE



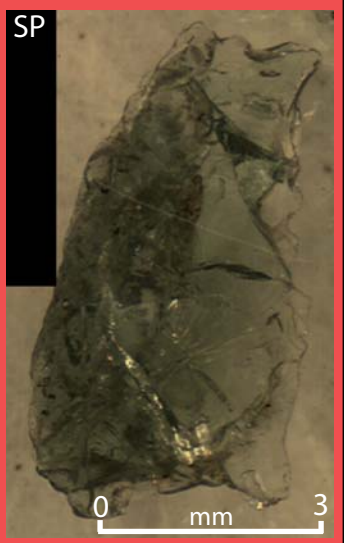




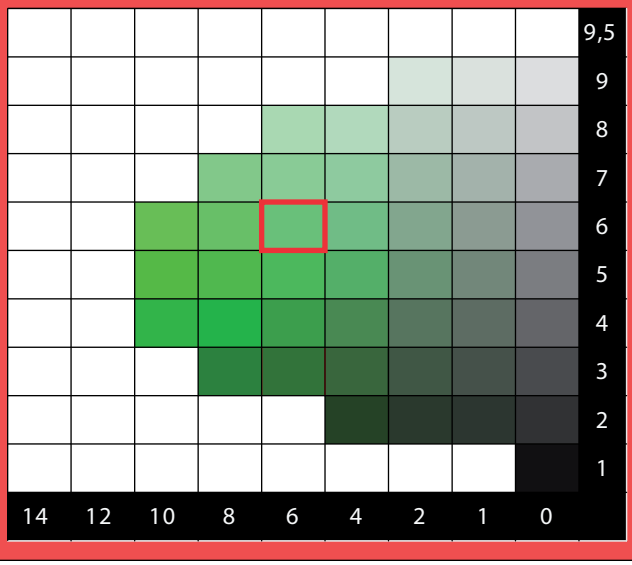
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	9710	9306	10237	0.086	0.082	0.091
Chrome	1570	1485	1663	0.014	0.013	0.014
Manganèse	6313	5762	6653	0.052	0.047	0.055
Titane	2192	2014	2236	0.021	0.019	0.021
Magnésium	3939	3805	4004	0.073	0.071	0.074
Fer II	404	376	471	0.004	0.004	0.005
Fer III	0	0	0	0.000	0.000	0.000

GO1-6/6-B

Gogogogo
5G 6/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



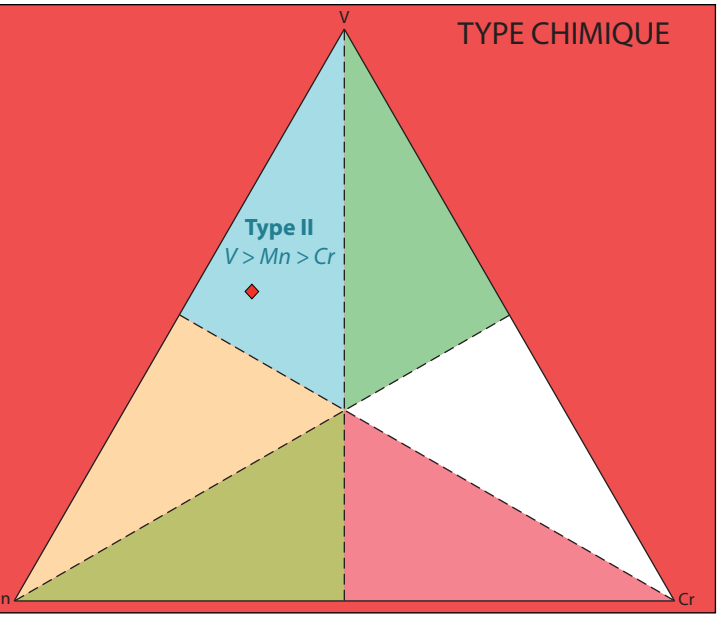
ANALYSES MOYENNES

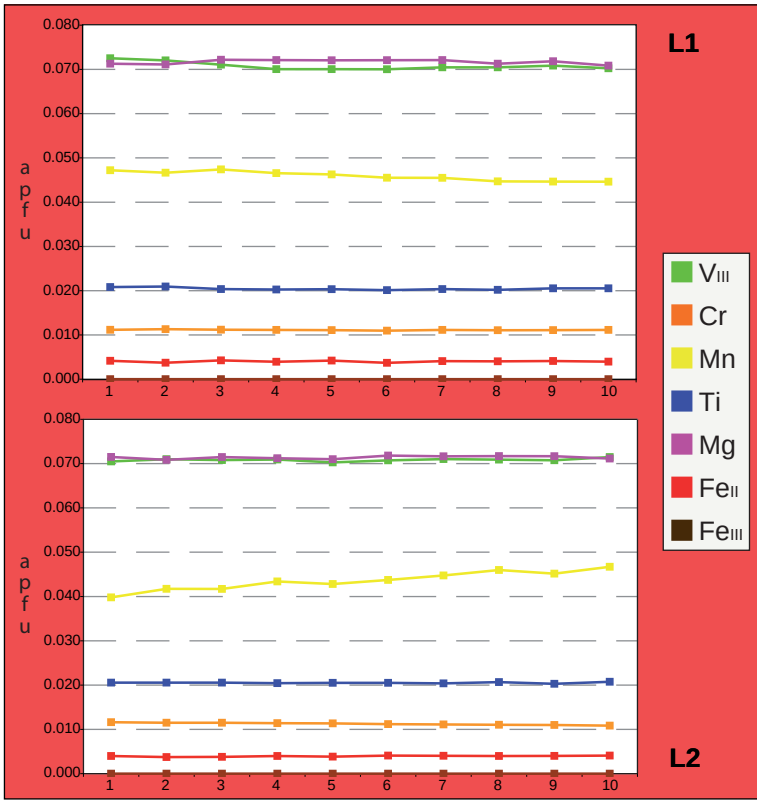
SiO_2	39.79
TiO_2	0.36
Al_2O_3	21.90
Cr_2O_3	0.19
V_2O_3	1.17
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	0.70
MgO	0.64
CaO	34.83
TOTAL	99.65

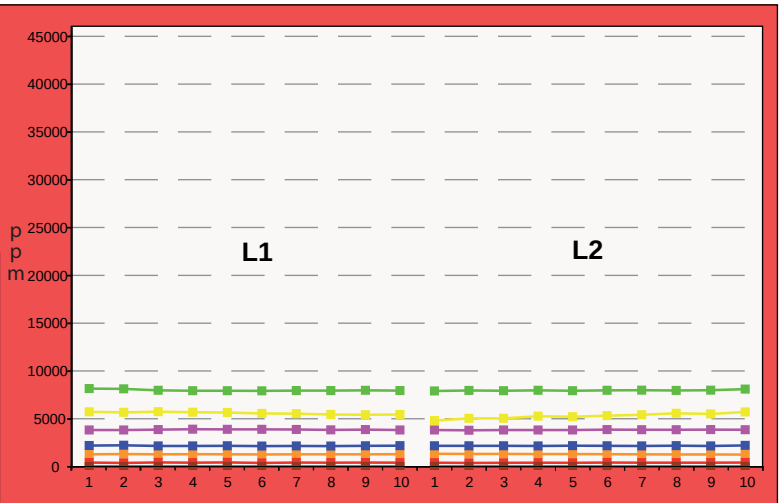
Pyrope	2.4
Almandin	0.1
Spessartine	1.5
Andradite	0.0
Uvarovite	0.5
Goldmanite	3.5
Grossulaire	91.9
TOTAL	100

Si	2.996
Al_{IV}	0.004
somme	3.000
Al_{VI}	1.939
Ti	0.020
Cr	0.011
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.071
somme	2.041
Fe_{II}	0.004
Mn	0.045
Mg	0.072
Ca	2.809
somme	2.930
TOTAL	7.971

TYPE CHIMIQUE



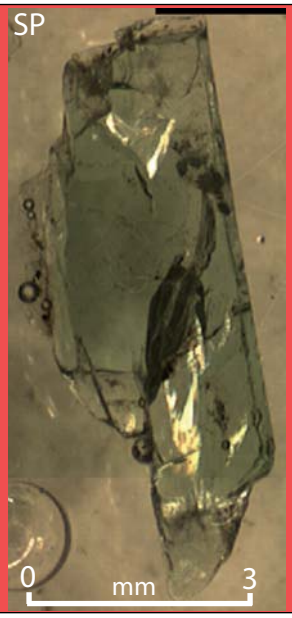




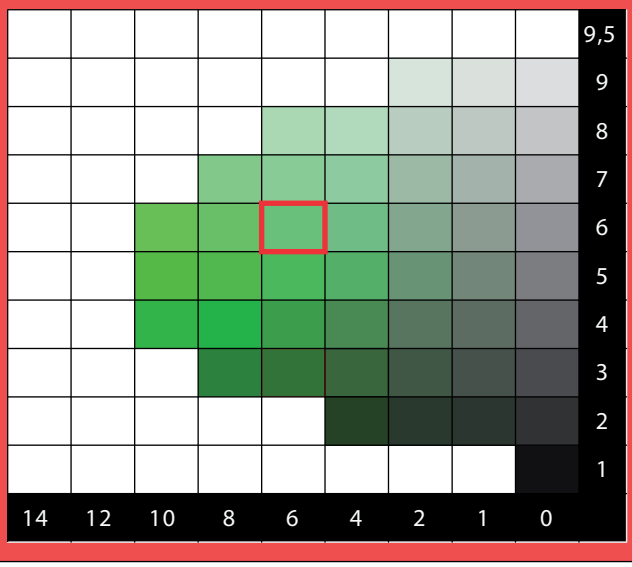
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	7973	7899	8150	0.071	0.070	0.073
Chrome	1286	1252	1327	0.011	0.011	0.012
Manganèse	5434	4809	5731	0.045	0.040	0.047
Titane	2168	2140	2218	0.020	0.020	0.021
Magnésium	3844	3787	3896	0.072	0.071	0.072
Fer II	403	376	427	0.004	0.004	0.004
Fer III	0	0	0	0.000	0.000	0.000

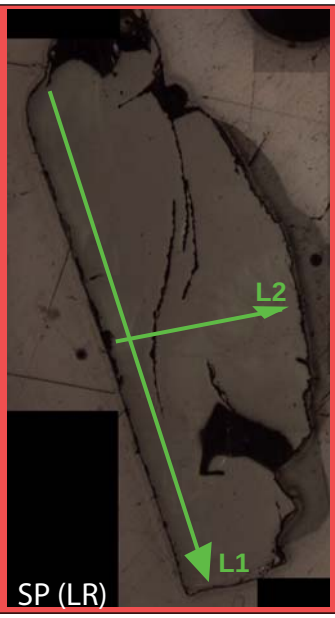
GO1-6/6-C

Gogogogo
5G 6/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





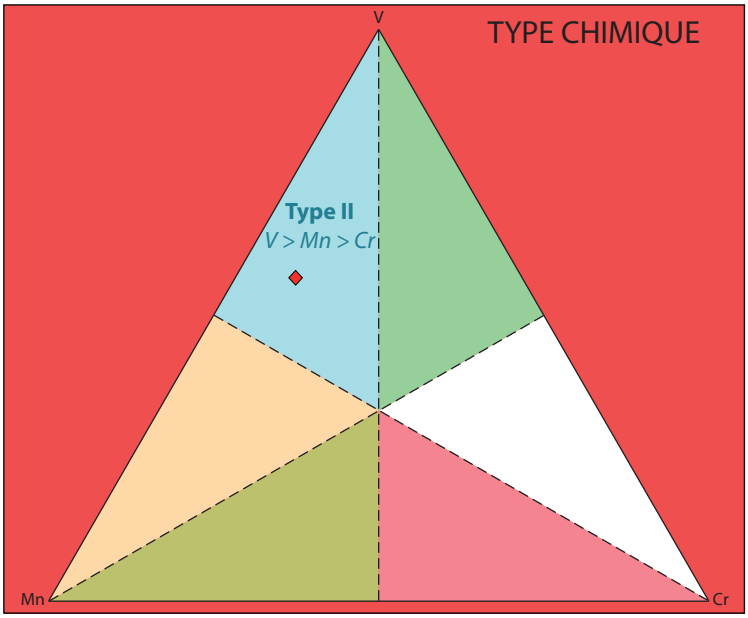
ANALYSES MOYENNES

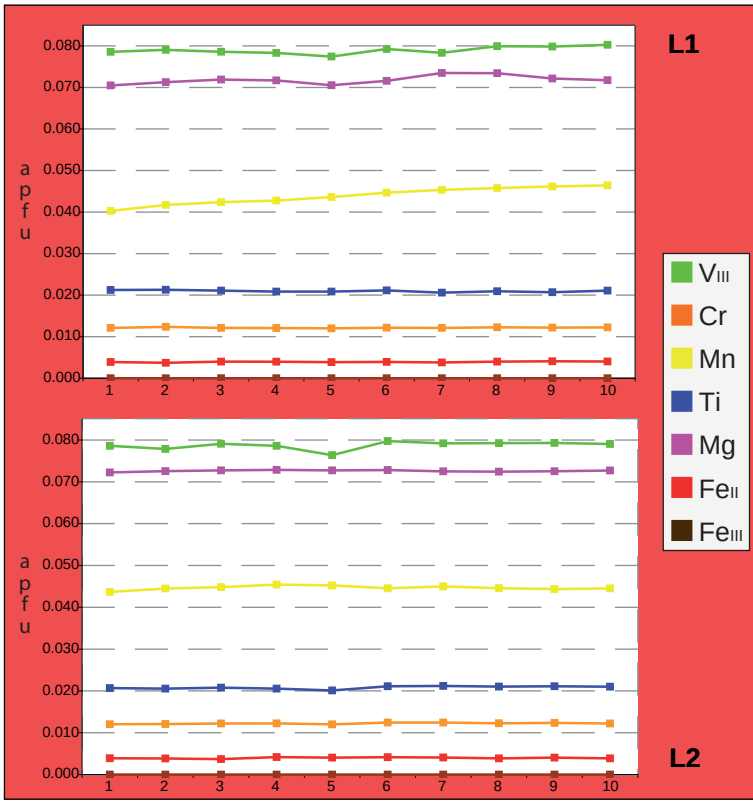
SiO_2	39.79
TiO_2	0.37
Al_2O_3	21.57
Cr_2O_3	0.20
V_2O_3	1.30
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	0.69
MgO	0.64
CaO	34.49
TOTAL	99.12

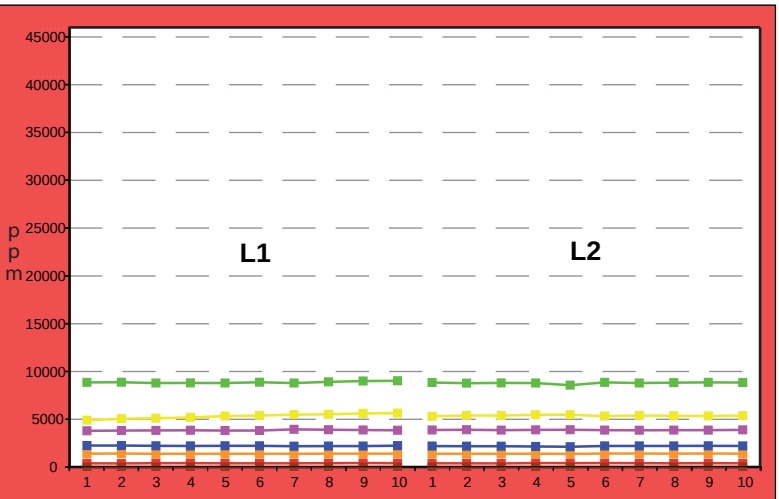
Pyrope	2.5
Almandin	0.1
Spessartine	1.5
Andradite	0.0
Uvarovite	0.6
Goldmanite	3.9
Grossulaire	91.4
TOTAL	100

Si	3.011
Al_{IV}	0.000
somme	3.011
Al_{VI}	1.923
Ti	0.021
Cr	0.012
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.079
somme	2.035
Fe_{II}	0.004
Mn	0.044
Mg	0.072
Ca	2.796
somme	2.916
TOTAL	7.962

TYPE CHIMIQUE





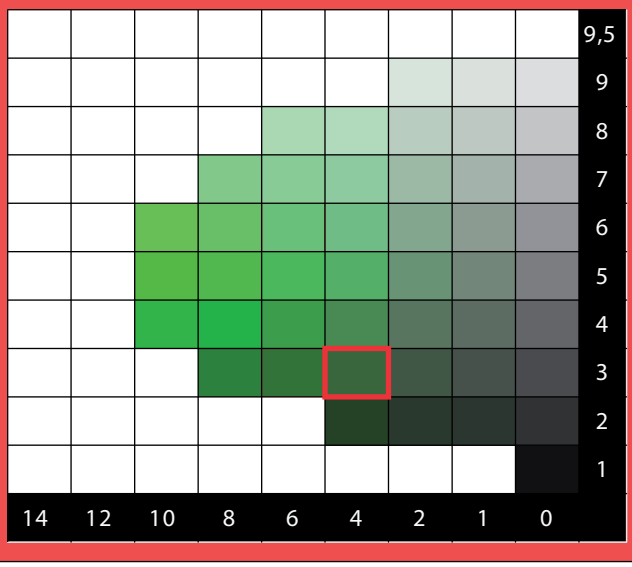


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	8834	8572	9020	0.079	0.076	0.080
Chrome	1395	1375	1416	0.012	0.012	0.012
Manganèse	5353	4902	5630	0.044	0.040	0.046
Titane	2202	2122	2254	0.021	0.020	0.021
Magnésium	3862	3793	3938	0.072	0.070	0.073
Fer II	398	369	420	0.004	0.004	0.004
Fer III	0	0	0	0.000	0.000	0.000

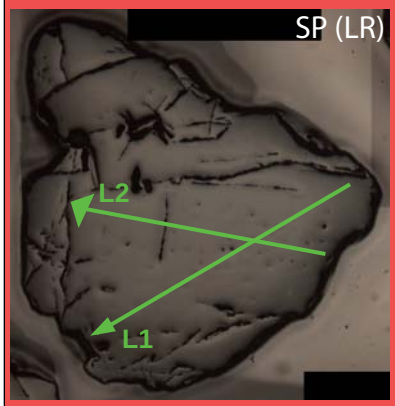
BE1-3/4

Behara
5G 3/4

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

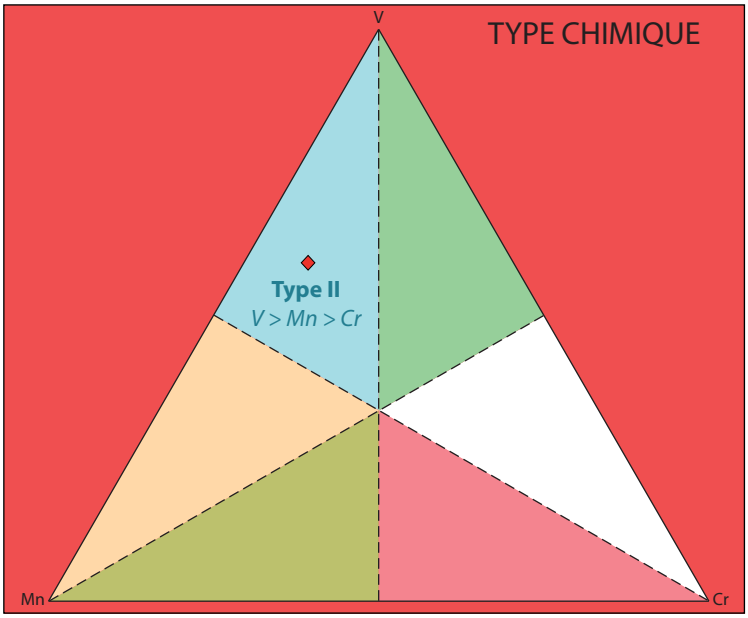


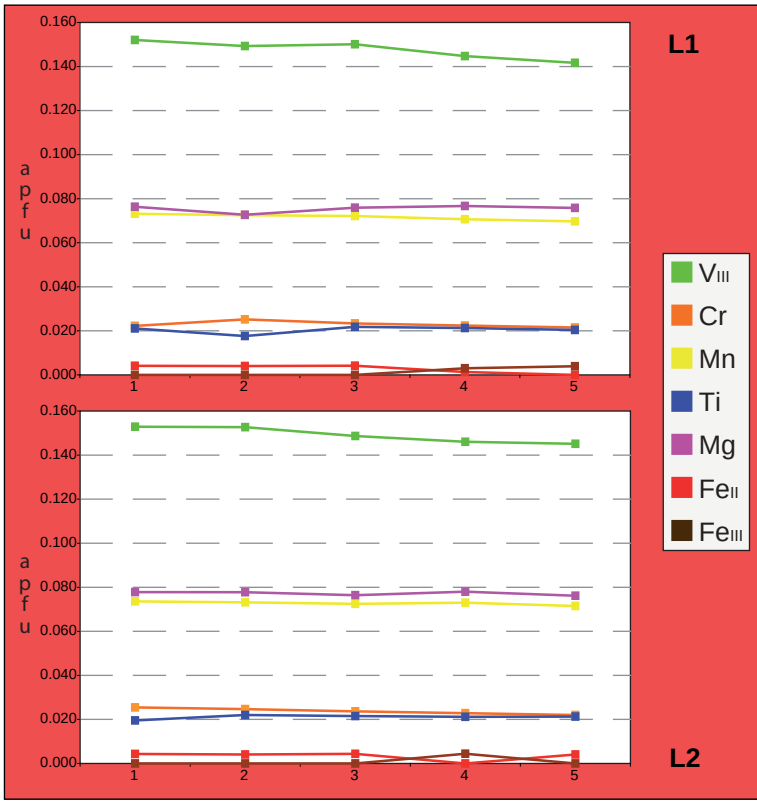
SiO_2	39.42
TiO_2	0.36
Al_2O_3	20.35
Cr_2O_3	0.39
V_2O_3	2.44
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	1.12
MgO	0.68
CaO	34.98
TOTAL	99.80

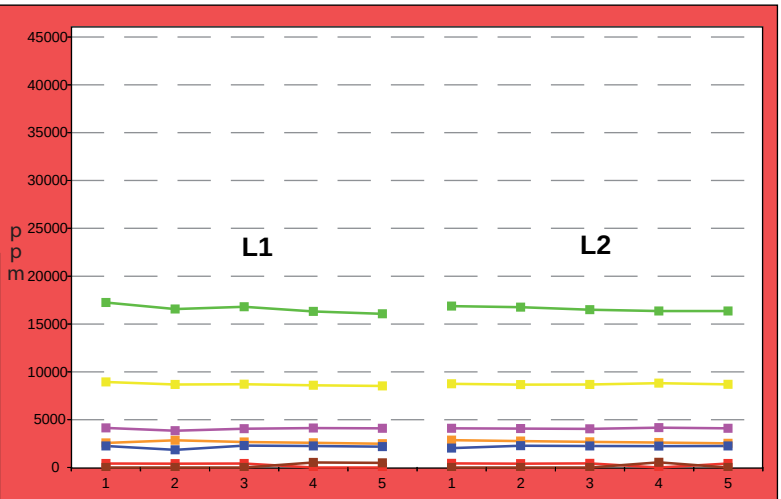
Pyrope	2.5
Almandin	0.1
Spessartine	2.4
Andradite	0.0
Uvarovite	1.2
Goldmanite	7.4
Grossulaire	86.3
TOTAL	100

Si	2.989
Al_{IV}	0.011
somme	3.000
Al_{VI}	1.808
Ti	0.021
Cr	0.023
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.148
somme	2.000
Fe_{II}	0.004
Mn	0.072
Mg	0.076
Ca	2.842
somme	2.994
TOTAL	7.995

TYPE CHIMIQUE







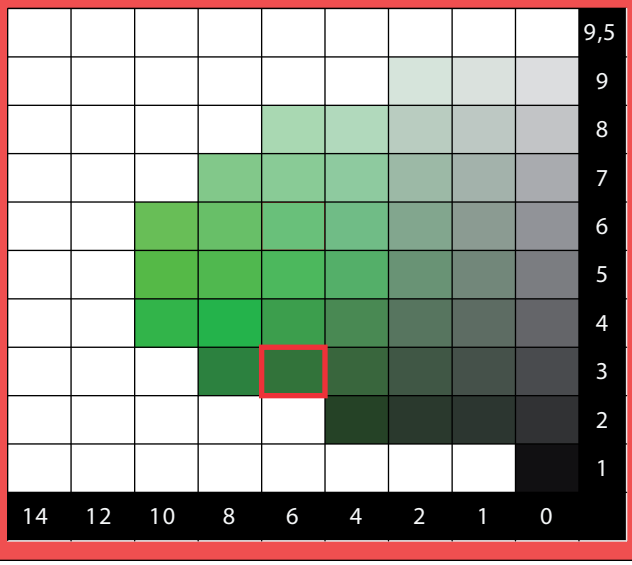
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	16581	16069	17238	0.148	0.142	0.153
Chrome	2662	2491	2867	0.023	0.022	0.025
Manganèse	8703	8527	8945	0.072	0.070	0.074
Titane	2185	1841	2296	0.021	0.018	0.022
Magnésium	4073	3848	4167	0.076	0.073	0.078
Fer II	420	0	433	0.004	0.000	0.004
Fer III	0	0	544	0.000	0.000	0.004

BE1-3/6

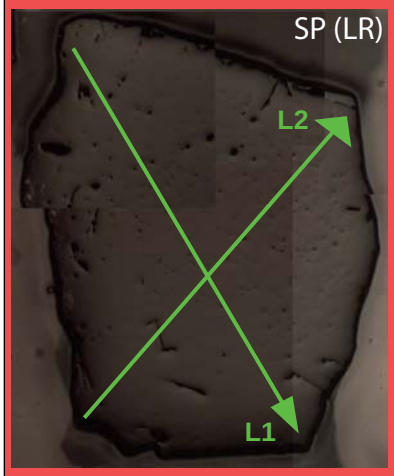
Behara
5G 3/6

Pierre brute

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

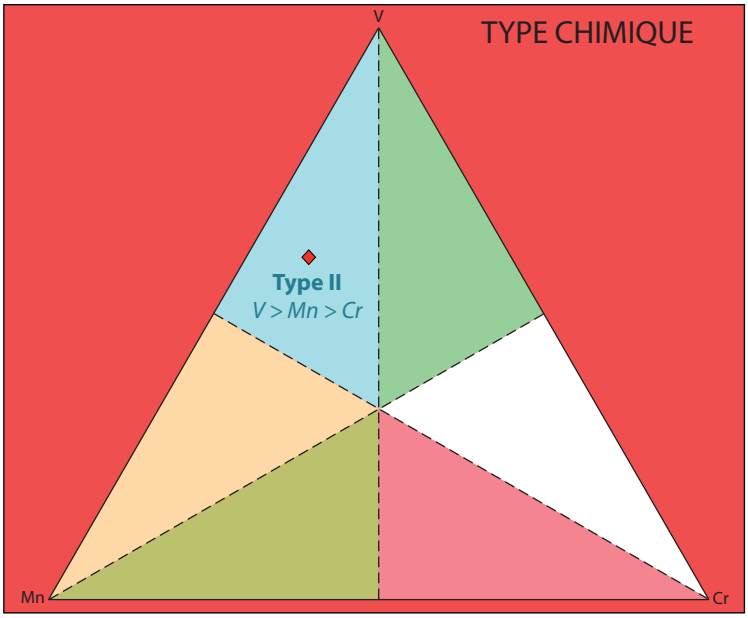


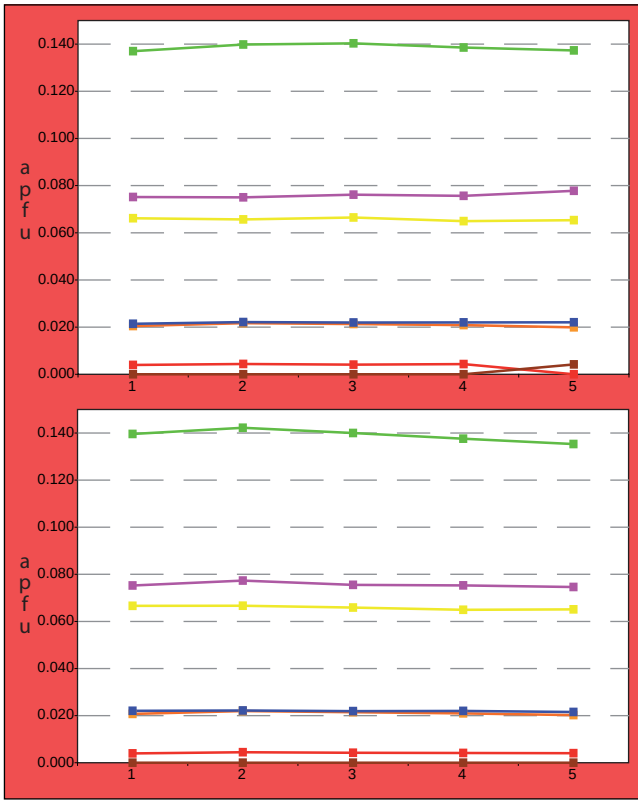
SiO_2	39.55
TiO_2	0.38
Al_2O_3	20.36
Cr_2O_3	0.35
V_2O_3	2.28
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	1.02
MgO	0.67
CaO	35.10
TOTAL	99.79

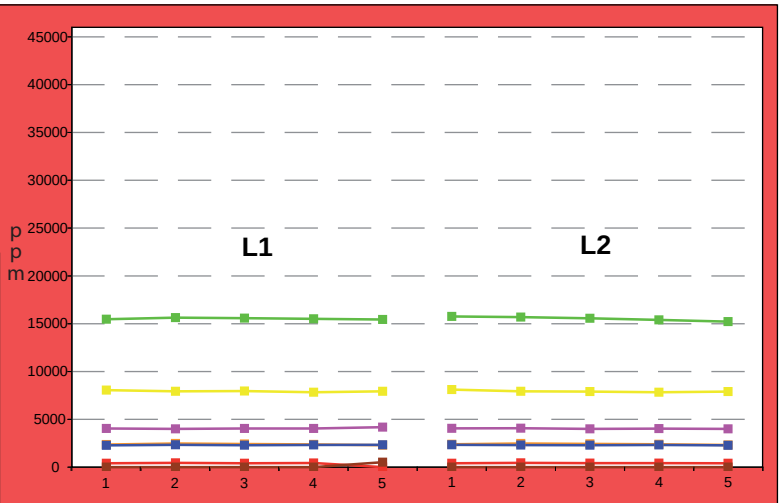
Pyrope	2.5
Almandin	0.1
Spessartine	2.2
Andradite	0.0
Uvarovite	1.0
Goldmanite	6.9
Grossulaire	87.1
TOTAL	100

Si	2.997
Al_{IV}	0.003
somme	3.000
Al_{VI}	1.815
Ti	0.022
Cr	0.021
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.139
somme	1.997
Fe_{II}	0.004
Mn	0.066
Mg	0.076
Ca	2.850
somme	2.995
TOTAL	7.992

TYPE CHIMIQUE







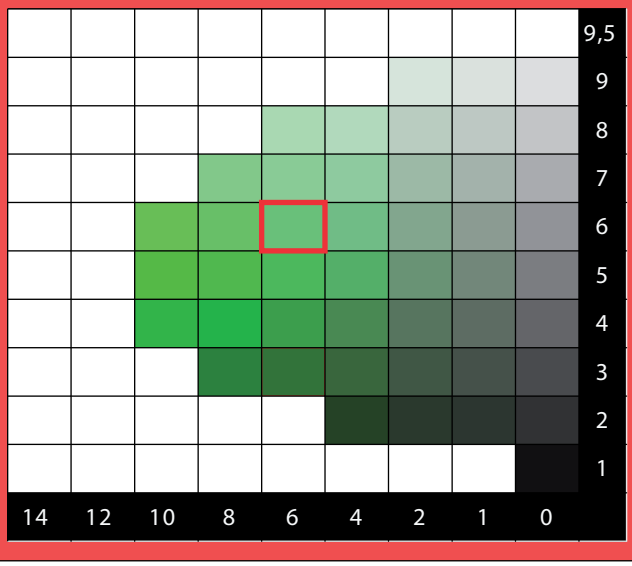
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	15526	15220	15757	0.139	0.135	0.142
Chrome	2392	2285	2477	0.021	0.020	0.022
Manganèse	7937	7838	8109	0.066	0.065	0.067
Titane	2305	2272	2338	0.022	0.021	0.022
Magnésium	4045	4004	4173	0.076	0.075	0.078
Fer II	418	0	439	0.004	0.000	0.004
Fer III	0	0	513	0.000	0.000	0.004

BE1-6/6-A

Behara
5G 6/6

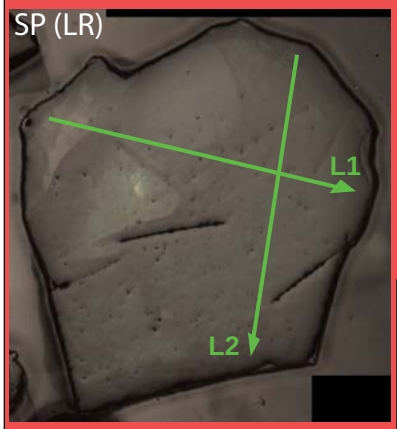
Pierres brutes

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

SP (LR)

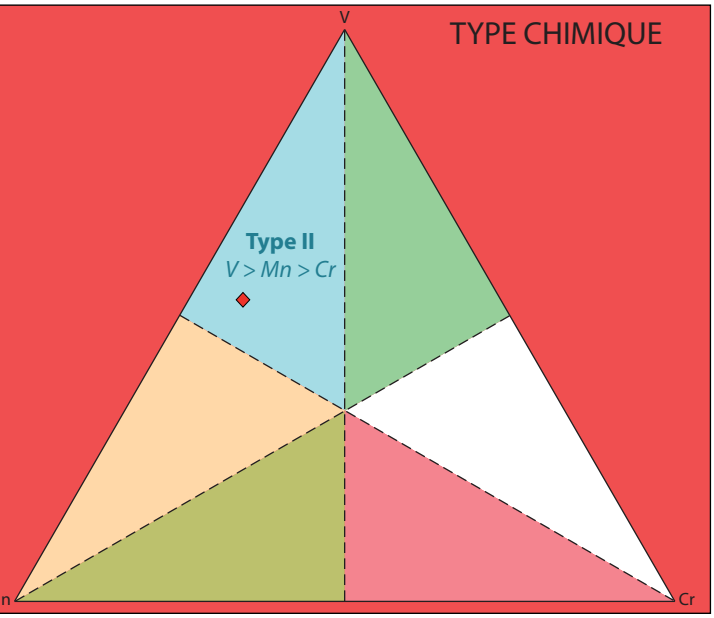


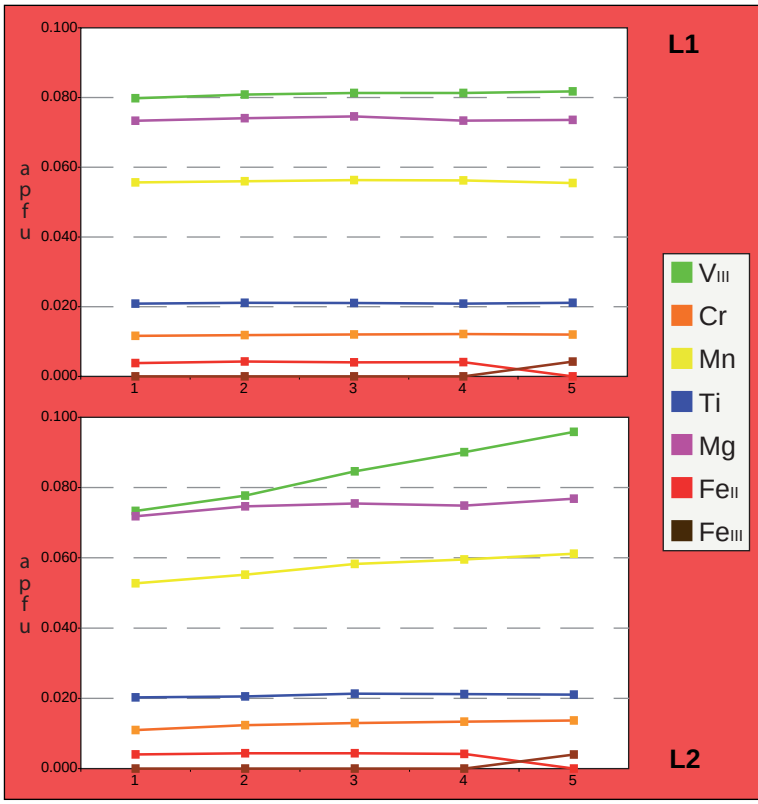
SiO_2	39.74
TiO_2	0.37
Al_2O_3	21.14
Cr_2O_3	0.21
V_2O_3	1.37
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.89
MgO	0.66
CaO	35.46
TOTAL	99.90

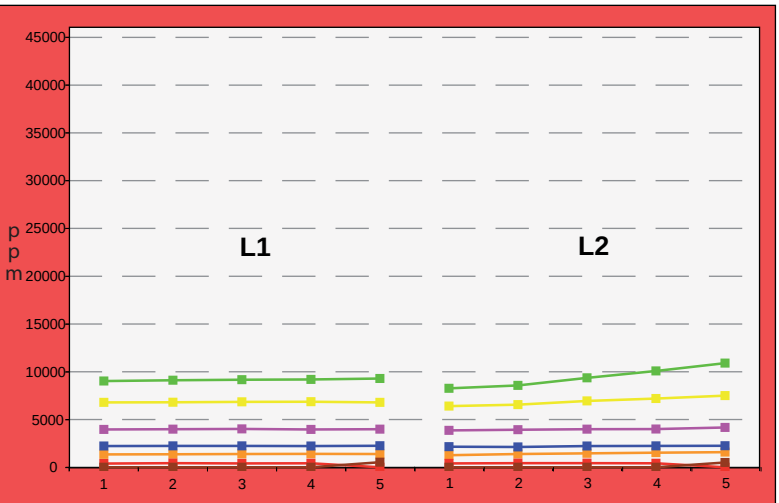
Pyrope	2.5
Almandin	0.1
Spessartine	1.9
Andradite	0.0
Uvarovite	0.6
Goldmanite	4.1
Grossulaire	90.7
TOTAL	100

Si	2.998
Al_{IV}	0.002
somme	3.000
Al_{VI}	1.877
Ti	0.021
Cr	0.012
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.083
somme	1.993
Fe_{II}	0.004
Mn	0.057
Mg	0.074
Ca	2.866
somme	3.001
TOTAL	7.994

TYPE CHIMIQUE







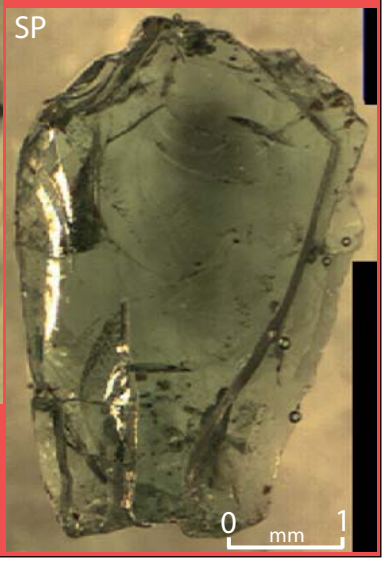
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	9292	8259	10896	0.083	0.073	0.096
Chrome	1410	1259	1587	0.012	0.011	0.014
Manganèse	6867	6405	7497	0.057	0.053	0.061
Titane	2213	2128	2254	0.021	0.020	0.021
Magnésium	3982	3860	4167	0.074	0.072	0.077
Fer II	418	0	433	0.004	0.000	0.004
Fer III	0	0	52.86	0.000	0.000	0.004

BE1-6/6-B

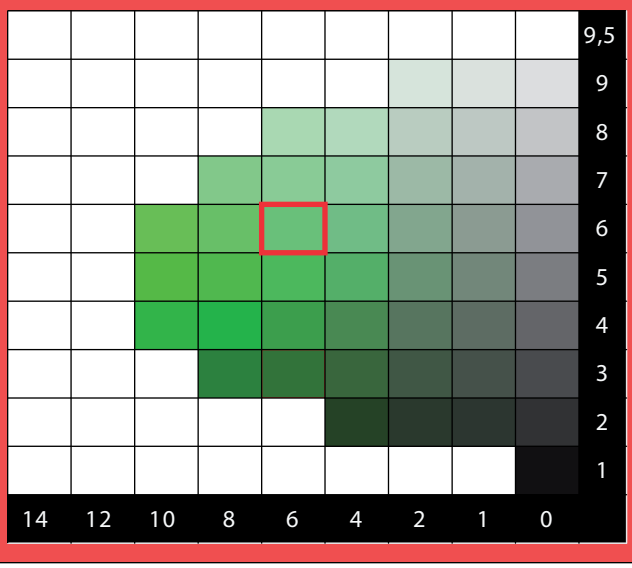
Behara
5G 6/6

Pierres brutes

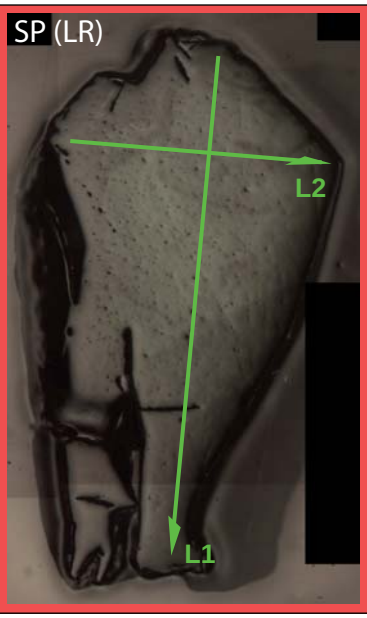
SP



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



SP (LR)



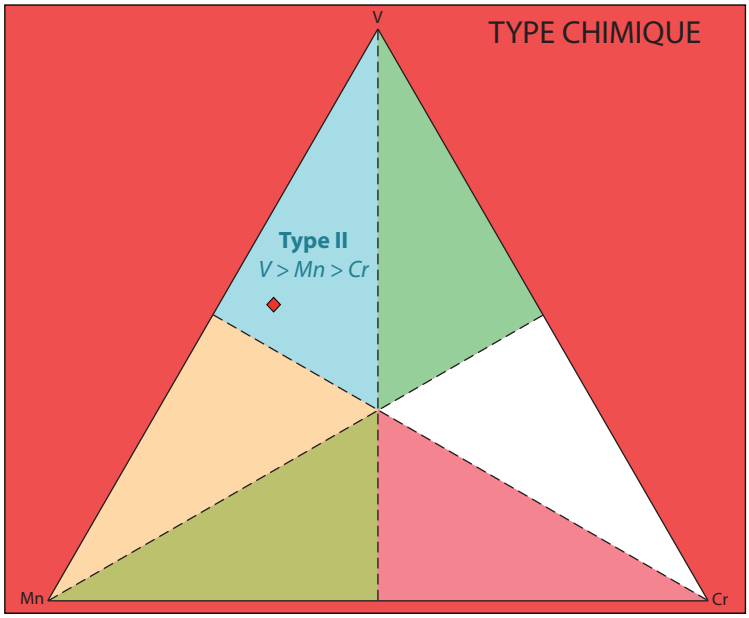
ANALYSES MOYENNES

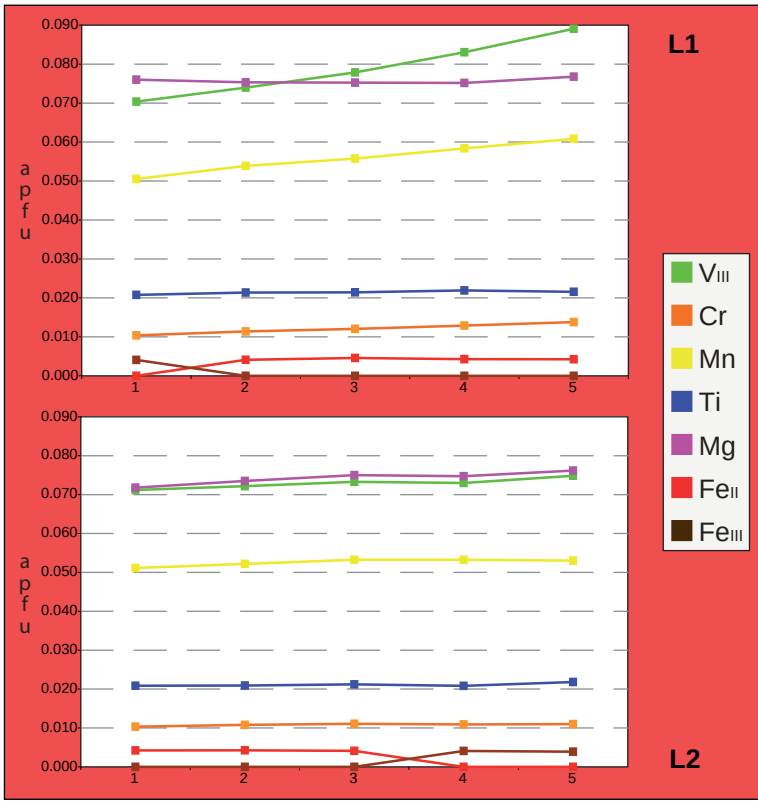
SiO_2	39.50
TiO_2	0.37
Al_2O_3	21.00
Cr_2O_3	0.19
V_2O_3	1.25
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.84
MgO	0.66
CaO	35.39
TOTAL	99.28

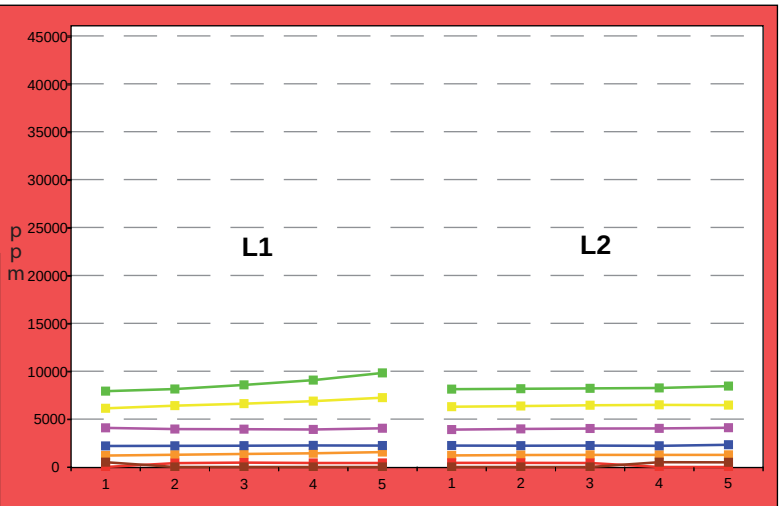
Pyrope	2.5
Almandin	0.1
Spessartine	1.8
Andradite	0.0
Uvarovite	0.6
Goldmanite	3.8
Grossulaire	91.2
TOTAL	100

Si	2.998
Al_{IV}	0.002
somme	3.000
Al_{VI}	1.877
Ti	0.021
Cr	0.011
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.076
somme	1.986
Fe_{II}	0.004
Mn	0.054
Mg	0.075
Ca	2.878
somme	3.012
TOTAL	7.997

TYPE CHIMIQUE





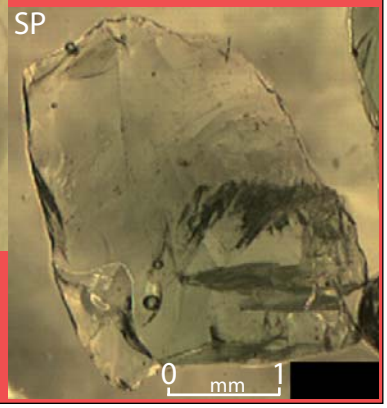


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	8469	7912	9822	0.076	0.070	0.089
Chrome	1306	1191	1553	0.011	0.010	0.014
Manganèse	6527	6126	7233	0.054	0.051	0.061
Titane	2233	2194	2314	0.021	0.021	0.022
Magnésium	3995	3908	4101	0.075	0.072	0.077
Fer II	420	0	452	0.004	0.000	0.005
Fer III	0	0	505	0.000	0.000	0.004

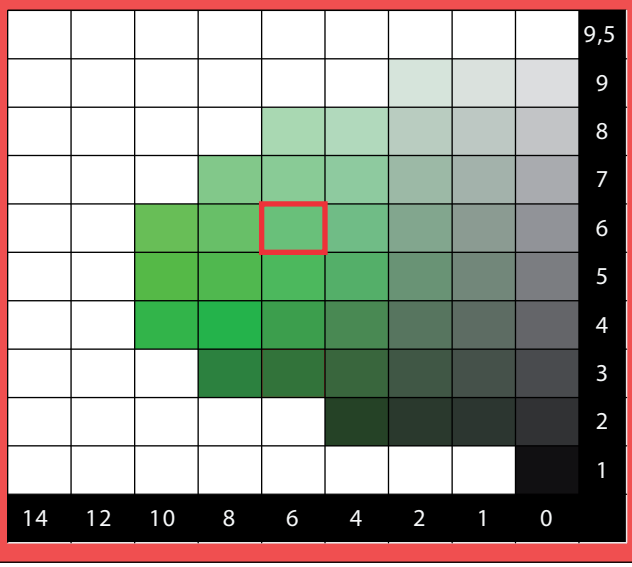
BE1-6/6-C

Behara
5G 6/6

Pierres brutes



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



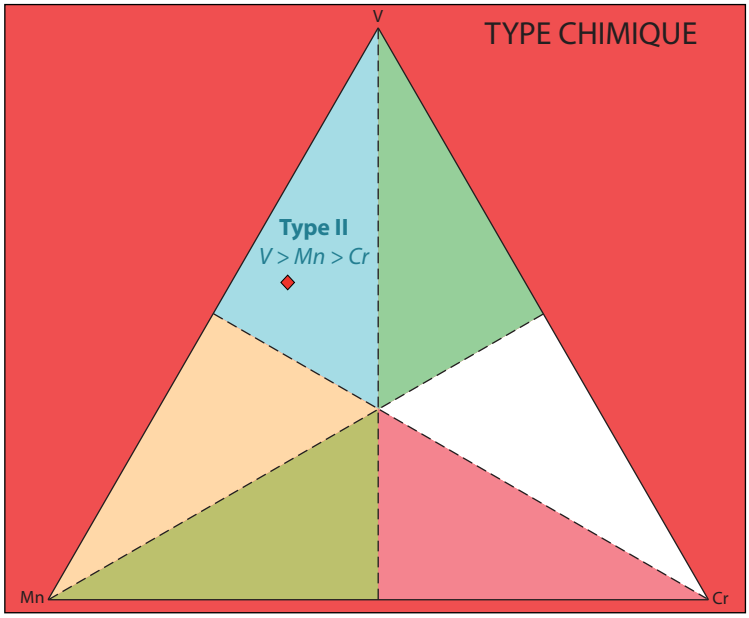
ANALYSES MOYENNES

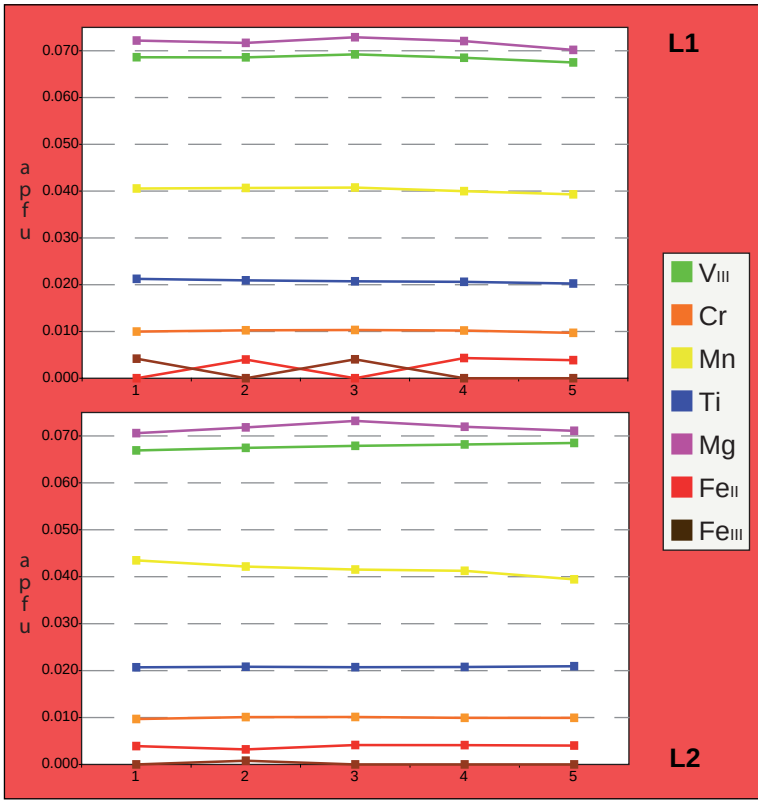
SiO_2	39.74
TiO_2	0.37
Al_2O_3	21.04
Cr_2O_3	0.17
V_2O_3	1.12
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	0.64
MgO	0.64
CaO	35.75
TOTAL	99.52

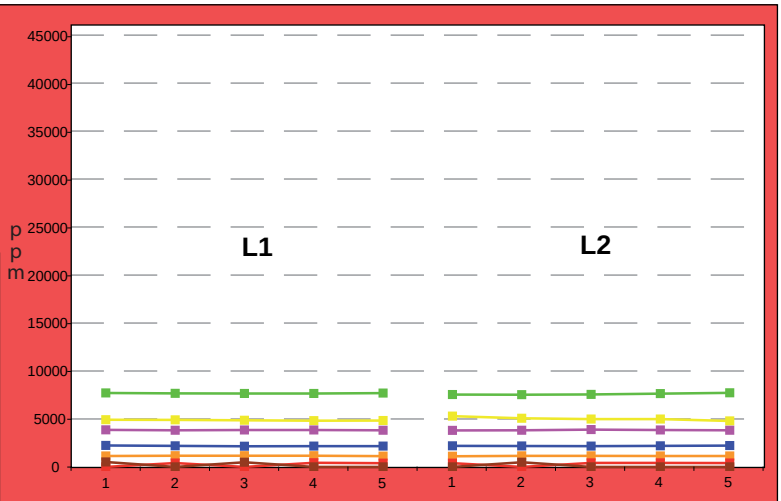
Pyrope	2.4
Almandin	0.1
Spessartine	1.4
Andradite	0.0
Uvarovite	0.5
Goldmanite	3.5
Grossulaire	92.2
TOTAL	100

Si	3.007
Al_{IV}	0.000
somme	3.007
Al_{VI}	1.876
Ti	0.021
Cr	0.010
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.068
somme	1.975
Fe_{II}	0.004
Mn	0.041
Mg	0.072
Ca	2.898
somme	3.015
TOTAL	7.996

TYPE CHIMIQUE





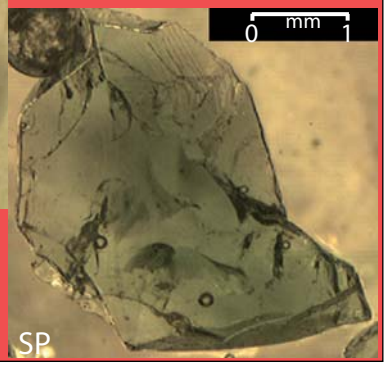


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	7636	7525	7722	0.068	0.067	0.069
Chrome	1146	1115	1170	0.010	0.010	0.010
Manganèse	4945	4794	5290	0.041	0.039	0.043
Titane	2188	2152	2242	0.021	0.020	0.021
Magnésium	3837	3799	3890	0.072	0.070	0.073
Fer II	408	0	433	0.004	0.000	0.004
Fer III	0	0	513	0.000	0.000	0.004

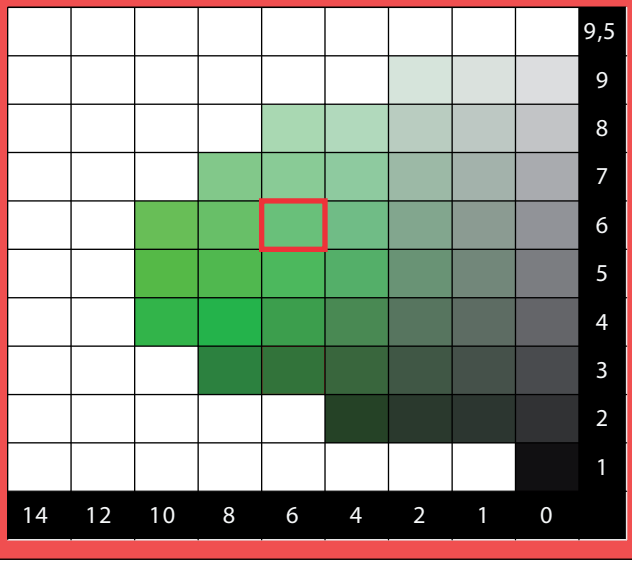
BE1-6/6-D

Behara
5G 6/6

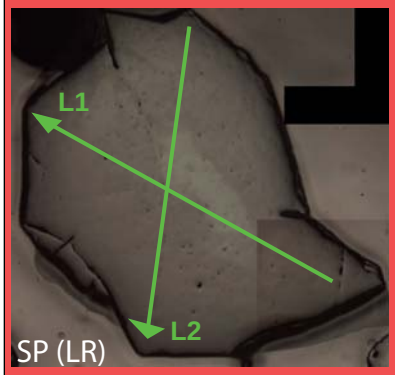
Pierres brutes



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

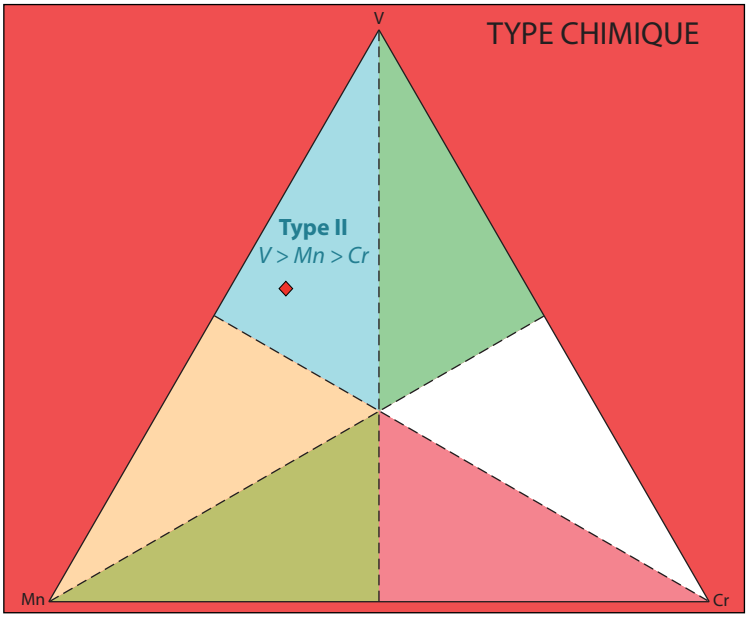


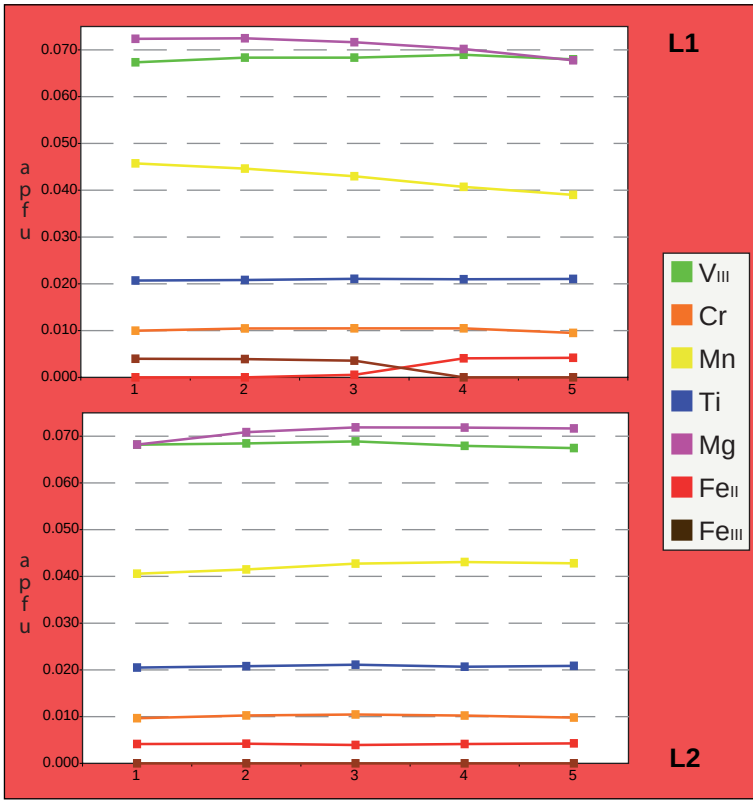
SiO_2	39.63
TiO_2	0.37
Al_2O_3	21.08
Cr_2O_3	0.17
V_2O_3	1.12
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	0.66
MgO	0.63
CaO	35.45
TOTAL	99.16

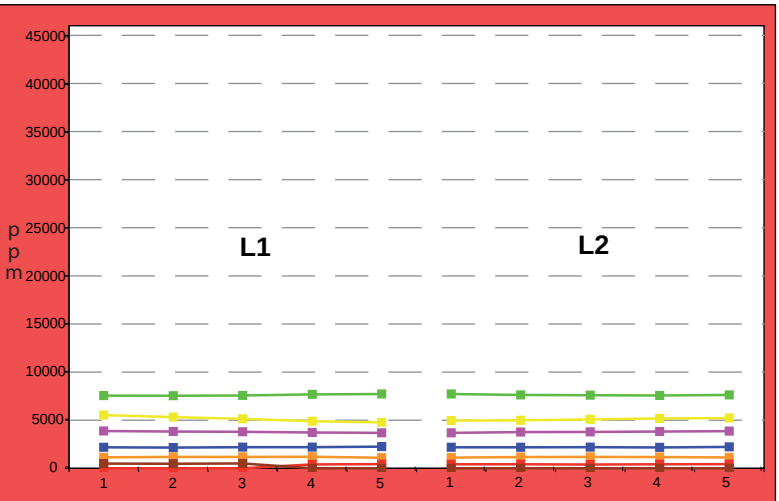
Pyrope	2.4
Almandin	0.1
Spessartine	1.4
Andradite	0.0
Uvarovite	0.5
Goldmanite	3.4
Grossulaire	92.1
TOTAL	100

Si	3.007
Al_{IV}	0.000
somme	3.007
Al_{VI}	1.885
Ti	0.021
Cr	0.010
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.068
somme	1.984
Fe_{II}	0.004
Mn	0.042
Mg	0.071
Ca	2.882
somme	3.000
TOTAL	7.991

TYPE CHIMIQUE







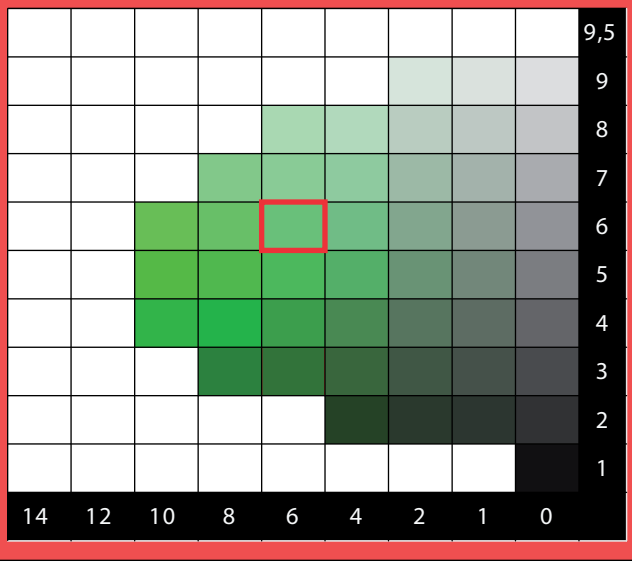
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	7619	7545	7722	0.068	0.067	0.069
Chrome	1154	1102	1191	0.010	0.010	0.010
Manganèse	5105	4778	5530	0.042	0.039	0.046
Titane	2191	2158	2248	0.021	0.020	0.021
Magnésium	3779	3673	3872	0.071	0.068	0.072
Fer II	411	0	433	0.004	0.000	0.004
Fer III	0	0	498	0.000	0.000	0.004

BE1-6/6-E

Behara
5G 6/6

Pierres brutes

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



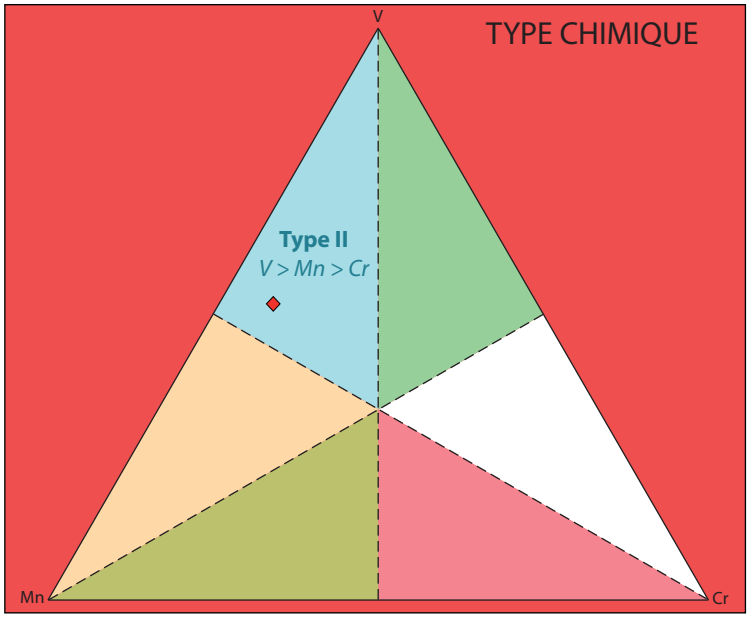
ANALYSES MOYENNES

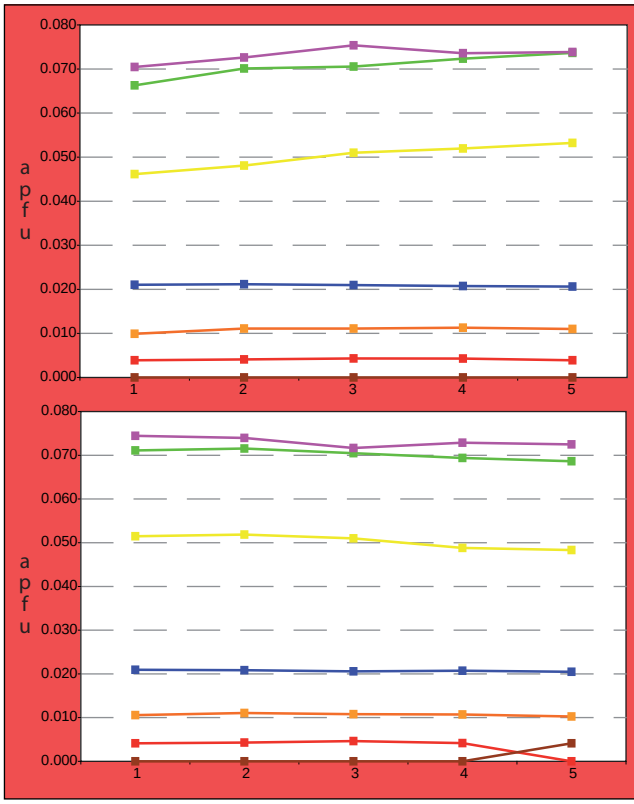
SiO_2	39.69
TiO_2	0.37
Al_2O_3	21.14
Cr_2O_3	0.18
V_2O_3	1.16
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.78
MgO	0.65
CaO	35.38
TOTAL	99.41

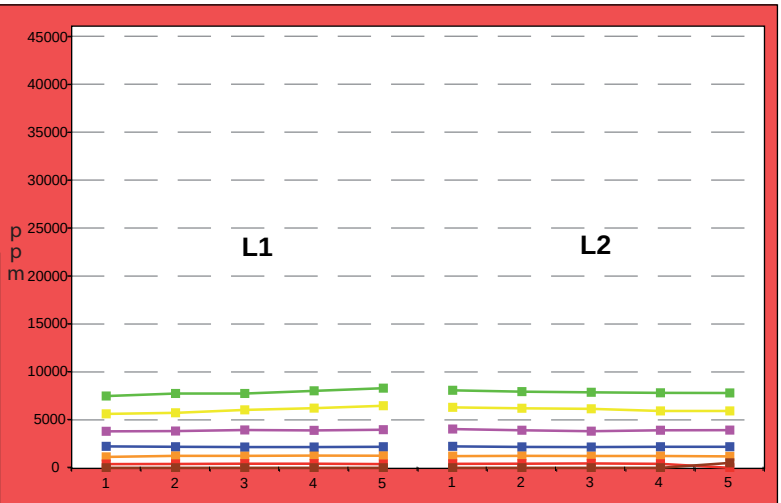
Pyrope	2.4
Almandin	0.1
Spessartine	1.7
Andradite	0.0
Uvarovite	0.5
Goldmanite	3.5
Grossulaire	91.7
TOTAL	100

Si	3.005
Al_{IV}	0.000
somme	3.005
Al_{VI}	1.886
Ti	0.021
Cr	0.011
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.070
somme	1.988
Fe_{II}	0.004
Mn	0.050
Mg	0.073
Ca	2.870
somme	2.998
TOTAL	7.991

TYPE CHIMIQUE



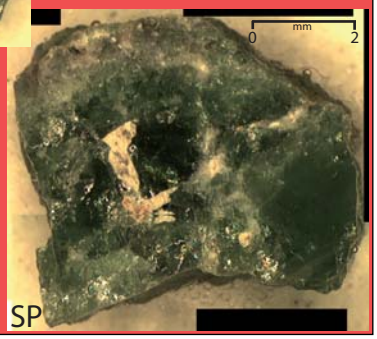




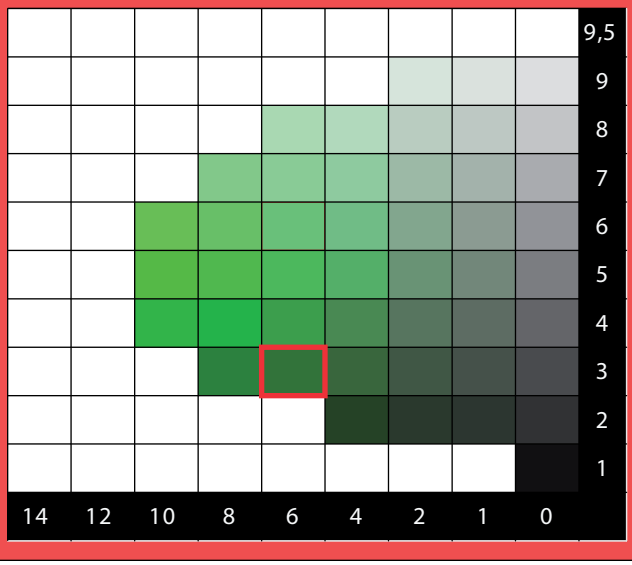
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	7884	7491	8306	0.070	0.066	0.074
Chrome	1232	1143	1280	0.011	0.010	0.011
Manganèse	6060	5623	6475	0.050	0.046	0.053
Titane	2191	2164	2236	0.021	0.020	0.021
Magnésium	3907	3799	4035	0.073	0.070	0.075
Fer II	420	0	465	0.004	0.000	0.005
Fer III	0	0	513	0.000	0.000	0.004

BE-MIN1-1A

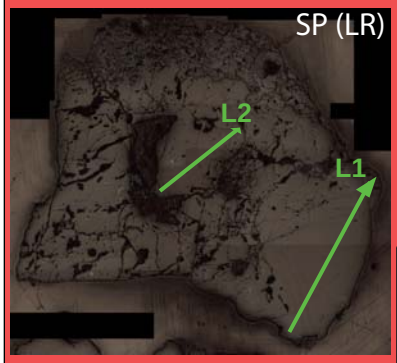
Behara
5G 3/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

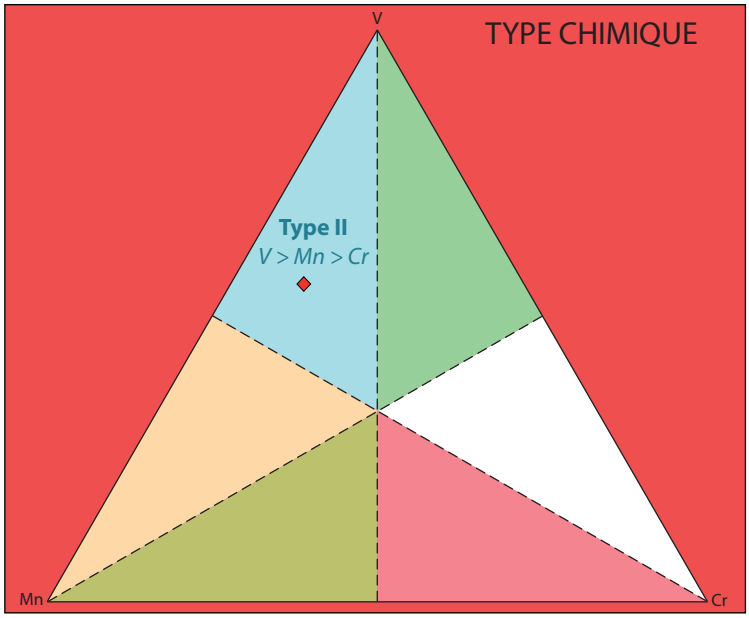


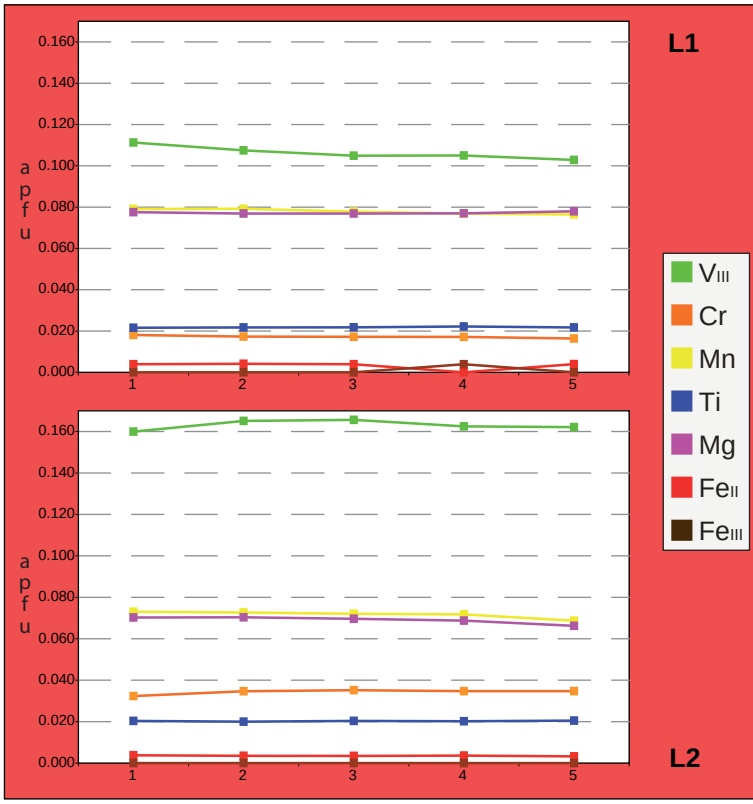
SiO_2	39.76
TiO_2	0.37
Al_2O_3	20.23
Cr_2O_3	0.43
V_2O_3	2.22
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	1.17
MgO	0.65
CaO	35.03
TOTAL	99.90

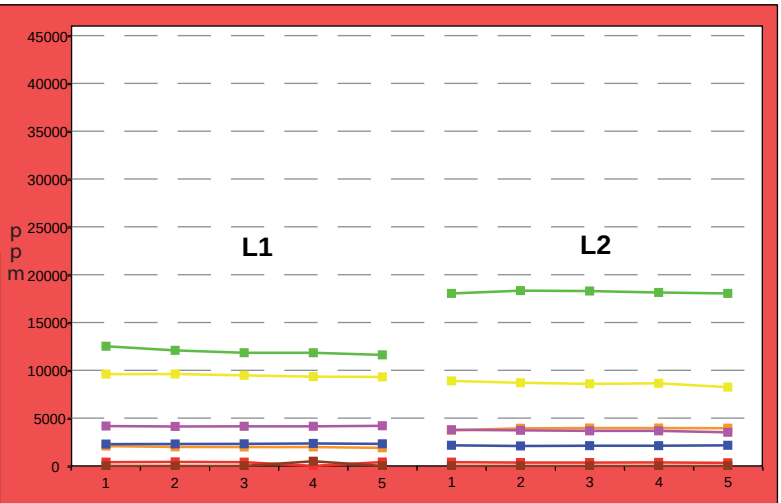
Pyrope	2.4
Almandin	0.1
Spessartine	2.5
Andradite	0.0
Uvarovite	1.3
Goldmanite	6.8
Grossulaire	86.9
TOTAL	100

Si	3.009
Al_{IV}	0.000
somme	3.009
Al_{VI}	1.804
Ti	0.021
Cr	0.026
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.135
somme	1.986
Fe_{II}	0.004
Mn	0.075
Mg	0.073
Ca	2.841
somme	2.992
TOTAL	7.987

TYPE CHIMIQUE



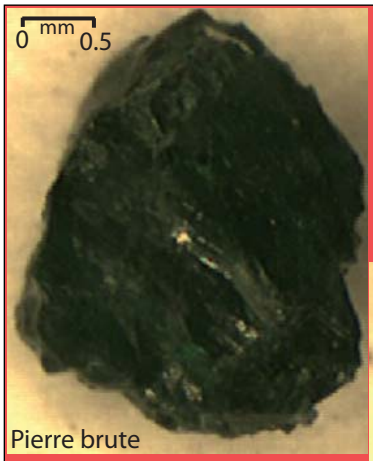


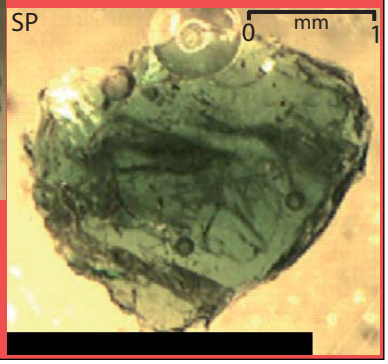


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	15067	11603	18326	0.135	0.103	0.166
Chrome	2940	1888	3962	0.026	0.016	0.035
Manganèse	9033	8240	9603	0.075	0.069	0.079
Titane	2216	2086	2350	0.021	0.020	0.022
Magnésium	3911	3516	4197	0.073	0.066	0.078
Fer II	376	0	414	0.004	0.000	0.004
Fer III	0	0	482	0.000	0.000	0.004

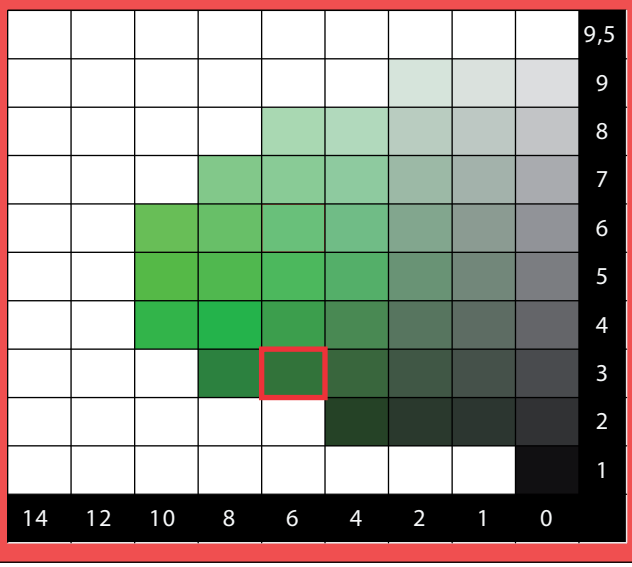
BE-MIN1-1B

Behara
5G 3/6





CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



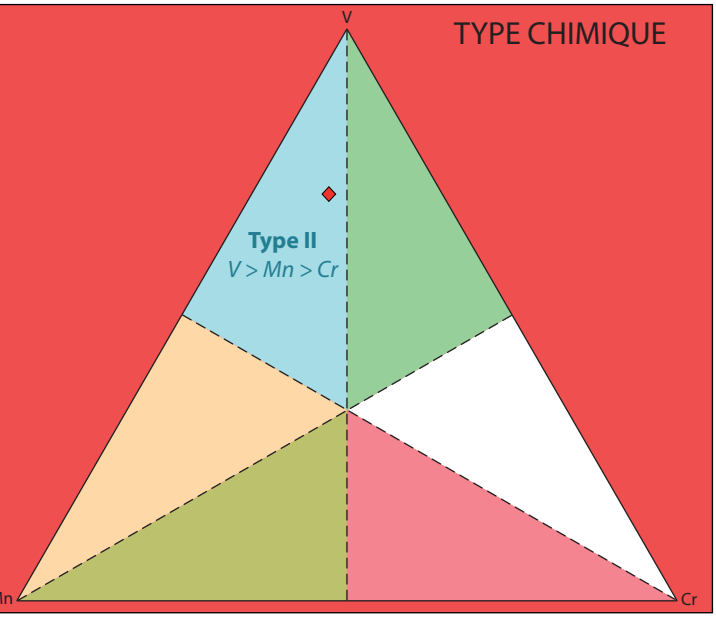
ANALYSES MOYENNES

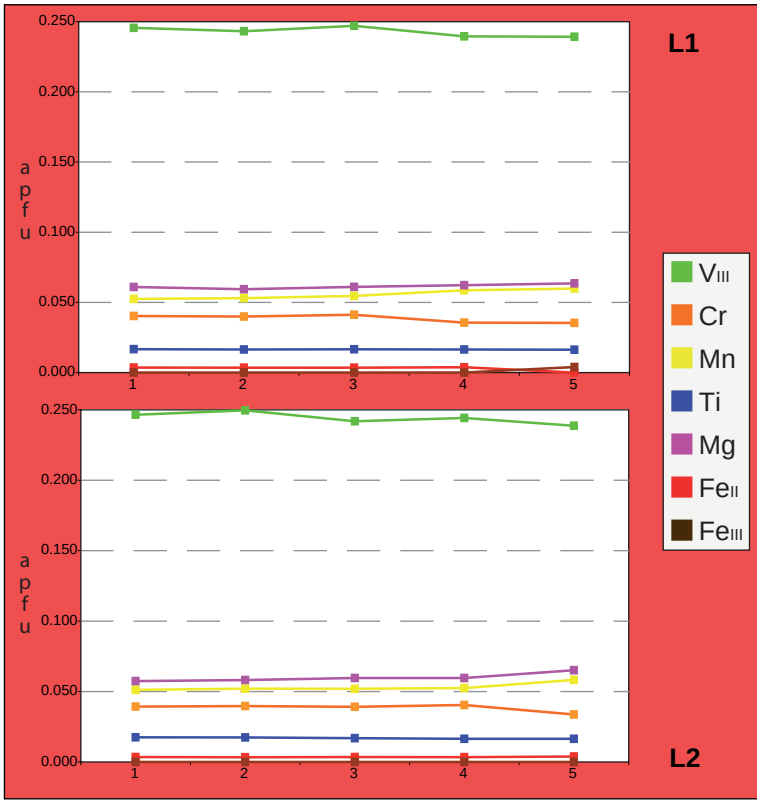
SiO_2	39.63
TiO_2	0.29
Al_2O_3	19.19
Cr_2O_3	0.64
V_2O_3	4.02
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	0.85
MgO	0.54
CaO	35.34
TOTAL	100.56

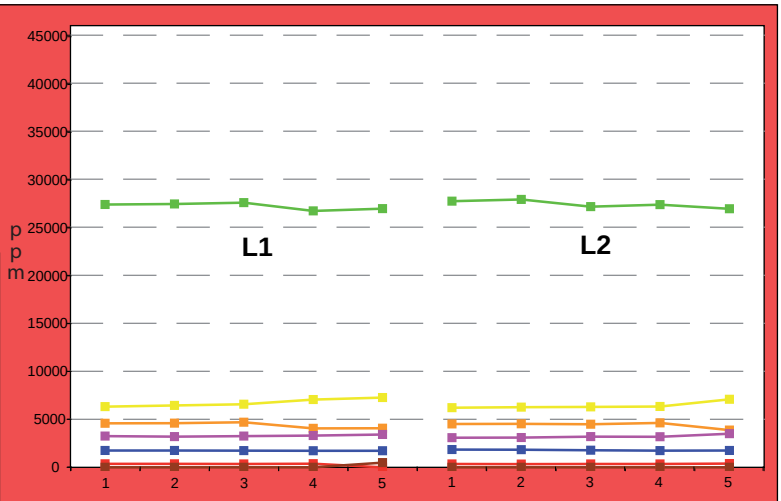
Pyrope	2.0
Almandin	0.1
Spessartine	1.8
Andradite	0.0
Uvarovite	1.9
Goldmanite	12.1
Grossulaire	82.0
TOTAL	100

Si	2.998
Al_{IV}	0.002
somme	3.000
Al_{VI}	1.708
Ti	0.017
Cr	0.038
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.244
somme	2.007
Fe_{II}	0.004
Mn	0.054
Mg	0.061
Ca	2.864
somme	2.983
TOTAL	7.989

TYPE CHIMIQUE



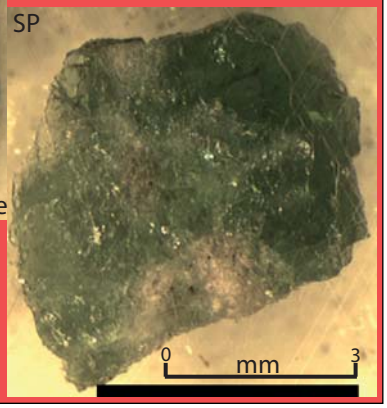




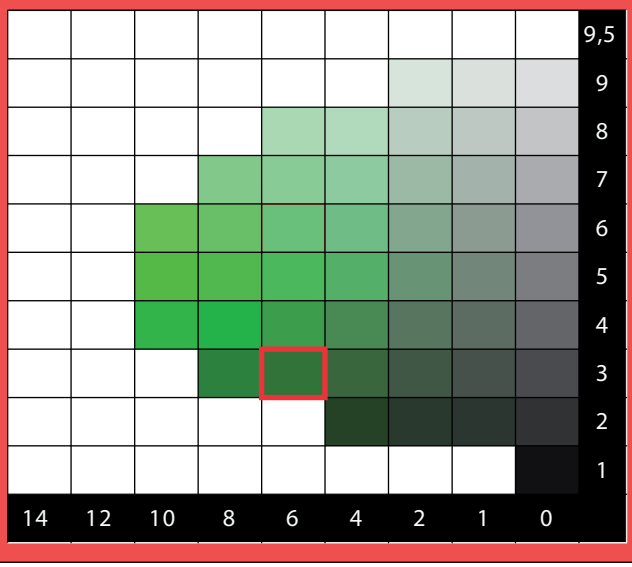
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	27302	26707	27890	0.244	0.239	0.250
Chrome	4400	3880	4687	0.038	0.034	0.041
Manganèse	6581	6203	7264	0.054	0.051	0.060
Titane	1762	1727	1853	0.017	0.016	0.018
Magnésium	3248	3082	3504	0.061	0.057	0.065
Fer II	360	0	389	0.004	0.000	0.004
Fer III	0	0	482	0.000	0.000	0.004

BE-MIN1-1C

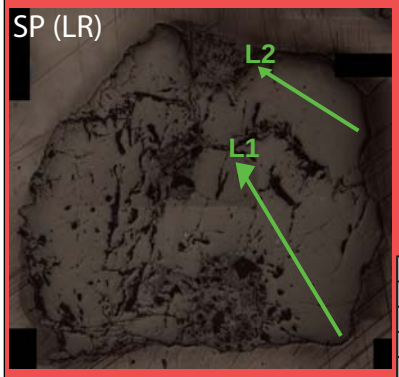
Behara
5G 3/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

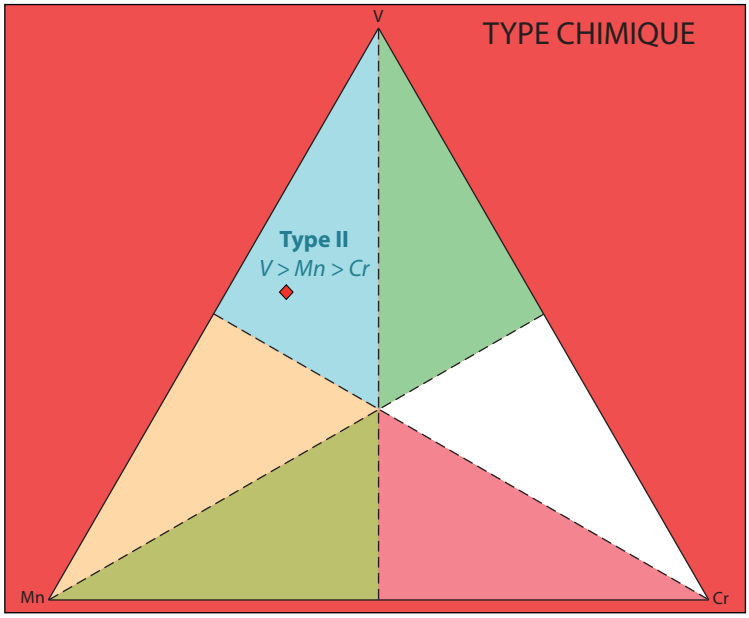


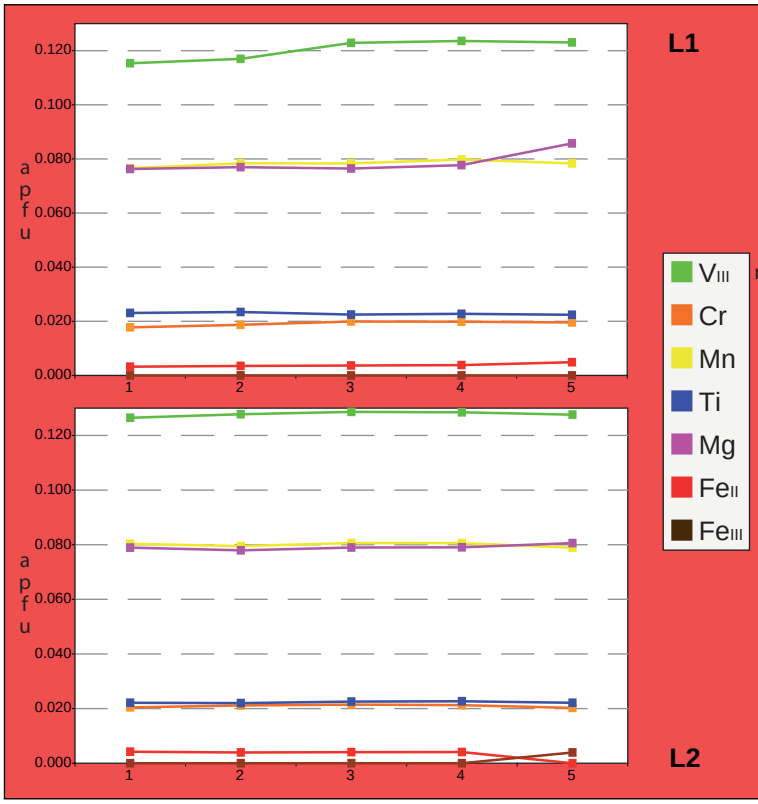
SiO_2	39.72
TiO_2	0.40
Al_2O_3	20.54
Cr_2O_3	0.34
V_2O_3	2.05
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	1.24
MgO	0.70
CaO	34.94
TOTAL	99.98

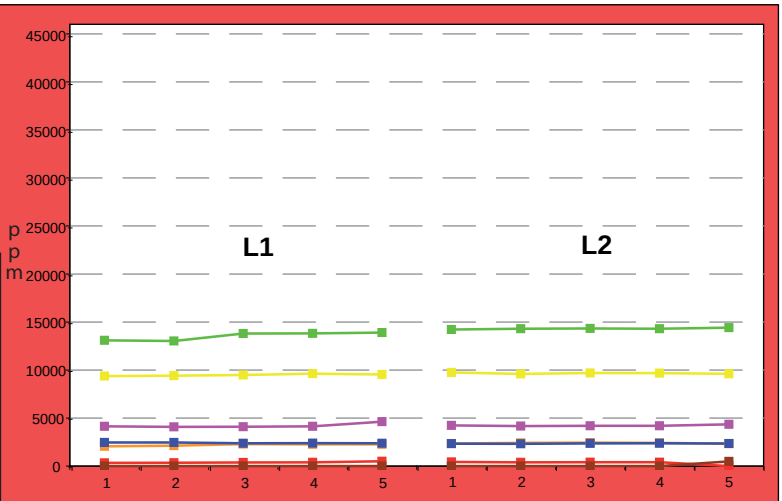
Pyrope	2.6
Almandin	0.1
Spessartine	2.6
Andradite	0.0
Uvarovite	1.0
Goldmanite	6.2
Grossulaire	87.4
TOTAL	100

Si	3.001
Al_{IV}	0.000
somme	3.001
Al_{VI}	1.830
Ti	0.023
Cr	0.020
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.124
somme	1.996
Fe_{II}	0.004
Mn	0.079
Mg	0.079
Ca	2.829
somme	2.991
TOTAL	7.989

TYPE CHIMIQUE



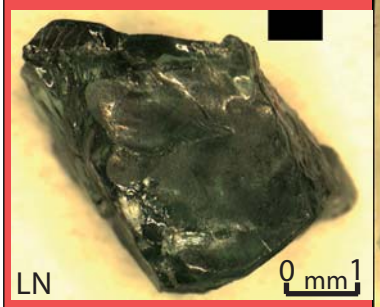




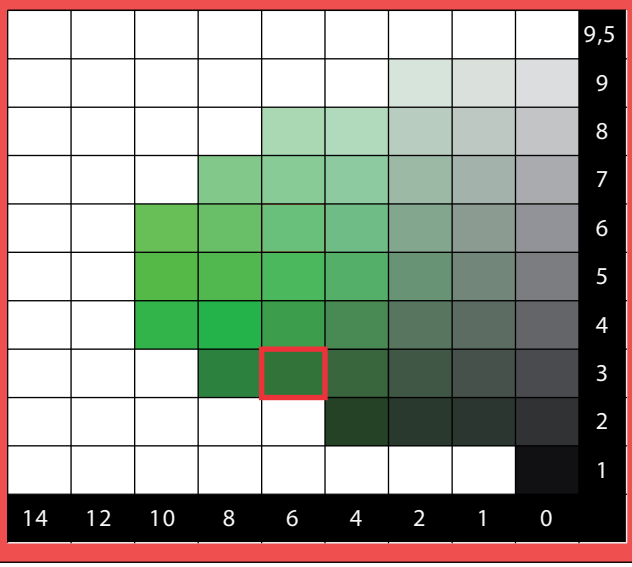
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	13918	13024	14411	0.124	0.115	0.129
Chrome	2295	2060	2443	0.020	0.018	0.021
Manganèse	9573	9371	9743	0.079	0.077	0.081
Titane	2380	2314	2464	0.023	0.022	0.023
Magnésium	4221	4089	4620	0.079	0.076	0.086
Fer II	397	0	497	0.004	0.000	0.005
Fer III	0	0	490	0.000	0.000	0.004

BE-MIN2-1

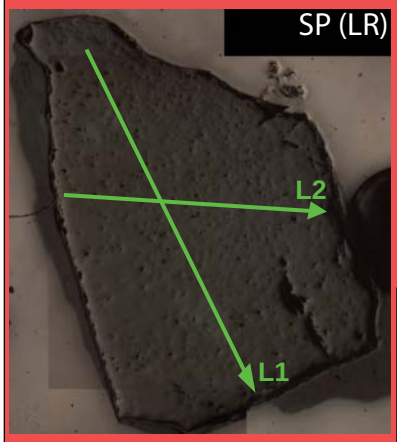
Behara
5G 3/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

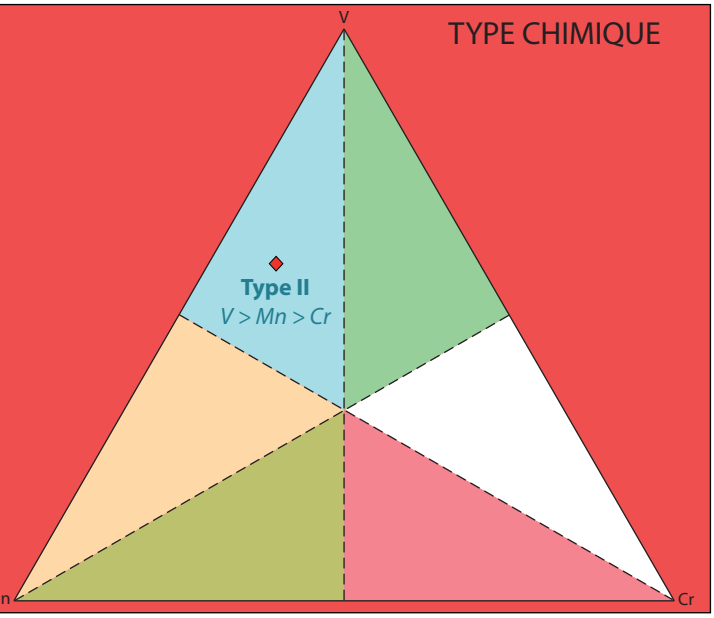


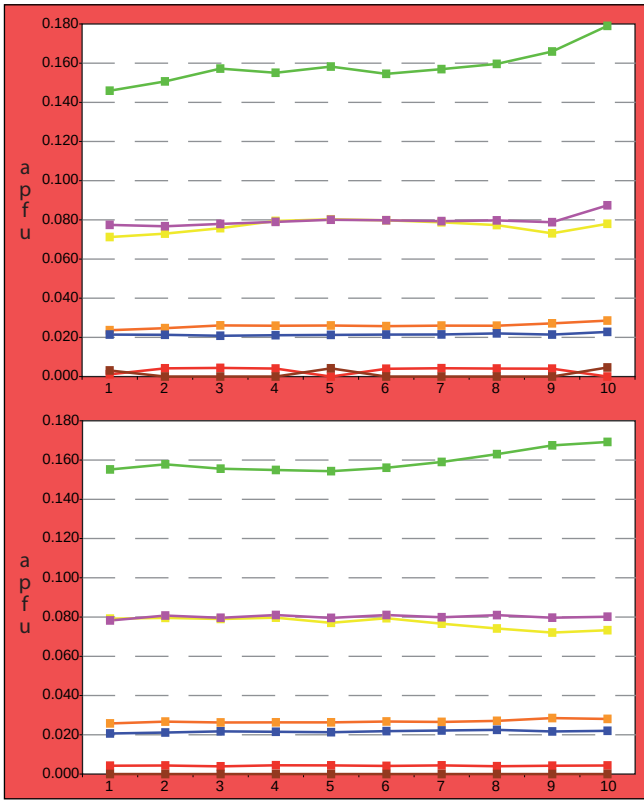
SiO_2	39.14
TiO_2	0.38
Al_2O_3	20.82
Cr_2O_3	0.44
V_2O_3	2.61
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	1.20
MgO	0.71
CaO	34.52
TOTAL	99.88

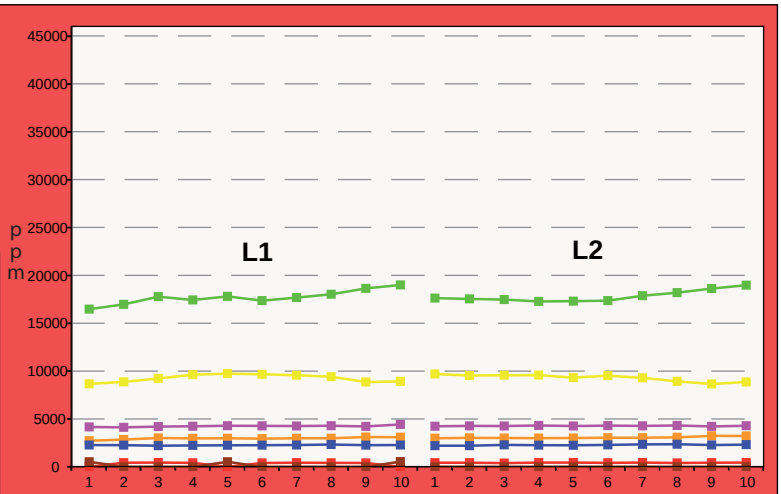
Pyrope	2.7
Almandin	0.1
Spessartine	2.6
Andradite	0.0
Uvarovite	1.3
Goldmanite	7.8
Grossulaire	85.4
TOTAL	100

Si	2.965
Al_{IV}	0.035
somme	3.000
Al_{VI}	1.823
Ti	0.022
Cr	0.026
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.159
somme	2.030
Fe_{II}	0.004
Mn	0.077
Mg	0.080
Ca	2.801
somme	2.962
TOTAL	7.992

TYPE CHIMIQUE







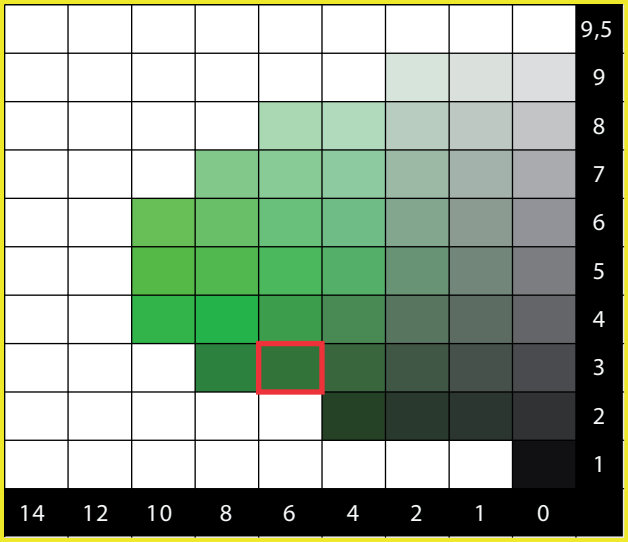
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	17765	16463	18999	0.159	0.146	0.179
Chrome	3017	2723	3236	0.026	0.024	0.029
Manganèse	9275	8651	9735	0.077	0.071	0.080
Titane	2272	2206	2362	0.022	0.021	0.023
Magnésium	4263	4125	4427	0.080	0.077	0.087
Fer II	426	0	446	0.004	0.000	0.004
Fer III	0	0	536	0.000	0.000	0.005

PAKISTAN

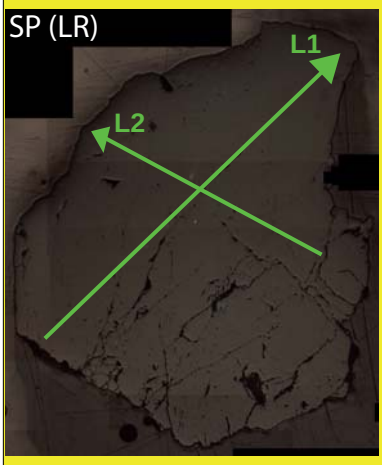
JAM-1A

Jambil
5G 3/6

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

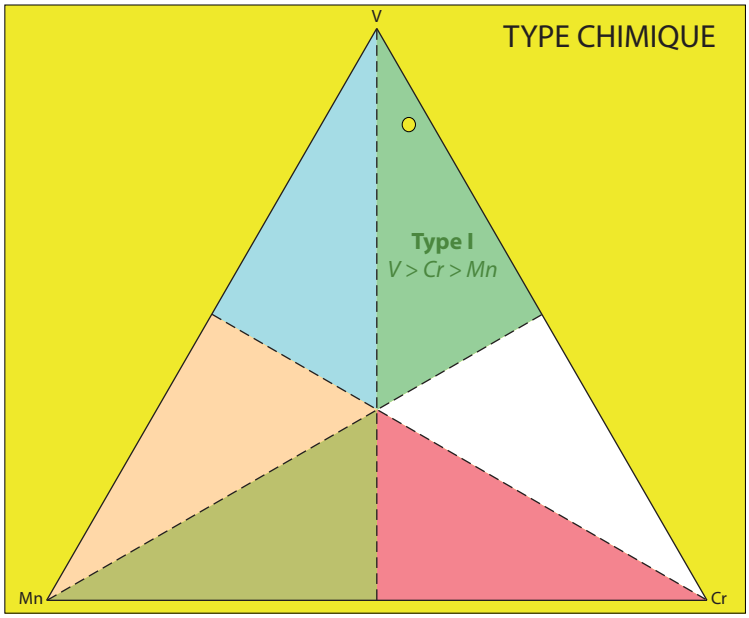


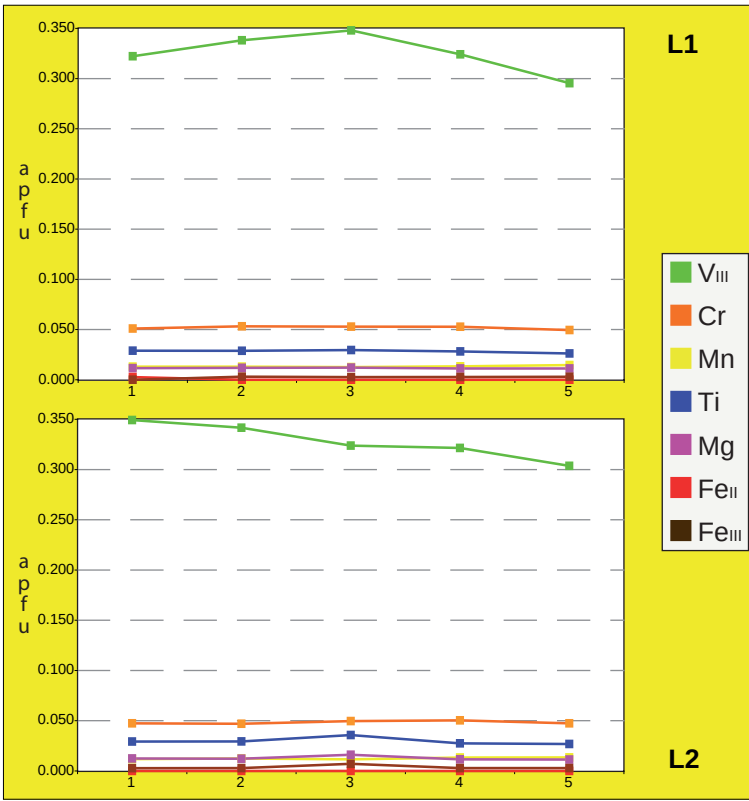
SiO_2	38.28
TiO_2	0.50
Al_2O_3	18.08
Cr_2O_3	0.82
V_2O_3	5.29
Fe_2O_3	0.06
FeO	0.00
MnO	0.20
MgO	0.11
CaO	36.34
TOTAL	99.68

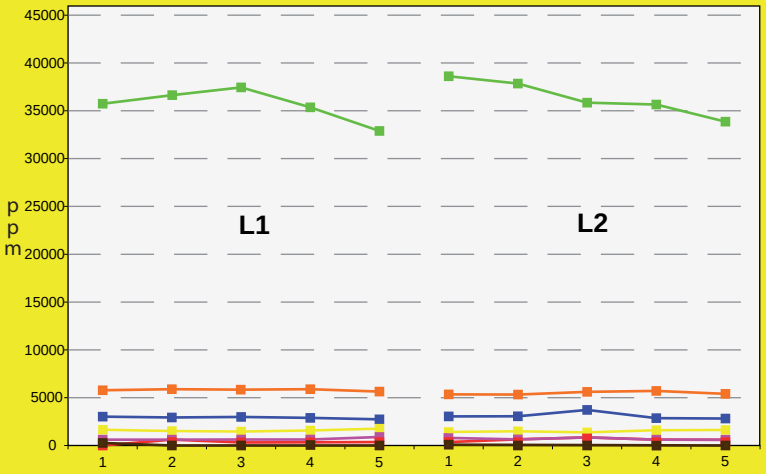
Pyrope	0.4
Almandin	0.0
Spessartine	0.4
Andradite	0.2
Uvarovite	2.5
Goldmanite	16.4
Grossulaire	80.1
TOTAL	100

Si	2.946
Al_{IV}	0.054
somme	3.000
Al_{VI}	1.585
Ti	0.029
Cr	0.050
Fe_{III}	0.003
V_{III}	0.327
somme	1.994
Fe_{II}	0.000
Mn	0.013
Mg	0.012
Ca	2.996
somme	3.021
TOTAL	8.015

TYPE CHIMIQUE



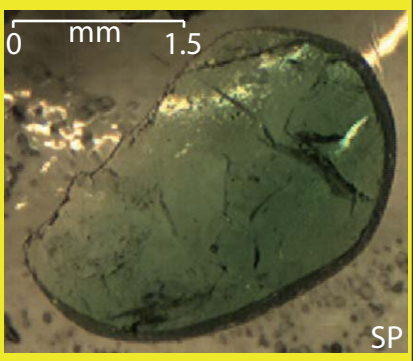




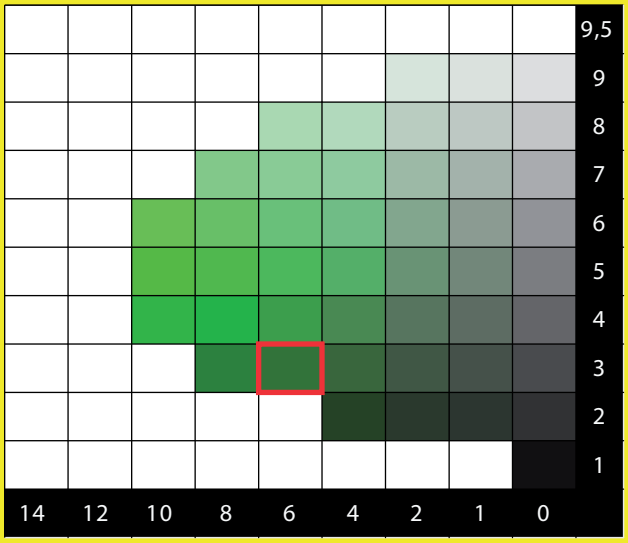
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	35988	32886	38616	0.327	0.295	0.349
Chrome	5635	5309	5884	0.050	0.047	0.053
Manganèse	1537	1379	1758	0.013	0.012	0.015
Titane	3006	2740	3717	0.029	0.026	0.036
Magnésium	639	585	850	0.012	0.011	0.016
Fer II	0	0	261	0.00	0.00	0.003
Fer III	393	0	863	0.003	0.00	0.007

JAM-1B

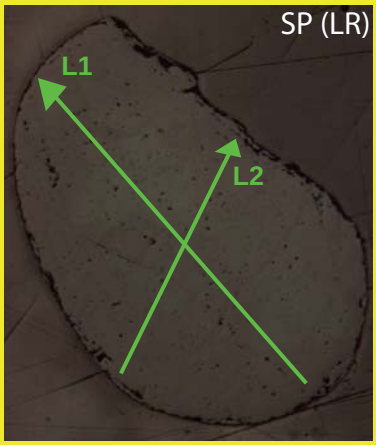
Jambil
5G 3/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

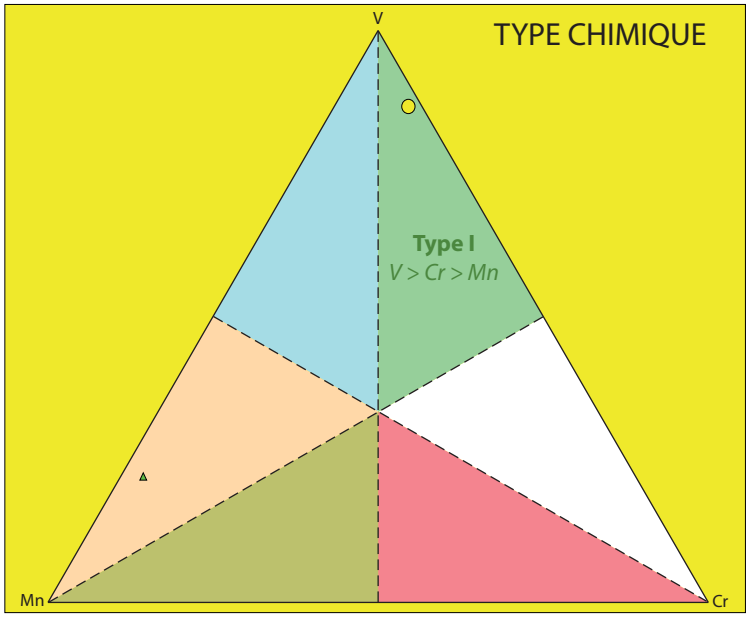


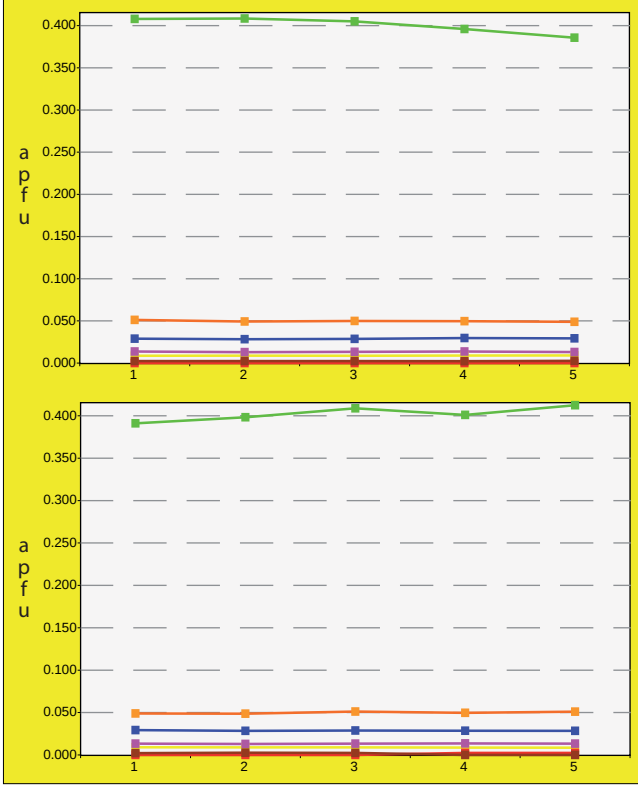
SiO_2	38.44
TiO_2	0.50
Al_2O_3	17.23
Cr_2O_3	0.82
V_2O_3	6.51
Fe_2O_3	0.04
FeO	0.00
MnO	0.14
MgO	0.12
CaO	36.21
TOTAL	99.99

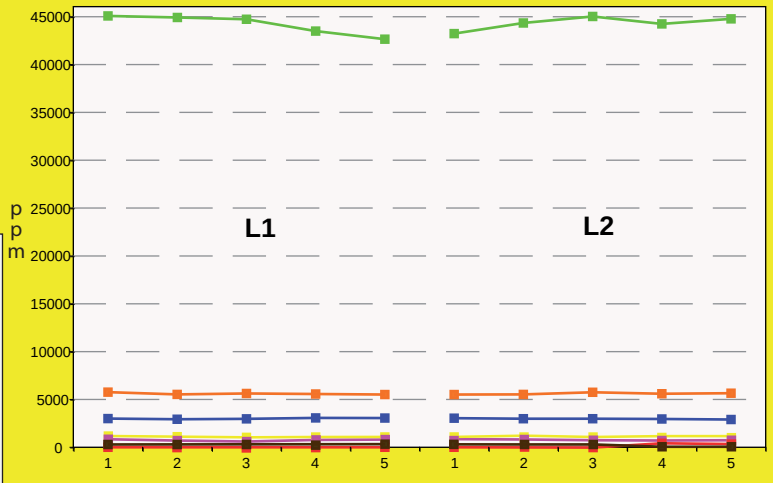
Pyrope	0.4
Almandin	0.0
Spessartine	0.3
Andradite	0.1
Uvarovite	2.5
Goldmanite	20.1
Grossulaire	76.5
TOTAL	100

Si	2.956
Al_{IV}	0.044
somme	3.000
Al_{VI}	1.518
Ti	0.029
Cr	0.050
Fe_{III}	0.002
V_{III}	0.401
somme	2.001
Fe_{II}	0.000
Mn	0.009
Mg	0.013
Ca	2.984
somme	3.006
TOTAL	8.007

TYPE CHIMIQUE



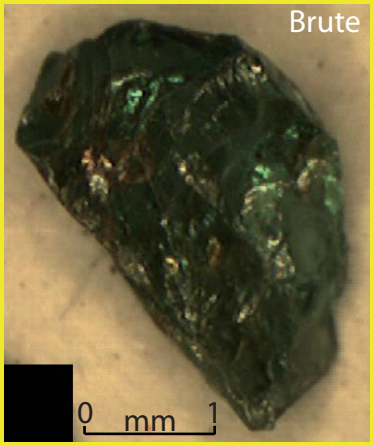


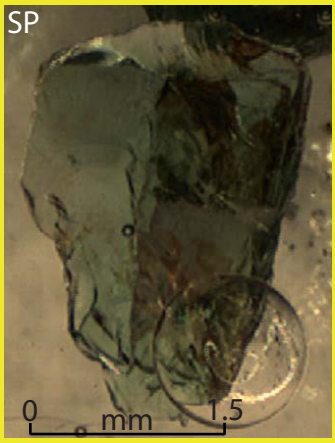


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	44250	42661	45081	0.401	0.386	0.412
Chrome	5604	5515	5768	0.050	0.049	0.051
Manganèse	1049	999	1076	0.009	0.009	0.009
Titane	2987	2902	3063	0.029	0.028	0.030
Magnésium	700	681	724	0.013	0.013	0.014
Fer II	0	0	236	0.000	0.000	0.002
Fer III	293	0	326	0.002	0.000	0.003

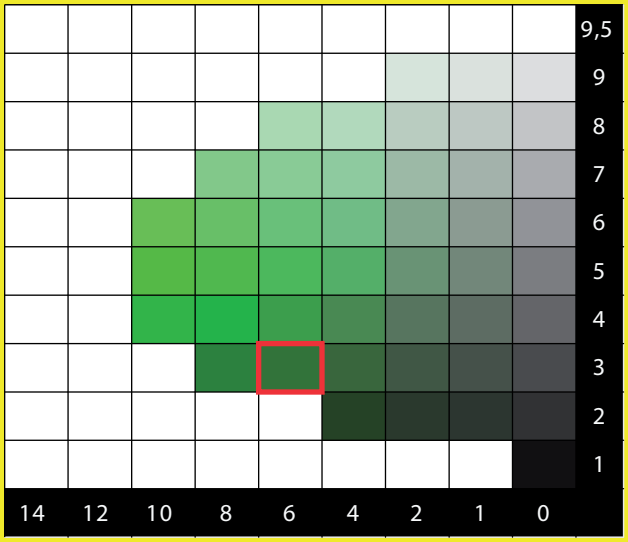
JAM-1C

Jambil
5G 3/6

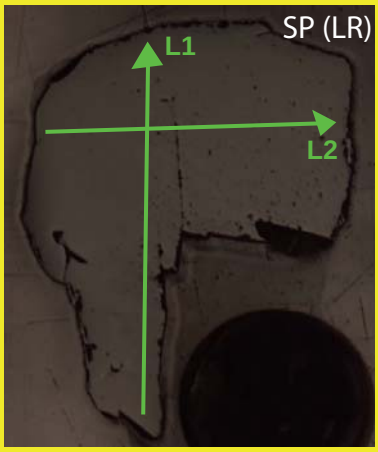




CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

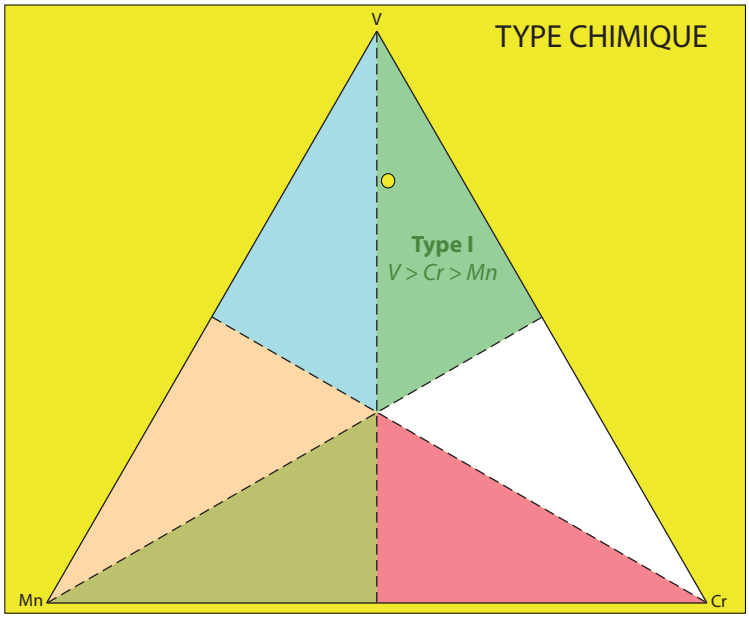


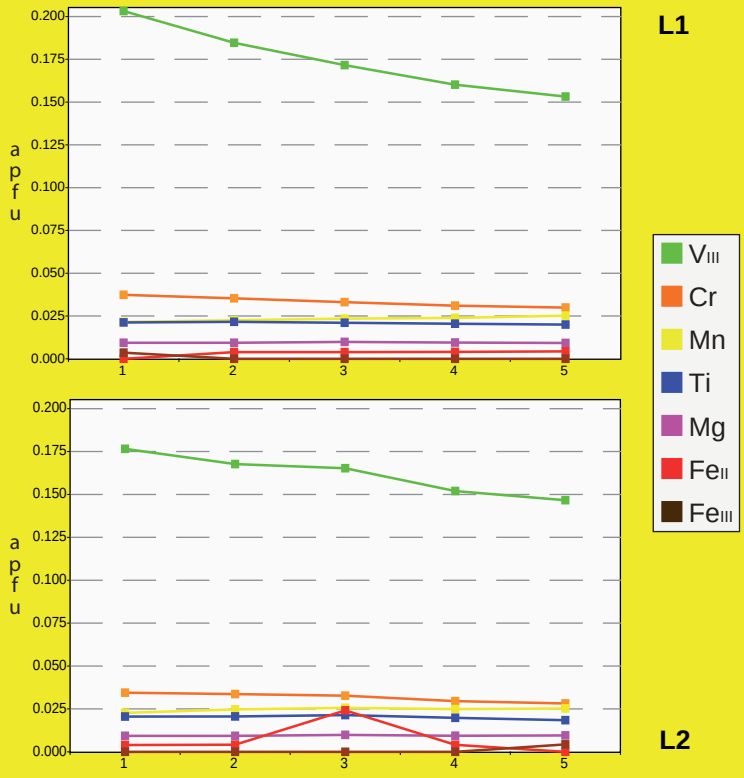
SiO_2	39.34
TiO_2	0.36
Al_2O_3	19.64
Cr_2O_3	0.54
V_2O_3	2.74
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.09
MnO	0.37
MgO	0.08
CaO	35.91
TOTAL	99.08

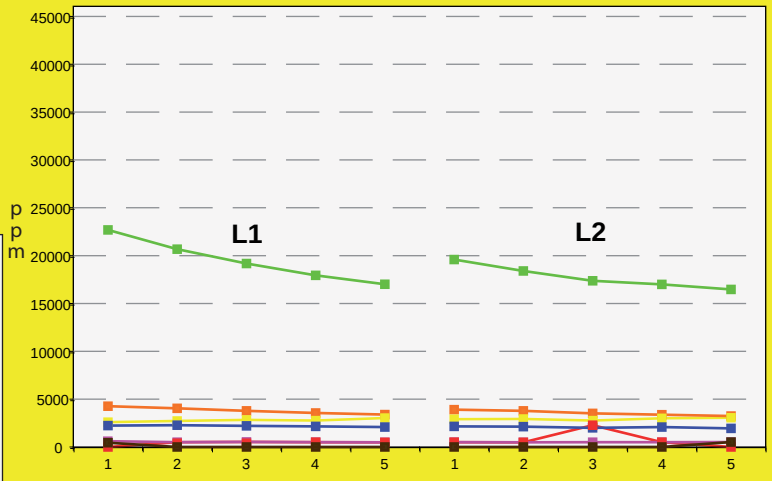
Pyrope	0.3
Almandin	0.2
Spessartine	0.8
Andradite	0.0
Uvarovite	1.6
Goldmanite	8.4
Grossulaire	88.6
TOTAL	100

Si	3.009
Al_{IV}	0.000
somme	3.009
Al_{VI}	1.771
Ti	0.021
Cr	0.033
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.168
somme	1.992
Fe_{II}	0.006
Mn	0.024
Mg	0.009
Ca	2.943
somme	2.983
TOTAL	7.984

TYPE CHIMIQUE





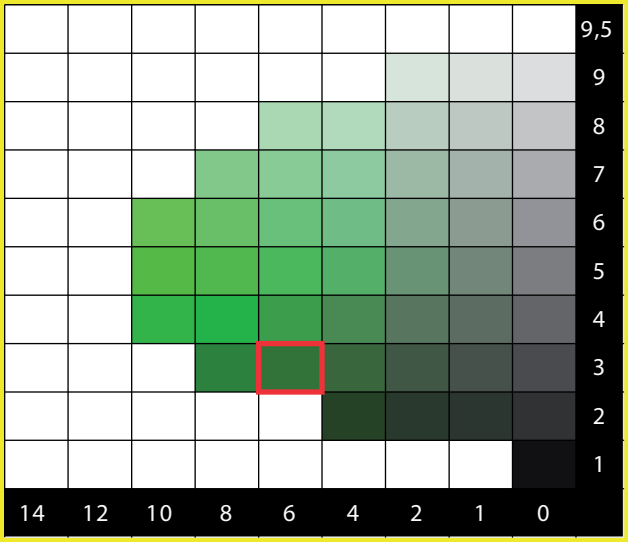


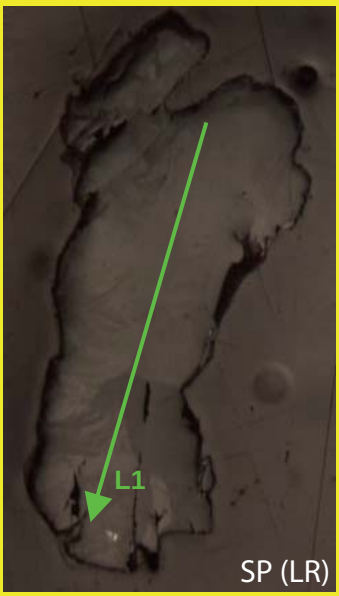
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	18630	16470	22683	0.168	0.147	0.203
Chrome	3682	3236	4263	0.033	0.028	0.037
Manganèse	2867	2594	3059	0.024	0.022	0.026
Titane	2139	1948	2278	0.021	0.018	0.022
Magnésium	501	488	525	0.009	0.009	0.010
Fer II	593	0	2280	0.006	0.000	0.024
Fer III	0	0	536	0.000	0.000	0.004

JAM-1D

Jambil
5G 3/6

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)





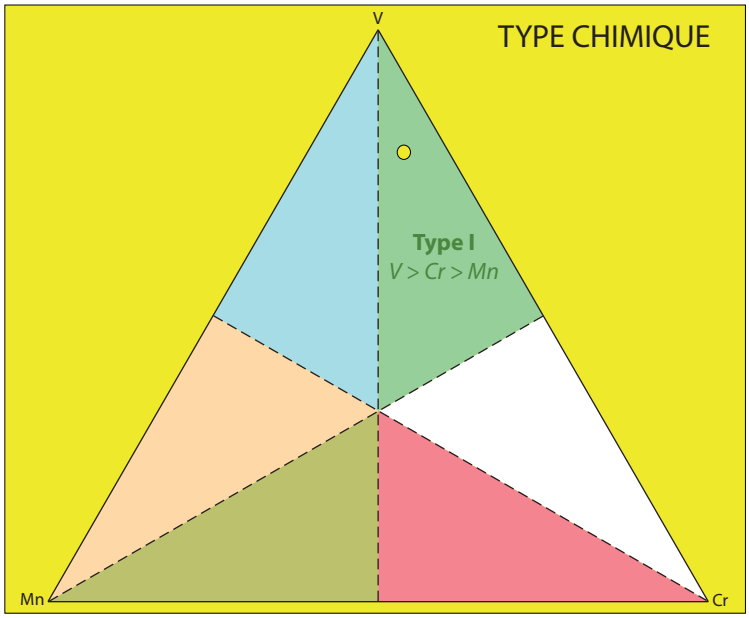
ANALYSES MOYENNES

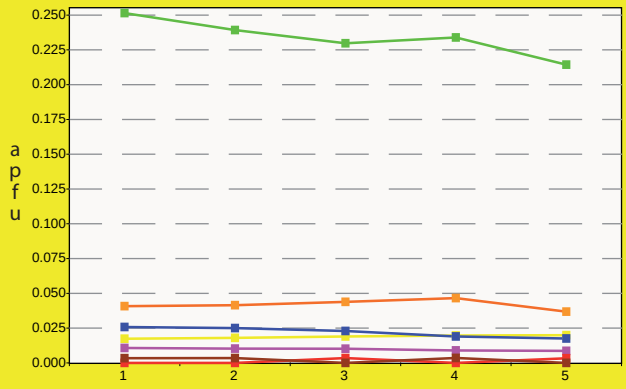
SiO_2	38.17
TiO_2	0.38
Al_2O_3	18.82
Cr_2O_3	0.68
V_2O_3	3.74
Fe_2O_3	0.06
FeO	0.00
MnO	0.29
MgO	0.08
CaO	35.67
TOTAL	97.88

Pyrope	0.3
Almandin	0.0
Spessartine	0.6
Andradite	0.2
Uvarovite	2.1
Goldmanite	11.7
Grossulaire	85.1
TOTAL	100

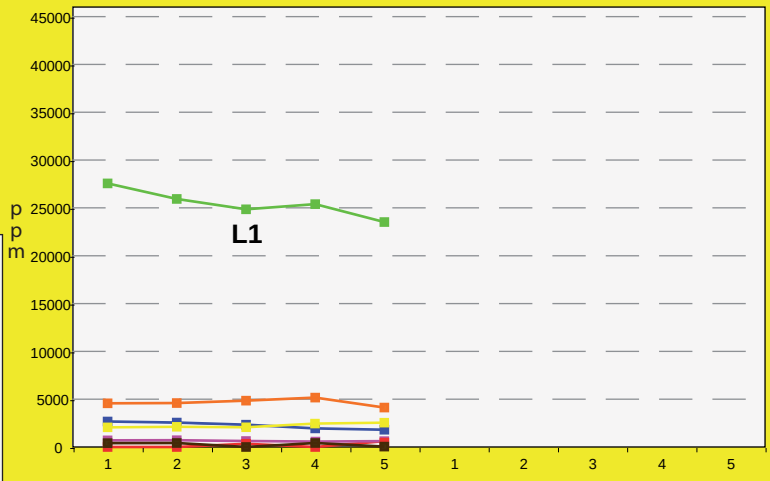
Si	2.972
Al_{IV}	0.028
somme	3.000
Al_{VI}	1.698
Ti	0.022
Cr	0.042
Fe_{III}	0.003
V_{III}	0.234
somme	2.000
Fe_{II}	0.000
Mn	0.019
Mg	0.010
Ca	2.975
somme	3.004
TOTAL	8.003

TYPE CHIMIQUE





L1

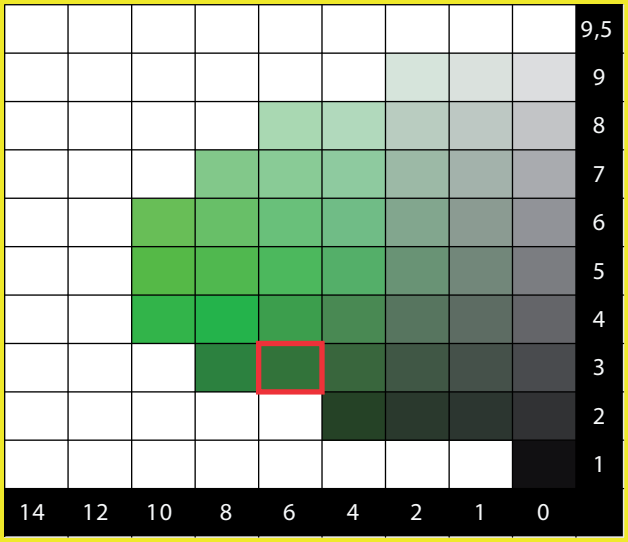


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	25452	23519	27564	0.234	0.214	0.251
Chrome	4657	4126	5159	0.042	0.037	0.047
Manganèse	2209	2052	2362	0.019	0.017	0.020
Titane	2260	1810	2662	0.022	0.018	0.026
Magnésium	507	452	561	0.010	0.009	0.011
Fer II	0	0	338	0.000	0.000	0.003
Fer III	409	0	420	0.003	0.000	0.004

JAM-1E

Jambil
5G 3/6

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



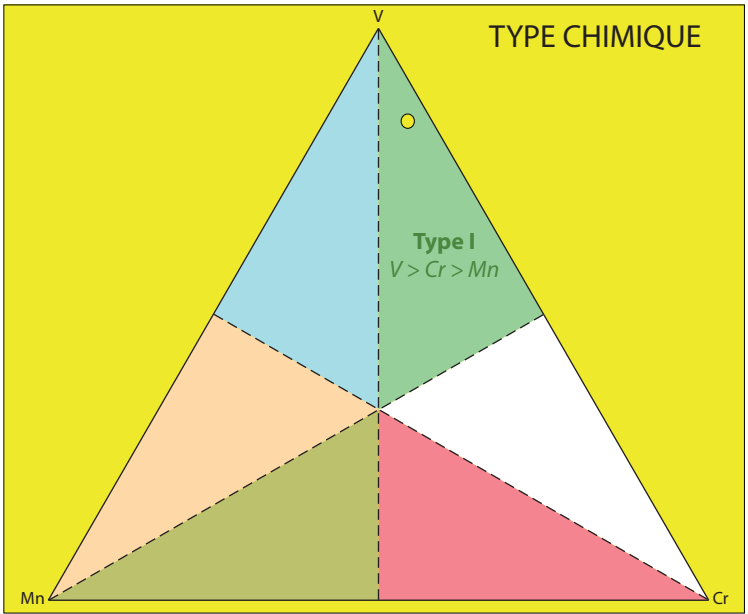
ANALYSES MOYENNES

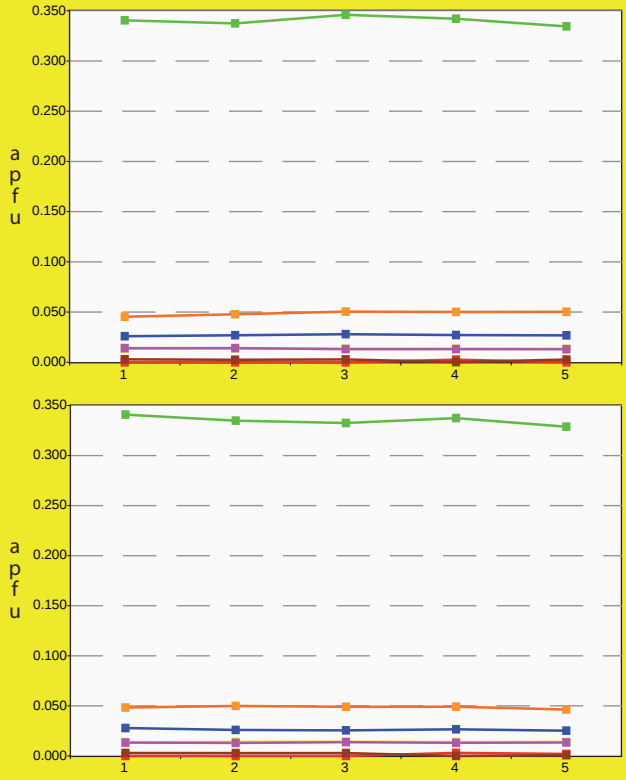
SiO_2	38.40
TiO_2	0.46
Al_2O_3	17.99
Cr_2O_3	0.80
V_2O_3	5.47
Fe_2O_3	0.05
FeO	0.00
MnO	0.21
MgO	0.12
CaO	36.07
TOTAL	99.56

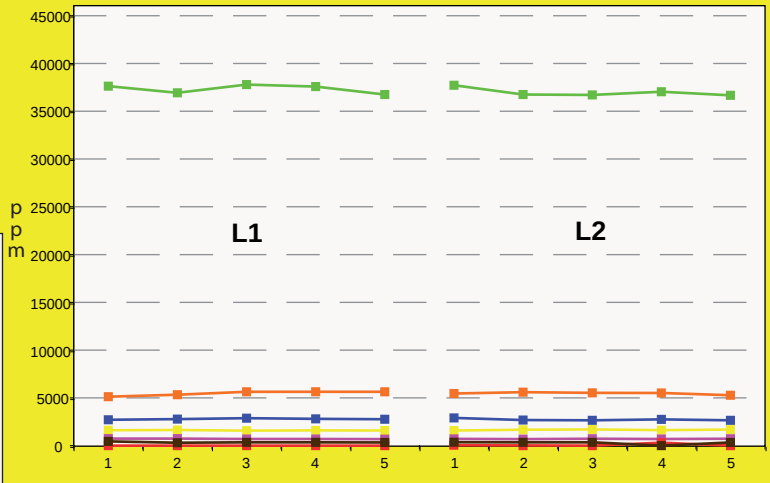
Pyrope	0.4
Almandin	0.0
Spessartine	0.5
Andradite	0.1
Uvarovite	2.4
Goldmanite	16.9
Grossulaire	79.6
TOTAL	100

Si	2.956
Al_{IV}	0.044
somme	3.000
Al_{VI}	1.588
Ti	0.027
Cr	0.049
Fe_{III}	0.003
V_{III}	0.337
somme	2.004
Fe_{II}	0.000
Mn	0.014
Mg	0.013
Ca	2.975
somme	3.003
TOTAL	8.007

TYPE CHIMIQUE





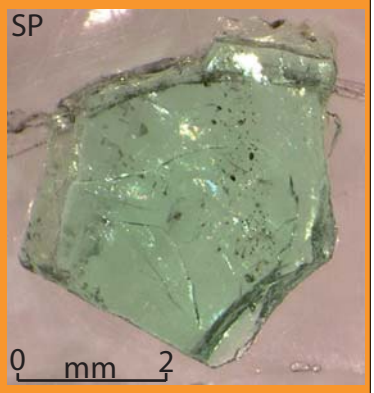


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	37159	36665	37794	0.337	0.329	0.346
Chrome	5473	5118	5638	0.049	0.045	0.050
Manganèse	1625	1572	1688	0.014	0.013	0.014
Titane	2756	2650	2902	0.027	0.025	0.028
Magnésium	705	681	742	0.013	0.013	0.014
Fer II	0	0	299	0.000	0.000	0.003
Fer III	343	0	365	0.003	0.000	0.003

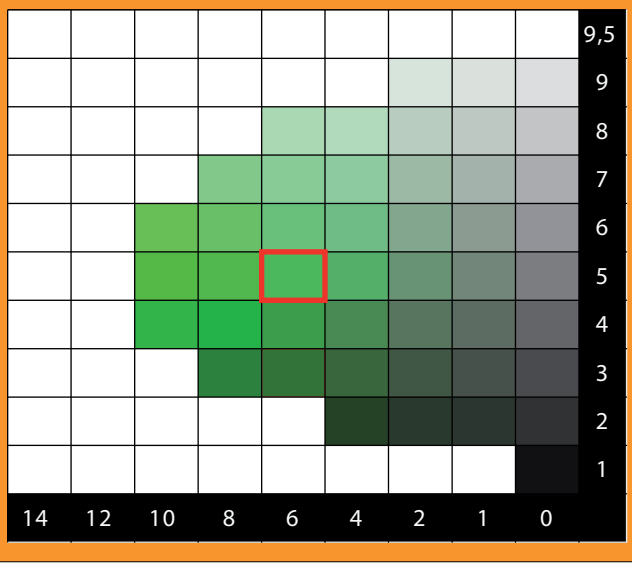
ANTARCTIQUE DE L'EST

SRM1

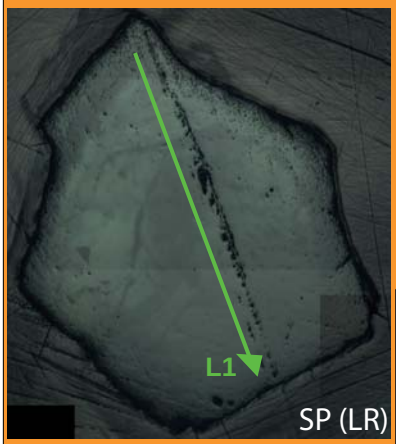
Sør Rondane
5G 5/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

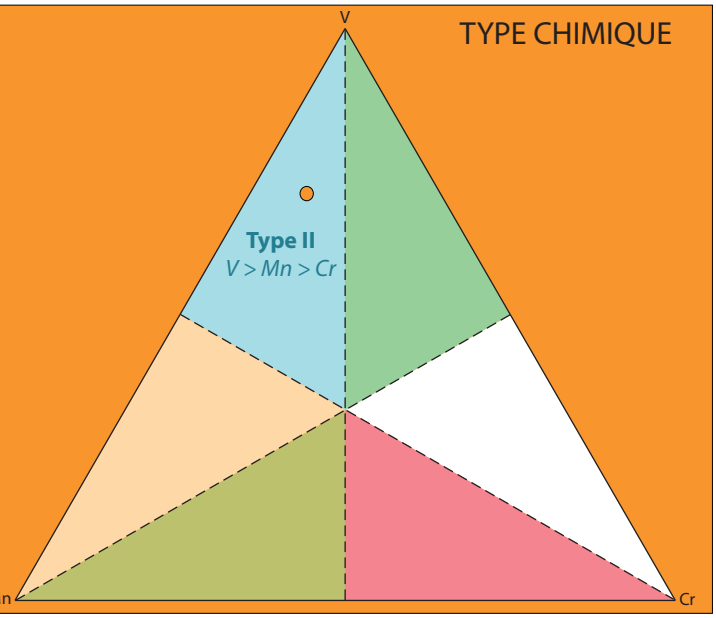


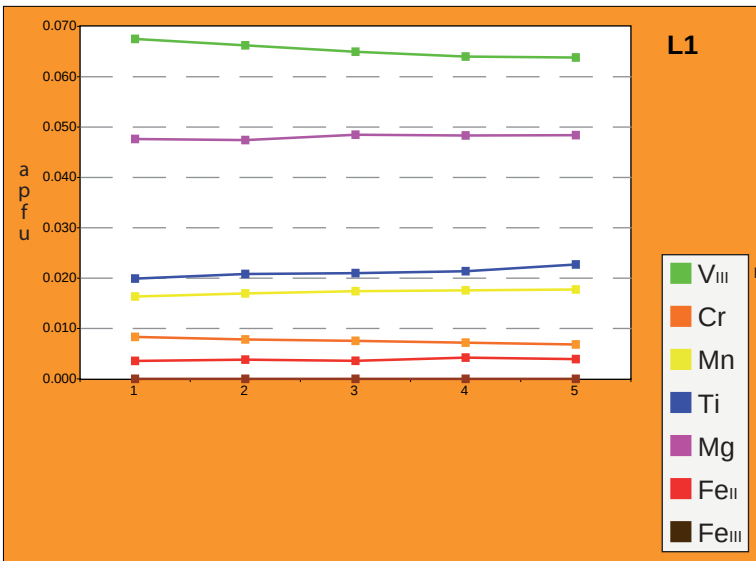
SiO_2	39.81
TiO_2	0.37
Al_2O_3	21.74
Cr_2O_3	0.13
V_2O_3	1.08
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	0.27
MgO	0.43
CaO	36.01
TOTAL	99.90

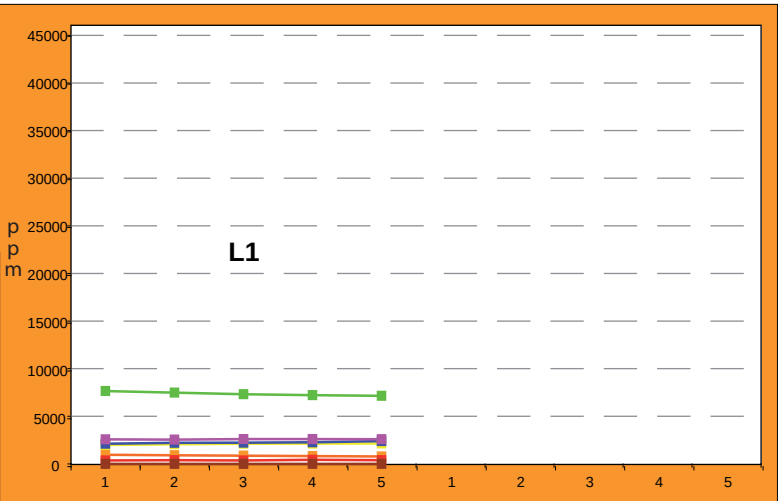
Pyrope	1.6
Almandin	0.1
Spessartine	0.6
Andradite	0.0
Uvarovite	0.4
Goldmanite	3.2
Grossulaire	94.1
TOTAL	100

Si	2.994
Al_{IV}	0.006
somme	3.000
Al_{VI}	1.921
Ti	0.021
Cr	0.008
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.065
somme	2.015
Fe_{II}	0.004
Mn	0.017
Mg	0.048
Ca	2.901
somme	2.970
TOTAL	7.985

TYPE CHIMIQUE



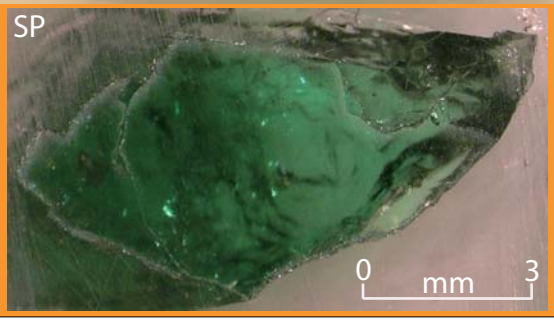




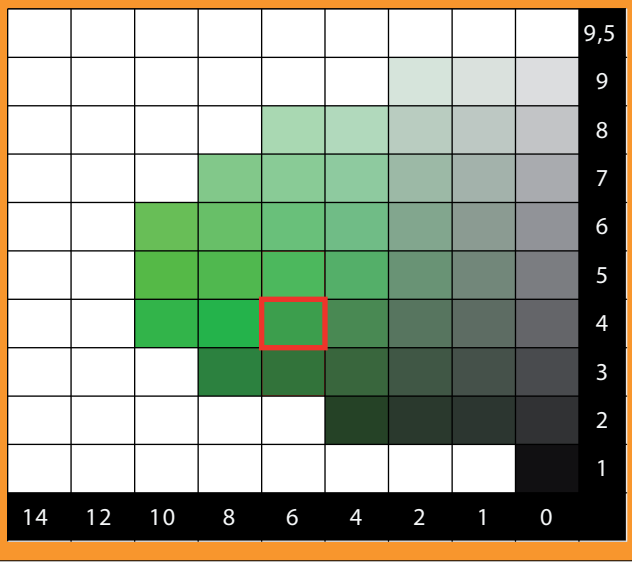
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	7362	7151	7647	0.065	0.064	0.067
Chrome	869	780	965	0.008	0.007	0.008
Manganèse	2093	1998	2145	0.017	0.016	0.018
Titane	2243	2122	2392	0.021	0.020	0.023
Magnésium	2585	2557	2605	0.048	0.047	0.048
Fer II	387	363	427	0.004	0.004	0.004
Fer III	0	0	0	0.000	0.000	0.000

SRM2

Sør Rondane
5G 4/6



CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



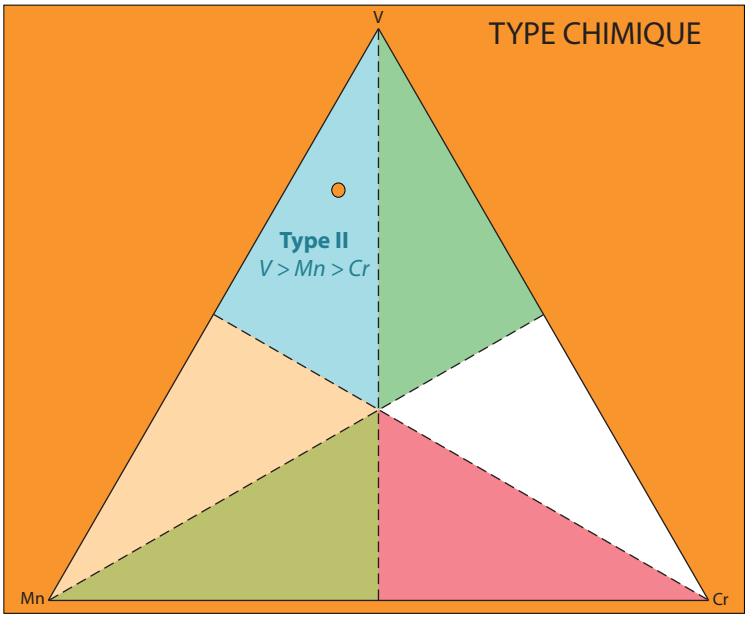
ANALYSES MOYENNES

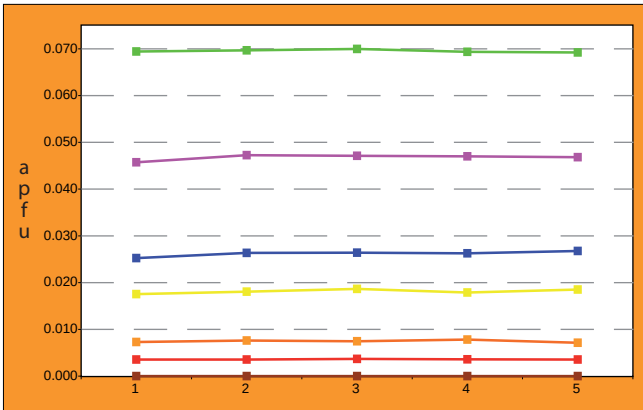
SiO_2	39.61
TiO_2	0.46
Al_2O_3	21.47
Cr_2O_3	0.12
V_2O_3	1.15
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	0.28
MgO	0.41
CaO	35.61
TOTAL	99.17

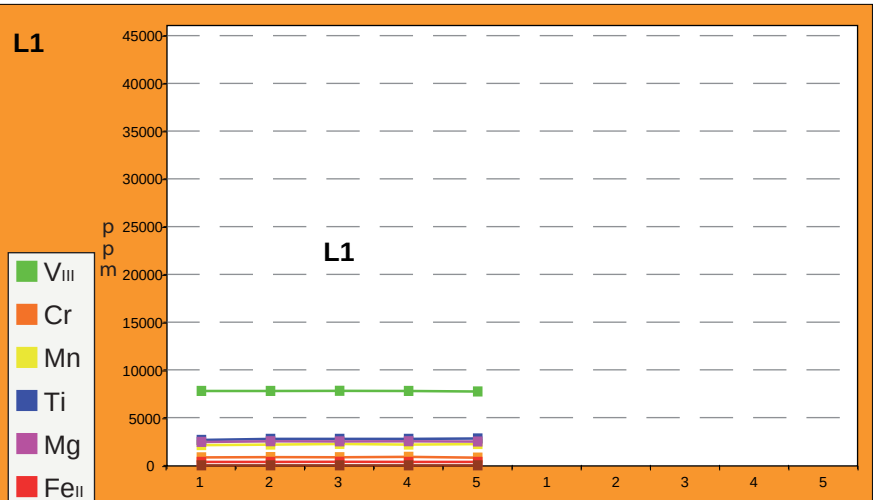
Si	3.000
Al_{IV}	0.000
somme	3.000
Al_{VI}	1.916
Ti	0.026
Cr	0.007
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.070
somme	2.019
Fe_{II}	0.004
Mn	0.018
Mg	0.047
Ca	2.889
somme	2.958
TOTAL	7.977

Pyrope	1.6
Almandin	0.1
Spessartine	0.6
Andradite	0.0
Uvarovite	0.4
Goldmanite	3.4
Grossulaire	93.9
TOTAL	100

TYPE CHIMIQUE





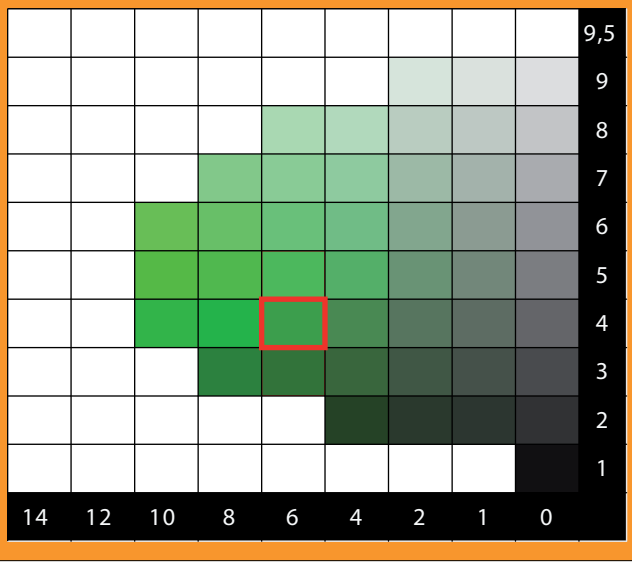


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	7784	7735	7810	0.070	0.069	0.070
Chrome	853	814	896	0.007	0.007	0.008
Manganèse	2189	2122	2246	0.018	0.018	0.019
Titane	2758	2662	2812	0.026	0.025	0.027
Magnésium	2499	2448	2521	0.047	0.046	0.047
Fer II	360	357	369	0.004	0.004	0.004
Fer III	0	0	0	0.000	0.000	0.000

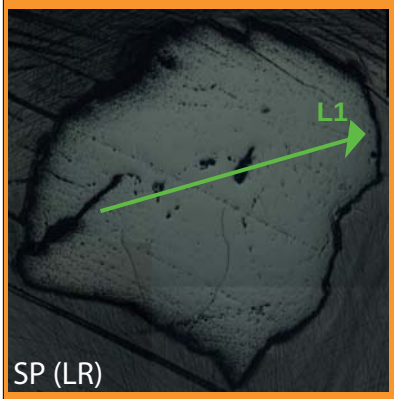
SRM3

Sør Rondane
5G 4/6

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

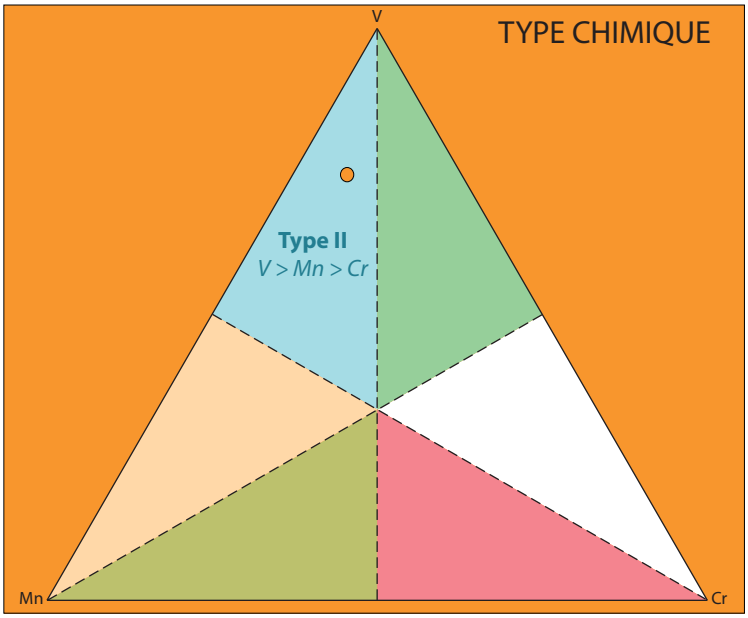


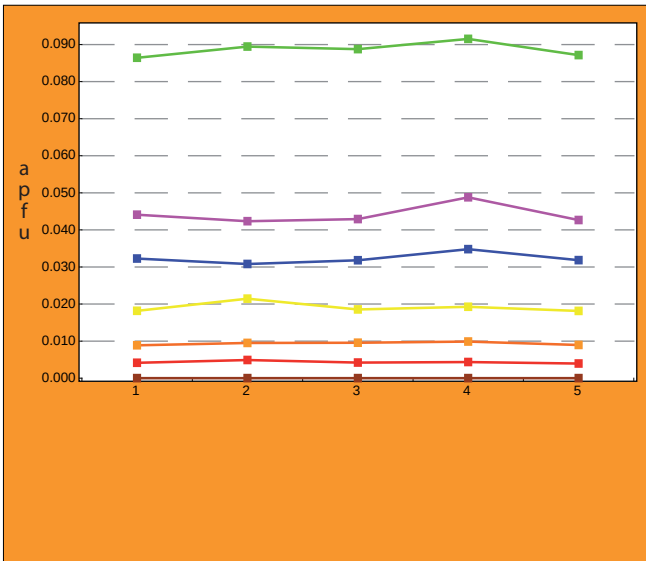
SiO_2	40.22
TiO_2	0.57
Al_2O_3	20.98
Cr_2O_3	0.16
V_2O_3	1.47
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.07
MnO	0.30
MgO	0.39
CaO	35.91
TOTAL	100.07

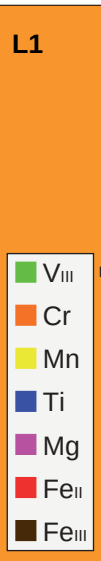
Pyrope	1.5
Almandin	0.1
Spessartine	0.6
Andradite	0.0
Uvarovite	0.5
Goldmanite	4.5
Grossulaire	92.8
TOTAL	100

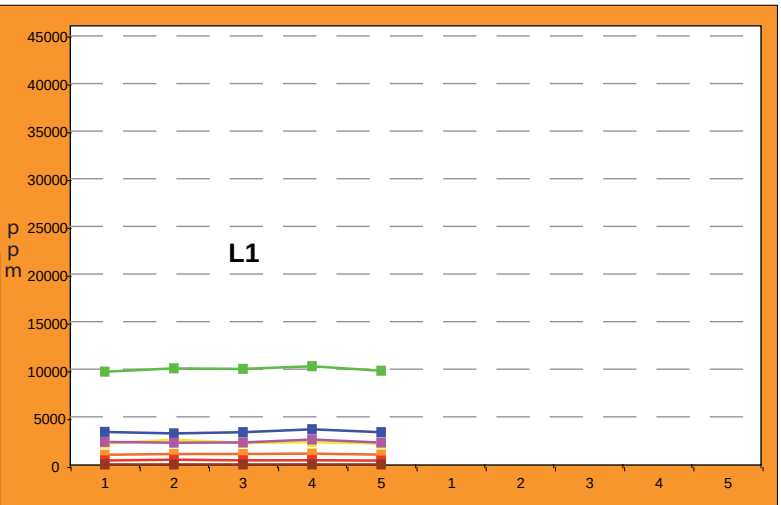
Si	3.022
Al_{IV}	0.000
somme	3.022
Al_{VI}	1.858
Ti	0.032
Cr	0.009
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.089
somme	1.988
Fe_{II}	0.004
Mn	0.019
Mg	0.044
Ca	2.890
somme	2.958
TOTAL	7.968

TYPE CHIMIQUE







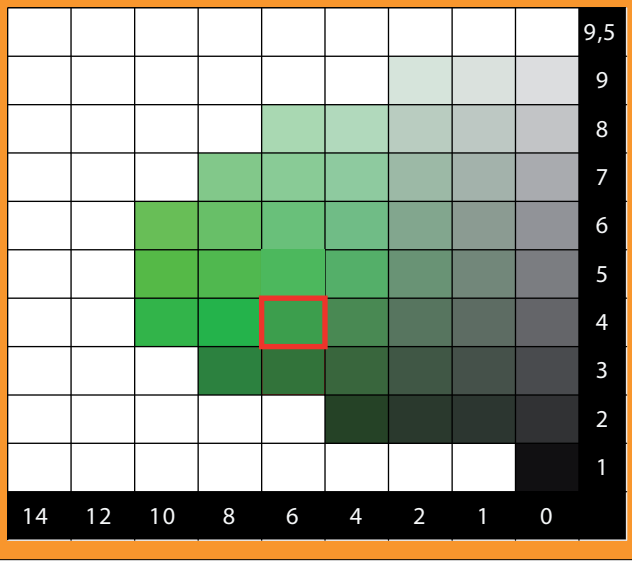


	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	10004	9734	10312	0.089	0.086	0.092
Chrome	1077	1019	1136	0.009	0.009	0.010
Manganèse	2325	2207	2610	0.019	0.018	0.021
Titane	3427	3267	3687	0.032	0.031	0.035
Magnésium	2377	2280	2623	0.044	0.042	0.049
Fer II	437	401	497	0.004	0.004	0.005
Fer III	0	0	0	0.000	0.000	0.000

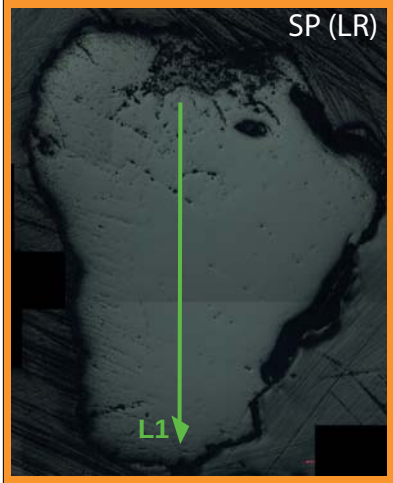
SRM4

Sør Rondane
5G 4/6

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

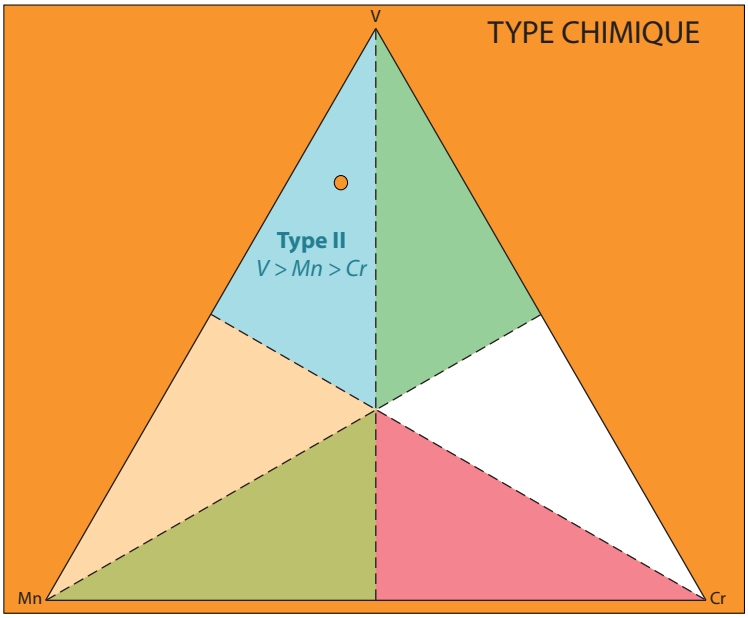


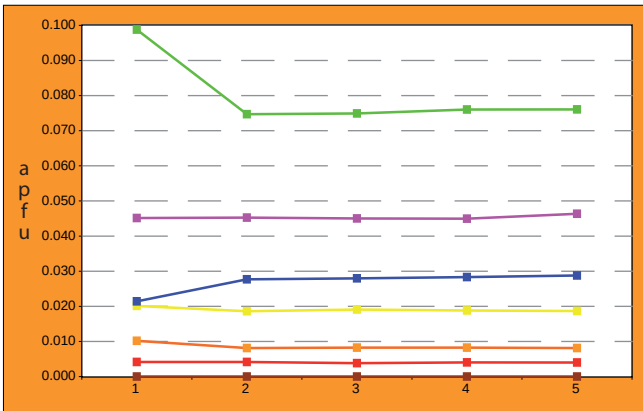
SiO_2	39.95
TiO_2	0.48
Al_2O_3	21.51
Cr_2O_3	0.14
V_2O_3	1.33
Fe_2O_3	0.00
FeO	0.06
MnO	0.30
MgO	0.41
CaO	36.10
TOTAL	100.28

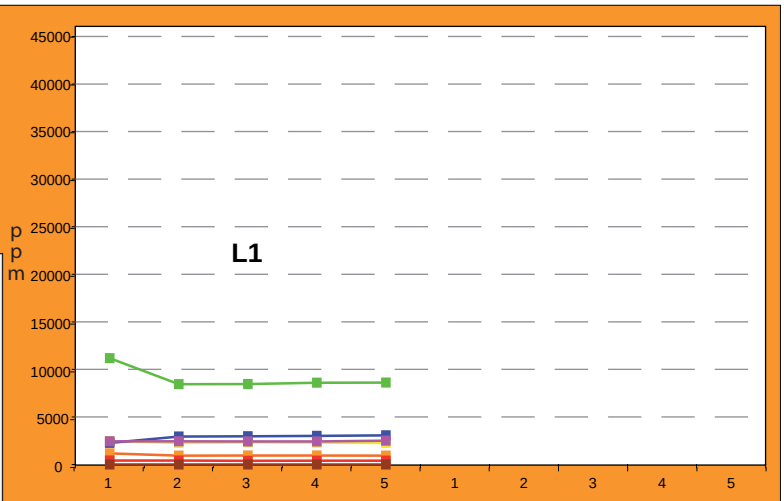
Pyrope	1.5
Almandin	0.1
Spessartine	0.6
Andradite	0.0
Uvarovite	0.4
Goldmanite	4.0
Grossulaire	93.3
TOTAL	100

Si	2.996
Al_{IV}	0.004
somme	3.000
Al_{VI}	1.897
Ti	0.027
Cr	0.009
Fe_{III}	0.000
V_{III}	0.080
somme	2.013
Fe_{II}	0.004
Mn	0.019
Mg	0.045
Ca	2.901
somme	2.969
TOTAL	7.982

TYPE CHIMIQUE







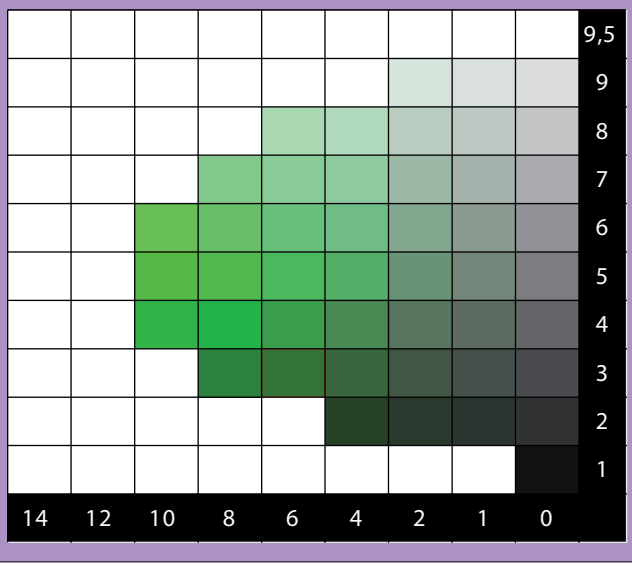
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	9056	8449	11175	0.080	0.075	0.099
Chrome	991	937	1177	0.009	0.008	0.010
Manganèse	2323	2269	2455	0.019	0.019	0.020
Titane	2852	2278	3063	0.027	0.021	0.029
Magnésium	2446	2424	2503	0.045	0.045	0.046
Fer II	409	388	420	0.004	0.004	0.004
Fer III	0	0	0	0.000	0.000	0.000

MYANMAR

Mogok-1

Mogok
5G ?/?

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



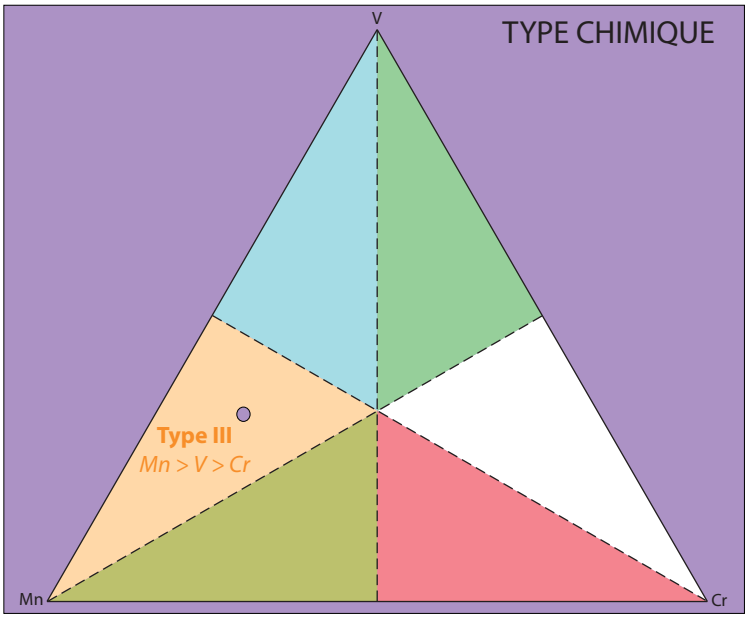
ANALYSES MOYENNES

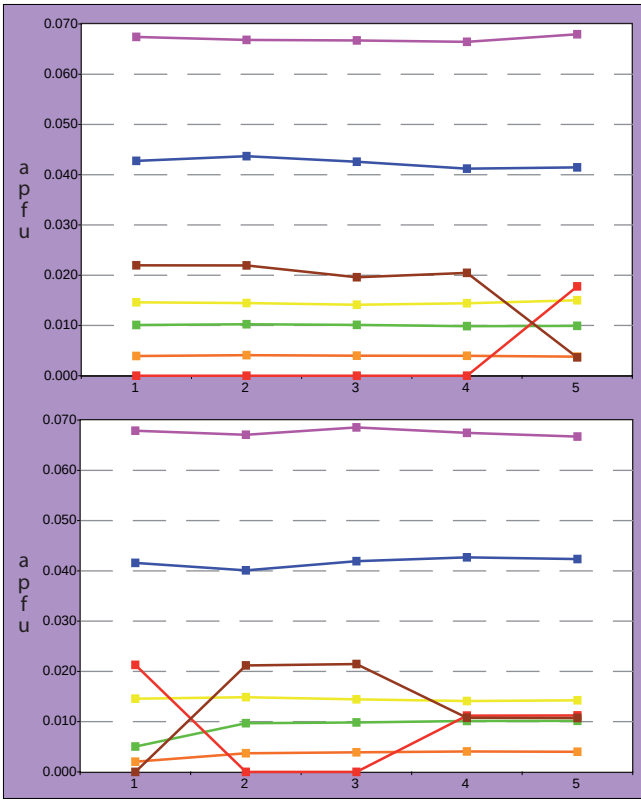
SiO_2	39.30
TiO_2	0.74
Al_2O_3	21.75
Cr_2O_3	0.06
V_2O_3	0.16
Fe_2O_3	0.38
FeO	0.00
MnO	0.23
MgO	0.60
CaO	36.44
TOTAL	99.65

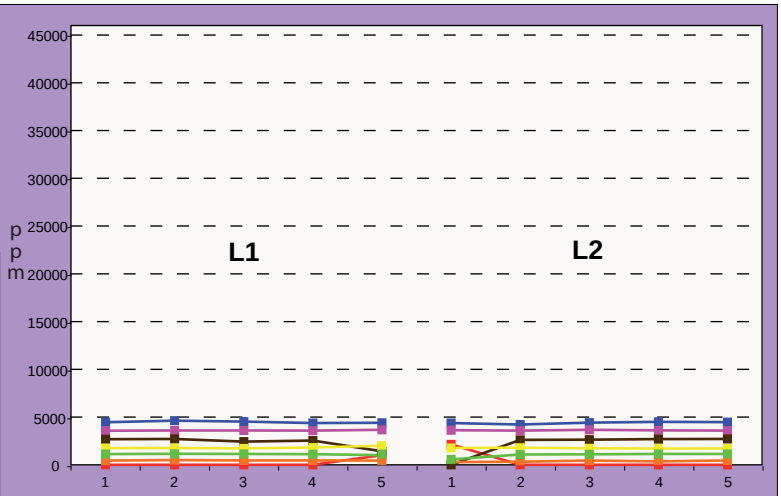
Pyrope	2.2
Almandin	0.0
Spessartine	0.5
Andradite	1.1
Uvarovite	0.2
Goldmanite	0.5
Grossulaire	95.5
TOTAL	100

Si	2.967
Al_{IV}	0.033
somme	3.000
Al_{VI}	1.902
Ti	0.042
Cr	0.004
Fe_{III}	0.021
V_{III}	0.010
somme	1.978
Fe_{II}	0.000
Mn	0.014
Mg	0.067
Ca	2.947
somme	3.038
TOTAL	8.007

TYPE CHIMIQUE







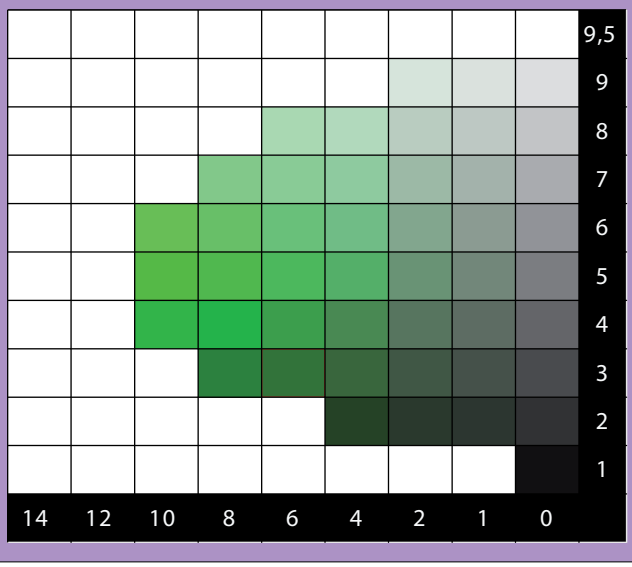
	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	1069	564	1156	0.010	0.005	0.010
Chrome	430	233	472	0.004	0.002	0.004
Manganèse	1754	1704	1828	0.014	0.014	0.015
Titane	4437	4226	4628	0.042	0.040	0.044
Magnésium	3606	3570	3661	0.067	0.066	0.069
Fer II	0	0	2140	0.000	0.000	0.021
Fer III	2625	0	2713	0.021	0.000	0.022

Mogok-2

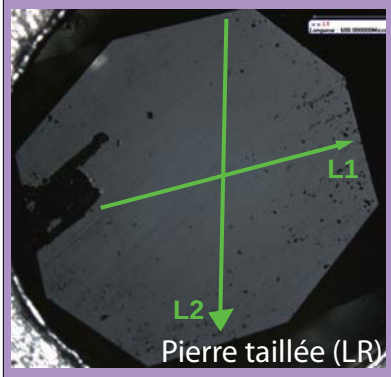
Mogok
5G ?/?

Pierre taillée

CHARTE COLORIMETRIQUE DE MUNSELL (GREEN)



ANALYSES MOYENNES

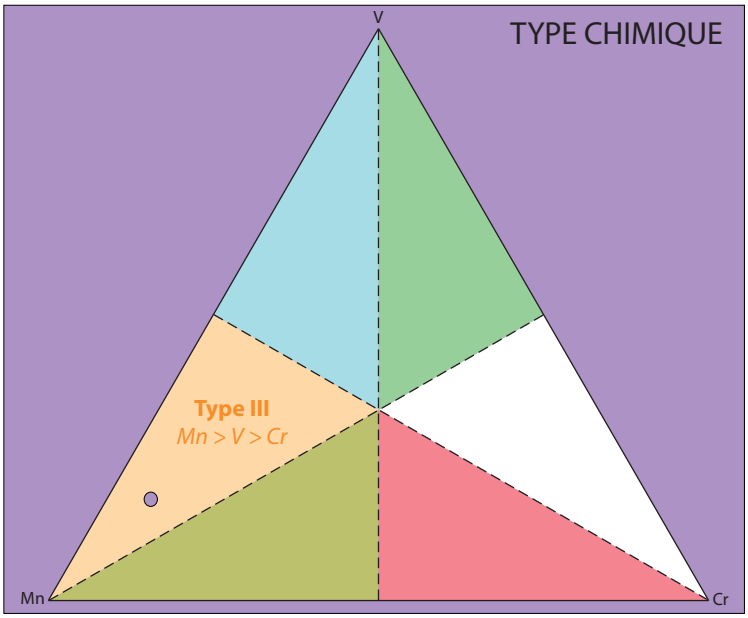


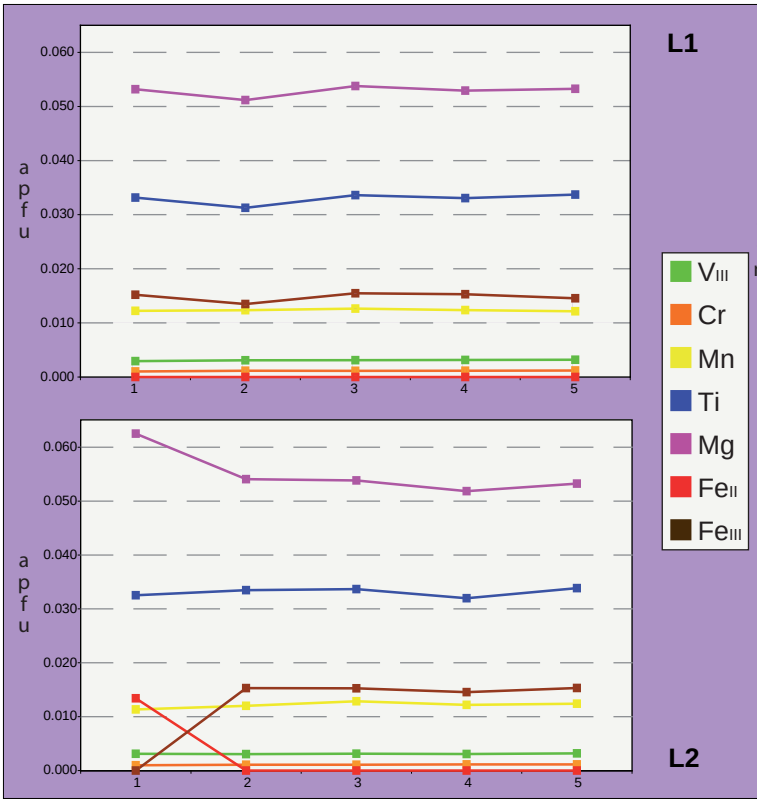
SiO_2	38.82
TiO_2	0.58
Al_2O_3	22.01
Cr_2O_3	0.02
V_2O_3	0.05
Fe_2O_3	0.26
FeO	0.00
MnO	0.19
MgO	0.48
CaO	36.24
TOTAL	98.64

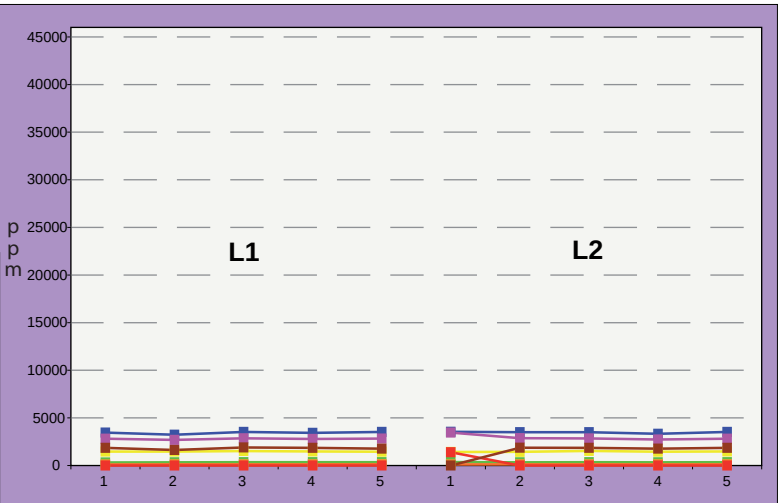
Pyrope	1.8
Almandin	0.0
Spessartine	0.4
Andradite	0.7
Uvarovite	0.1
Goldmanite	0.2
Grossulaire	96.9
TOTAL	100

Si	2.958
Al_{IV}	0.042
somme	3.000
Al_{VI}	1.934
Ti	0.033
Cr	0.001
Fe_{III}	0.015
V_{III}	0.003
somme	1.987
Fe_{II}	0.000
Mn	0.012
Mg	0.054
Ca	2.958
somme	3.025
TOTAL	8.011

TYPE CHIMIQUE







	ppm			apfu		
	MOY.	*MIN.*	*MAX.*	*MOY.*	*MIN.*	*MAX.*
Vanadium	345	326	360	0.003	0.003	0.003
Chrome	127	116	137	0.001	0.001	0.001
Manganèse	1470	1417	1533	0.012	0.011	0.013
Titane	3455	3231	3543	0.033	0.031	0.034
Magnésium	2868	2684	3456	0.054	0.051	0.063
Fer II	0	0	1395	0.000	0.000	0.013
Fer III	1803	0	1889	0.015	0.000	0.015

ANNEXE C

ANALYSES A LA MSE

LEMSHUKU

Feldspath potassique	*p.2-4*
Plagioclase	*p.5-6*
Muscovite-Biotite	*p.7*
Phlogopite	*p.8-9*
Diopside	*p.10-13*
Amphiboles	*p.14*
Scapolite	*p.15-16*
Grenats	*p.17-19*
Epidotes	*p.20-21*
Kyanite	*p.22*
Rutile	*p.23*
Titanite	*p.24-25*
Sulfures	*p.26-31*
Tourmaline	*p.32*
Apatite	*p.33*
'Lemshukuite'	*p.34*

Faciès		**GGF**			**GGK**		**Pegmatite**							**GAB**						
Echantillon		JF031	JF084	JF084	JF045	JF045	JF052	JF052	JF056	JF056	JF083	JF133	JF133	JF118	JF118	JF134	JF134	JF134	JF134	JF134
Point		*24*	*8*	*10*	*69*	*75*	*60*	*65*	*2*	*5*	*21*	*32*	*36*	*41*	*37*	*40*	*46*	*49*	*51*	*54*
SiO_2	*%poids*	63,41	63,21	63,78	63,89	63,73	64,08	63,97	62,64	64,03	63,37	63,69	63,56	62,15	63,83	61,97	62,32	63,72	63,04	62,16
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		19,41	18,54	18,71	18,66	18,78	18,95	18,48	18,78	19,42	18,58	18,70	18,54	18,94	19,69	18,50	18,59	18,74	19,06	18,64
Fe_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,76	1,81	1,88	1,60	1,43	1,82	1,58
Na_2O		1,44	1,43	1,15	1,16	1,23	1,11	1,08	1,40	1,23	0,74	1,17	1,20	1,08	0,91	0,81	0,96	0,99	1,53	0,64
K_2O		14,79	15,14	15,36	15,46	15,14	15,39	15,62	15,32	15,28	15,86	15,52	15,66	14,98	14,33	15,33	15,28	15,91	14,73	15,79
Total		99,06	98,32	99,00	99,18	98,88	99,54	99,14	98,14	99,96	98,55	99,08	98,96	98,91	100,57	98,48	98,75	100,78	100,19	98,81
Si	*apfu*	2,950	2,970	2,974	2,976	2,973	2,971	2,982	2,954	2,955	2,975	2,971	2,973	2,941	2,948	2,952	2,953	2,960	2,943	2,950
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al		1,064	1,027	1,028	1,024	1,032	1,035	1,015	1,044	1,057	1,028	1,028	1,022	1,056	1,072	1,038	1,038	1,026	1,049	1,042
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,033	0,033	0,035	0,030	0,026	0,033	0,029
Na		0,130	0,131	0,104	0,105	0,111	0,100	0,098	0,128	0,110	0,067	0,106	0,109	0,099	0,081	0,074	0,088	0,089	0,139	0,059
K		0,878	0,908	0,914	0,919	0,901	0,910	0,929	0,922	0,900	0,949	0,924	0,934	0,904	0,844	0,932	0,924	0,943	0,877	0,956
Total		5,022	5,035	5,020	5,024	5,017	5,017	5,024	5,048	5,021	5,020	5,029	5,038	5,033	4,978	5,032	5,033	5,043	5,041	5,036
Albite	*%molécule*	12,9	12,6	10,2	10,3	11,0	9,9	9,5	12,2	10,9	6,6	10,3	10,4	9,5	8,5	7,1	8,5	8,4	13,2	5,6
Anorthite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Orthose		87,1	87,4	89,8	89,7	89,0	90,1	90,5	87,8	89,1	93,4	89,7	89,6	87,3	88,1	89,5	88,7	89,2	83,6	91,6
Celsiane		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,1	3,4	3,4	2,8	2,5	3,2	2,8
Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-1 : Composition chimique des feldspaths potassiques (1/3) de Lemshuku

Faciès		**GGMF**					**GGQF**						**CSG**			
Echantillon		JF002	JF002	JF016	JF140a	JF140b	JF011	JF011	JF013	JF062	JF062	JF062	JF125(2)	JF125(2)	JF125(2)	JF125(2)
Point		*33*	*35*	*95*	*60*	*65*	*41*	*49*	*87*	*1*	*8*	*12*	*14*	*17*	*18*	*23*
SiO_2	*%poids*	64,59	63,86	63,30	63,50	63,55	62,92	63,79	64,12	63,93	64,44	63,87	64,13	64,09	64,14	63,31
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		20,05	19,67	18,56	18,90	18,84	19,06	19,38	18,52	18,83	18,67	18,84	18,73	18,54	18,47	18,43
Fe_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O		1,37	1,33	1,06	1,15	1,34	1,12	0,96	1,05	1,24	1,34	1,00	0,74	0,74	0,67	0,68
K_2O		15,13	15,16	15,34	15,48	15,25	15,53	15,51	15,87	15,31	15,32	15,55	16,03	16,21	15,94	16,07
Total		101,13	100,02	98,27	99,03	98,99	98,62	99,65	99,55	99,30	99,76	99,26	99,63	99,58	99,22	98,49
Si	*apfu*	2,943	2,945	2,975	2,964	2,965	2,952	2,955	2,980	2,971	2,981	2,972	2,977	2,981	2,988	2,977
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al		1,076	1,069	1,028	1,040	1,036	1,054	1,058	1,014	1,031	1,018	1,033	1,025	1,016	1,014	1,021
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,121	0,119	0,096	0,104	0,121	0,102	0,087	0,095	0,112	0,120	0,090	0,067	0,067	0,061	0,062
K		0,879	0,892	0,920	0,922	0,908	0,930	0,917	0,941	0,908	0,904	0,923	0,949	0,962	0,947	0,964
Total		5,020	5,025	5,019	5,029	5,031	5,037	5,017	5,030	5,023	5,022	5,018	5,018	5,025	5,009	5,025
Albite	*%molécule*	12,1	11,8	9,5	10,2	11,8	9,9	8,6	9,1	11,0	11,7	8,9	6,6	6,5	6,0	6,1
Anorthite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Orthose		87,9	88,2	90,5	89,8	88,2	90,1	91,4	90,9	89,0	88,3	91,1	93,4	93,5	94,0	93,9
Celsiane		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-2 : Composition chimique des feldspaths potassiques (2/3) de Lemshuku

Faciès		**CSGB$_1$**																		
Echantillon		JF123	JF123	JF123	JF123b	JF123b	JF125(11)	JF125(11)	JF125(11)	JF125(13)	JF125(13)	JF125(13)	JF125(13)	JF127(3)b	JF128	JF128	JF128	JF128	JF128	JF128
Point		*93*	*94*	*101*	*41*	*48*	*47*	*52*	*56*	*49*	*56*	*59*	*68*	*79*	*105*	*106*	*109*	*111*	*115*	*116*
SiO_2	*%poids*	63,25	63,55	63,81	63,98	63,86	64,41	64,38	63,99	61,36	61,47	61,83	60,24	63,95	63,81	63,60	64,25	63,03	63,65	63,72
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		18,87	18,44	18,35	18,80	18,84	18,64	18,99	18,39	19,30	18,96	18,93	19,52	18,49	18,71	18,62	19,43	18,55	18,60	18,40
Fe_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,18	3,36	2,79	4,76	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O		0,73	0,75	0,71	0,52	0,72	0,62	0,32	0,61	0,63	0,63	0,66	0,61	0,67	0,76	0,80	0,63	0,69	0,67	0,70
K_2O		15,94	16,19	16,11	15,70	15,25	16,70	17,09	16,27	14,73	14,50	14,72	13,91	15,93	16,19	16,04	16,05	16,36	15,97	16,05
Total		98,79	98,93	98,99	99,00	98,68	100,37	100,79	99,25	99,21	98,92	98,93	99,04	99,04	99,48	99,06	100,36	98,63	98,89	98,88
Si	*apfu*	2,964	2,977	2,985	2,981	2,980	2,978	2,968	2,986	2,920	2,934	2,940	2,898	2,985	2,972	2,973	2,959	2,967	2,978	2,983
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al		1,042	1,018	1,012	1,032	1,036	1,016	1,032	1,011	1,082	1,066	1,061	1,107	1,017	1,027	1,026	1,055	1,029	1,025	1,015
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,059	0,063	0,052	0,090	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,067	0,068	0,065	0,047	0,065	0,056	0,029	0,055	0,058	0,058	0,060	0,057	0,061	0,069	0,073	0,056	0,063	0,061	0,064
K		0,953	0,968	0,961	0,933	0,908	0,985	1,005	0,968	0,894	0,883	0,893	0,853	0,949	0,962	0,957	0,943	0,982	0,953	0,958
Total		5,025	5,032	5,022	4,993	4,989	5,034	5,033	5,021	5,015	5,004	5,006	5,004	5,011	5,030	5,028	5,013	5,041	5,017	5,020
Albite	*%molécule*	6,5	6,6	6,3	4,8	6,7	5,4	2,8	5,4	5,8	5,8	6,0	5,7	6,0	6,7	7,1	5,6	6,1	6,0	6,2
Anorthite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Orthose		93,5	93,4	93,7	95,2	93,3	94,6	97,2	94,6	88,4	88,0	88,8	85,3	94,0	93,3	92,9	94,4	93,9	94,0	93,8
Celsiane		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,9	6,3	5,2	9,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-3 : Composition chimique des feldspaths potassiques (3/3) de Lemshuku

Faciès		**Amphibolite**						**GGK**		**Pegmatite**					**GAB**					
Echantillon		JF119	JF119	JF119	JF119	JF119	JF119	JF045	JF045	JF052	JF056	JF083	JF133	JF133	JF118	JF118	JF134	JF134	JF134	JF134
Point		*47*	*52*	*56*	*88*	*90*	*94*	*72*	*74*	*61*	*6*	*22*	*33*	*34*	*39*	*35*	*43*	*44*	*50*	*52*
SiO_2	*%poids*	50,60	52,70	50,14	50,78	50,03	51,34	60,52	61,11	60,97	63,18	61,16	62,68	61,59	61,79	62,44	59,90	60,50	60,65	59,81
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		30,54	30,57	30,50	30,80	30,86	30,52	24,38	24,62	24,30	24,22	24,21	23,35	24,40	23,71	23,86	24,82	24,56	24,41	25,01
Fe_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO		13,00	13,01	13,33	13,26	13,28	12,53	6,04	5,97	5,96	4,63	5,80	2,55	5,44	4,64	4,70	6,73	6,01	5,39	6,54
BaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O		4,33	4,21	4,57	4,01	4,03	4,24	8,01	8,10	7,89	8,92	8,46	8,97	8,38	9,32	9,41	7,91	7,85	8,55	7,80
K_2O		0,08	0,05	0,05	0,20	0,26	0,26	0,17	0,20	0,24	0,21	0,23	1,13	0,42	0,24	0,26	0,21	0,39	0,43	0,28
Total		98,55	100,55	98,58	99,05	98,46	98,89	99,11	99,99	99,35	101,16	99,85	98,99	100,23	99,69	100,66	99,57	99,30	99,43	99,44
Si	*apfu*	2,335	2,375	2,319	2,332	2,315	2,356	2,713	2,714	2,724	2,763	2,723	2,799	2,729	2,751	2,754	2,682	2,708	2,714	2,679
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al		1,661	1,624	1,663	1,667	1,683	1,651	1,288	1,289	1,279	1,249	1,270	1,229	1,274	1,244	1,240	1,309	1,296	1,287	1,320
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca		0,643	0,628	0,661	0,652	0,658	0,616	0,290	0,284	0,285	0,217	0,277	0,122	0,258	0,221	0,222	0,323	0,288	0,258	0,314
Ba		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,387	0,368	0,410	0,357	0,362	0,378	0,696	0,697	0,683	0,756	0,730	0,776	0,720	0,804	0,804	0,687	0,681	0,742	0,678
K		0,005	0,003	0,003	0,012	0,016	0,015	0,009	0,012	0,013	0,012	0,013	0,064	0,024	0,014	0,014	0,012	0,022	0,024	0,016
Total		5,031	4,998	5,055	5,019	5,033	5,015	4,996	4,996	4,985	4,997	5,013	5,001	5,005	5,035	5,035	5,013	4,995	5,026	5,008
Albite	*%molécule*	37,4	36,8	38,2	35,0	34,9	37,4	69,9	70,2	69,6	76,8	71,6	80,7	71,8	77,4	77,3	67,2	68,7	72,4	67,3
Anorthite		62,1	62,9	61,6	63,9	63,6	61,1	29,1	28,6	29,0	22,0	27,1	12,7	25,8	21,3	21,3	31,6	29,1	25,2	31,1
Orthose		0,4	0,3	0,2	1,1	1,5	1,5	1,0	1,2	1,4	1,2	1,3	6,7	2,4	1,3	1,4	1,2	2,2	2,4	1,6
Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-4 : Composition chimique des plagioclases (1/2) de Lemshuku

Faciès		**GGQF**							**CSG**							**CSGB$_I$**			**Eponte des veines de quartz**		
Echantillon		JF011	JF011	JF011	JF062	JF062	JF062	JF136a	JF125	JF125	JF125	JF125(2)	JF125(3)	JF125(3)	JF123b	JF125(11)	JF125(13)	JF125(7)	JF125(8)	JF131b
Point		*40*	*43*	*50*	*4*	*5*	*10*	*15*	*4*	*5*	*6*	*19*	*29*	*26*	*44*	*54*	*66*	*19*	*40*	*83*
SiO_2	*%poids*	56,77	56,69	57,29	58,22	58,73	59,24	58,04	45,46	45,81	44,64	44,11	44,29	44,21	43,98	43,98	42,97	43,26	44,10	43,24
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		27,09	27,97	28,07	26,67	26,14	26,11	25,04	34,21	35,35	35,33	35,51	35,45	36,21	35,82	36,16	35,09	35,23	35,15	35,65
Fe_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO		8,90	9,12	9,32	8,26	7,53	7,58	7,50	18,19	18,50	18,97	19,32	19,39	19,23	19,38	19,61	19,54	19,54	19,11	19,46
BaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O		6,19	6,64	6,39	6,65	6,91	6,92	7,66	1,33	1,14	0,80	0,72	0,61	0,63	0,52	0,46	0,61	0,62	0,59	0,48
K_2O		0,20	0,13	0,21	0,26	0,45	0,34	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		99,14	100,56	101,27	100,06	99,76	100,19	98,36	99,19	100,79	99,74	99,66	99,73	100,28	99,70	100,20	98,21	98,64	98,95	98,83
Si	*apfu*	2,564	2,532	2,539	2,601	2,629	2,638	2,640	2,112	2,094	2,066	2,047	2,053	2,037	2,039	2,030	2,028	2,032	2,058	2,025
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al		1,442	1,472	1,466	1,404	1,379	1,370	1,342	1,874	1,904	1,927	1,942	1,936	1,966	1,957	1,967	1,952	1,950	1,934	1,968
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca		0,431	0,436	0,443	0,396	0,361	0,362	0,365	0,905	0,906	0,941	0,960	0,963	0,949	0,963	0,969	0,988	0,983	0,956	0,977
Ba		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,543	0,575	0,549	0,576	0,600	0,597	0,675	0,120	0,101	0,072	0,065	0,054	0,057	0,047	0,041	0,056	0,056	0,053	0,044
K		0,011	0,008	0,012	0,015	0,026	0,019	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total		4,991	5,023	5,008	4,992	4,994	4,986	5,031	5,011	5,005	5,006	5,014	5,006	5,008	5,006	5,007	5,024	5,021	5,001	5,013
Albite	*%molécule*	55,1	56,5	54,7	58,4	60,8	61,1	64,4	11,7	10,0	7,1	6,3	5,4	5,6	4,6	4,0	5,4	5,4	5,3	4,3
Anorthite		43,7	42,8	44,1	40,1	36,6	37,0	34,9	88,3	90,0	92,9	93,7	94,6	94,4	95,4	96,0	94,6	94,6	94,7	95,7
Orthose		1,2	0,7	1,2	1,5	2,6	1,9	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-5 : Composition chimique des plagioclases (2/2) de Lemshuku

		BIOTITE							MUSCOVITE										
Faciès		**GGK**	**Pegmatite**	**GAB**					**GGF**	**GGK**		**Pegmatite**		**GGMF**					**GGQF**
Echantillon		JF045	JF083	JF118	JF120	JF134	JF134	JF134	JF084	JF045	JF045	JF052	JF052	JF140a	JF140b	JF140b	JF140b	JF126a2	JF136a
Point		*71*	*19*	*36*	*26*	*41*	*45*	*53*	*11*	*80*	*76*	*62*	*66*	*57*	*67*	*68*	*71*	*15*	*7*
SiO_2	*%poids*	38,09	35,33	34,47	35,14	36,19	36,09	35,63	47,12	45,98	46,22	46,39	45,84	45,98	46,59	46,62	45,61	46,05	45,95
TiO_2		3,07	3,61	4,59	4,28	2,99	2,92	2,93	0,58	1,08	1,92	1,18	1,75	1,87	1,52	1,70	0,13	0,72	1,32
Al_2O_3		18,94	15,00	17,83	18,53	16,40	16,59	16,53	34,12	34,10	32,79	33,06	32,76	32,11	32,63	32,56	36,33	35,34	31,88
Cr_2O_3		0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,22	0,07	0,00	0,07	0,07	0,17
V_2O_3		0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,81	0,30	0,33	0,00	0,22	1,32
FeO		7,09	20,07	18,10	17,61	17,83	18,21	18,25	0,00	0,33	0,67	1,02	0,82	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,32	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		17,22	11,04	9,56	9,38	12,15	11,99	12,31	1,86	1,55	1,82	1,70	1,53	2,39	2,29	2,21	0,59	0,95	2,28
CaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO		0,00	0,00	0,00	1,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,39	0,35	0,31	0,34	0,32	0,41	0,41	0,52	0,33	0,31
K_2O		10,04	9,06	9,66	9,97	10,15	10,22	9,46	11,18	11,11	11,14	11,26	11,17	11,31	11,16	10,77	11,34	11,04	10,64
NiO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl		0,06	0,00	0,39	0,12	0,04	0,05	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O*		4,16	3,87	3,79	3,92	3,95	3,96	3,92	4,51	4,47	4,47	4,47	4,43	4,47	4,48	4,48	4,48	4,49	4,43
-O=F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
-O=Cl		-0,01	0,00	-0,09	-0,03	-0,01	-0,01	-0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		99,41	98,25	98,30	100,29	99,71	100,17	99,09	99,65	99,01	99,45	99,38	98,64	99,48	99,44	99,08	99,06	99,22	98,31
Si	*apfu*	5,475	5,479	5,306	5,329	5,477	5,449	5,423	6,259	6,171	6,197	6,228	6,200	6,173	6,230	6,242	6,106	6,148	6,220
^{iv}Al		2,525	2,521	2,694	2,671	2,523	2,551	2,577	1,741	1,829	1,803	1,772	1,800	1,827	1,770	1,758	1,894	1,852	1,780
^{vi}Al		0,683	0,220	0,541	0,640	0,402	0,402	0,389	3,601	3,564	3,378	3,460	3,422	3,254	3,373	3,380	3,838	3,709	3,306
Ti		0,332	0,421	0,531	0,488	0,341	0,331	0,335	0,058	0,109	0,193	0,119	0,178	0,189	0,153	0,171	0,013	0,072	0,135
Cr		0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,023	0,007	0,000	0,008	0,007	0,018
V		0,032	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,088	0,032	0,035	0,000	0,024	0,144
Fe^{2+}		0,852	2,603	2,331	2,234	2,257	2,299	2,323	0,000	0,037	0,075	0,114	0,093	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,039	0,037	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		3,690	2,553	2,194	2,120	2,742	2,699	2,793	0,368	0,311	0,363	0,340	0,309	0,478	0,456	0,442	0,117	0,189	0,460
Ni		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Oct		*5,645*	*5,834*	*5,597*	*5,482*	*5,741*	*5,750*	*5,840*	4,027	4,021	4,017	4,033	4,002	4,032	4,021	4,027	3,976	4,001	4,062
Ca		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba		0,000	0,000	0,000	0,082	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,075	0,102	0,092	0,081	0,089	0,083	0,106	0,106	0,134	0,086	0,082
K		1,841	1,792	1,896	1,928	1,959	1,968	1,837	1,895	1,903	1,906	1,929	1,927	1,937	1,905	1,840	1,936	1,880	1,838
Int		*1,841*	*1,792*	*1,896*	*2,010*	*1,959*	*1,968*	*1,837*	1,969	2,005	1,998	2,009	2,016	2,021	2,010	1,946	2,070	1,965	1,919
F		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl		0,015	0,000	0,102	0,030	0,010	0,013	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH		3,985	4,000	3,898	3,970	3,990	3,987	3,978	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Total		19,485	19,626	19,493	19,492	19,700	19,718	19,677	17,996	18,026	18,015	18,042	18,019	18,052	18,031	17,974	18,046	17,967	17,981

Tableau C-6 : Composition chimique des biotites et des muscovites de Lemshuku

Faciès				**GGQF**				**Marbre pur**				**Marbre impur**			
Echantillon		JF011	JF013	JF062	JF136a	JF136a	JF025	JF025	JF025	JF088	JF088	JF094a	JF094a	JF094a
Point		*45*	*86*	*9*	*10*	*11*	*9*	*14*	*15*	*33*	*36*	*64*	*65*	*67*
SiO_2	*%poids*	40,18	40,47	40,91	40,26	40,35	40,56	43,13	42,23	43,75	43,87	43,30	42,81	42,30
TiO_2		1,09	1,17	2,13	1,61	1,63	0,37	0,33	0,34	0,26	0,18	0,39	0,37	0,34
Al_2O_3		17,55	16,07	18,61	18,51	18,08	13,75	13,65	13,57	12,67	12,45	13,39	13,25	13,24
Cr_2O_3		0,00	0,18	0,47	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3		0,00	0,55	1,03	0,59	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO		0,39	0,47	0,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,78	2,49	1,59	1,45	1,27
MnO		0,00	0,36	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		27,01	24,46	22,40	23,50	24,07	28,10	28,03	28,72	28,04	27,92	27,69	28,03	27,60
CaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,31	0,20	0,00	0,00	0,00
BaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,59	1,82	2,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O		0,12	0,00	0,00	0,12	0,15	0,40	0,39	0,43	0,20	0,16	0,00	0,00	0,00
K_2O		10,74	10,53	10,46	10,29	10,06	9,29	8,64	9,05	8,64	8,64	10,13	10,33	10,41
NiO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F		0,00	2,59	1,65	2,68	3,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl		0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,09	0,09
H_2O*		4,36	3,02	3,59	3,04	2,89	4,23	4,34	4,33	4,37	4,35	4,33	4,31	4,26
-O=F		0,00	-1,09	-0,70	-1,13	-1,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
-O=Cl		-0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,03	-0,02	-0,02
Total		101,49	98,77	101,55	99,46	100,06	99,29	100,33	100,73	101,01	100,24	100,92	100,62	99,49
Si	*apfu*	5,504	5,713	5,603	5,603	5,588	5,749	5,957	5,852	5,999	6,047	5,956	5,916	5,914
^{iv}Al		2,496	2,287	2,397	2,397	2,412	2,251	2,043	2,148	2,001	1,953	2,044	2,084	2,086
^{vi}Al		0,337	0,386	0,608	0,639	0,540	0,046	0,180	0,068	0,046	0,070	0,127	0,074	0,096
Ti		0,112	0,124	0,219	0,168	0,169	0,040	0,034	0,035	0,027	0,018	0,040	0,039	0,036
Cr		0,000	0,020	0,051	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V		0,000	0,062	0,114	0,066	0,108	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}		0,045	0,056	0,068	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,319	0,287	0,182	0,168	0,148
Mn		0,000	0,043	0,047	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		5,517	5,147	4,574	4,876	4,970	5,938	5,772	5,932	5,732	5,738	5,679	5,775	5,752
Ni		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Oct		*6,012*	*5,838*	*5,679*	*5,749*	*5,798*	*6,024*	*5,985*	*6,035*	*6,124*	*6,112*	*6,029*	*6,056*	*6,031*
Ca		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,046	0,030	0,000	0,000	0,000
Ba		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,144	0,098	0,112	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,033	0,000	0,000	0,032	0,041	0,109	0,105	0,115	0,052	0,043	0,000	0,000	0,000
K		1,877	1,896	1,828	1,826	1,777	1,681	1,523	1,600	1,511	1,520	1,778	1,821	1,857
Int		*1,910*	*1,896*	*1,828*	*1,858*	*1,818*	*1,934*	*1,726*	*1,828*	*1,609*	*1,592*	*1,778*	*1,821*	*1,857*
F		0,000	1,157	0,716	1,179	1,328	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl		0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,029	0,022	0,022
OH		3,987	2,843	3,284	2,821	2,672	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,971	3,978	3,978
Total		19,922	19,733	19,508	19,607	19,616	19,958	19,712	19,863	19,732	19,705	19,807	19,877	19,888

Tableau C-7 : Composition chimique des phlogopites (1/2) de Lemshuku

Faciès		CSG				CSGB$_I$								CSGB$_{II}$	CSGS				Nodule à tsavorite N$_I$	
Echantillon		JF125	JF125	JF125	JF125(2)	JF125(11)	JF125(13)	JF125(13)	JF125(13)	JF125(13)	JF125(13)	JF125(13)	JF128	JF131c	JF137	JF137	JF137	JF137	JF131a	JF131a
Point		*2*	*3*	*8*	*21*	*49*	*54*	*55*	*57*	*60*	*62*	*63*	*114*	*77*	*38*	*41*	*43*	*46*	*31*	*32*
SiO_2	*%poids*	41,02	41,72	41,54	41,23	42,26	41,34	41,24	40,67	41,06	41,31	40,66	40,94	41,25	40,93	40,99	41,37	41,62	41,70	41,66
TiO_2		1,55	1,55	1,20	0,85	0,59	0,75	0,77	0,80	0,74	0,77	0,69	1,34	0,62	1,21	1,20	1,31	1,19	0,52	0,57
Al_2O_3		16,86	17,19	16,12	16,48	14,17	14,79	14,81	14,84	14,79	14,57	14,76	14,72	15,22	15,44	15,74	15,86	15,75	15,12	14,92
Cr_2O_3		0,09	0,15	0,09	0,28	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,40	0,00	0,45	0,40	0,49	0,44	0,00	0,08
V_2O_3		0,21	0,18	0,16	0,51	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,35	0,00	0,25	0,28	0,26	0,29	0,45	0,52
FeO		0,51	0,82	0,51	1,28	0,00	0,34	0,00	0,00	0,00	0,48	0,33	0,50	0,00	0,40	0,42	0,31	0,65	0,54	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,36	0,00	0,44	0,51	0,29	0,73	0,49	0,60
MgO		24,75	24,79	26,20	25,19	28,37	27,12	27,14	27,22	27,23	27,10	27,63	26,92	26,56	26,08	26,25	25,58	25,63	26,35	25,83
CaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O		0,00	0,11	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O		10,49	10,63	10,46	10,16	10,54	10,12	10,44	10,42	10,49	10,40	9,93	10,62	10,12	10,43	10,52	10,55	10,50	10,83	11,05
NiO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F		2,33	2,56	2,94	3,43	4,91	3,56	3,88	3,53	4,84	3,69	4,50	2,35	3,63	2,93	2,29	3,35	2,25	3,40	2,75
Cl		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O*		3,22	3,18	2,97	2,72	2,02	2,59	2,44	2,58	1,97	2,53	2,12	3,21	2,54	2,92	3,25	2,74	3,29	2,71	2,98
-O=F		-0,98	-1,08	-1,24	-1,45	-2,07	-1,50	-1,63	-1,49	-2,04	-1,55	-1,90	-0,99	-1,53	-1,23	-0,96	-1,41	-0,95	-1,43	-1,16
-O=Cl		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		100,04	101,80	101,06	101,27	101,03	99,12	99,08	98,56	99,09	99,29	98,73	100,71	98,51	100,23	100,88	100,71	101,40	100,68	99,79
Si	*apfu*	5,692	5,698	5,714	5,690	5,820	5,788	5,782	5,736	5,766	5,790	5,725	5,685	5,800	5,698	5,670	5,724	5,729	5,788	5,826
^{iv}Al		2,308	2,302	2,286	2,310	2,180	2,212	2,218	2,264	2,234	2,210	2,275	2,315	2,200	2,302	2,330	2,276	2,271	2,212	2,174
^{vi}Al		0,449	0,465	0,327	0,371	0,120	0,229	0,229	0,202	0,214	0,196	0,174	0,094	0,321	0,230	0,235	0,311	0,284	0,260	0,284
Ti		0,162	0,159	0,124	0,088	0,061	0,079	0,081	0,085	0,078	0,081	0,073	0,140	0,065	0,127	0,125	0,136	0,124	0,054	0,059
Cr		0,010	0,017	0,010	0,030	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,043	0,000	0,049	0,044	0,053	0,047	0,000	0,008
V		0,023	0,020	0,017	0,056	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,039	0,000	0,028	0,032	0,029	0,033	0,050	0,058
Fe^{2+}		0,059	0,093	0,059	0,148	0,000	0,040	0,000	0,000	0,000	0,056	0,039	0,058	0,000	0,047	0,049	0,036	0,075	0,063	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,069	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,042	0,000	0,051	0,059	0,034	0,085	0,058	0,071
Mg		5,120	5,046	5,373	5,182	5,824	5,661	5,671	5,722	5,701	5,663	5,799	5,573	5,567	5,412	5,413	5,275	5,260	5,453	5,385
Ni		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Oct		*5,823*	*5,801*	*5,910*	*5,944*	*6,031*	*6,009*	*5,980*	*6,009*	*5,992*	*5,996*	*6,085*	*5,989*	*5,953*	*5,944*	*5,957*	*5,874*	*5,908*	*5,938*	*5,867*
Ca		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,000	0,029	0,028	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,029	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K		1,856	1,851	1,836	1,788	1,851	1,807	1,868	1,874	1,879	1,860	1,784	1,881	1,815	1,852	1,856	1,862	1,844	1,918	1,971
Int		*1,856*	*1,880*	*1,864*	*1,788*	*1,851*	*1,807*	*1,868*	*1,874*	*1,879*	*1,860*	*1,784*	*1,881*	*1,844*	*1,852*	*1,856*	*1,862*	*1,844*	*1,918*	*1,971*
F		1,021	1,106	1,277	1,498	2,140	1,578	1,718	1,575	2,150	1,635	2,005	1,030	1,615	1,290	1,000	1,466	0,978	1,493	1,218
Cl		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH		2,979	2,894	2,723	2,502	1,860	2,422	2,282	2,425	1,850	2,365	1,995	2,970	2,385	2,710	3,000	2,534	3,022	2,507	2,782
Total		19,679	19,681	19,774	19,733	19,882	19,816	19,848	19,883	19,871	19,856	19,870	19,870	19,797	19,797	19,813	19,736	19,752	19,856	19,838

Tableau C-8 : Composition chimique des phlogopites (2/2) de Lemshuku

Faciès		CSG					CSGS									Marbre impur				
Echantillon		JF125(2)	JF125(2)	JF125(3)	JF125(3)	JF125(3)	JF135a	JF136c	JF136c	JF136c	JF136c	JF137	JF137	JF137	JF137	JF081	JF081	JF094a	JF094a	JF094a
Point		*15*	*22*	*27*	*28*	*30*	*61*	*25*	*32*	*37*	*45*	*31*	*33*	*36*	*42*	*23*	*30*	*49*	*60*	*66*
SiO_2	*%poids*	54,09	55,11	55,16	54,85	54,65	55,05	54,38	54,64	54,59	54,13	52,70	54,28	55,50	55,09	55,58	55,54	54,95	54,52	54,74
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		2,08	1,92	0,98	1,05	1,23	1,32	1,15	1,75	1,59	1,59	2,74	1,73	1,38	1,14	0,00	0,00	0,15	1,23	0,11
Cr_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,10	0,13	0,57	0,26	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3		0,30	0,00	0,00	0,00	0,24	0,52	0,19	1,00	0,85	0,79	1,50	1,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,28	2,53	1,22
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,37	0,54	0,46	0,62	0,41	0,45	0,42	0,00	0,77	0,00	0,00	0,30	0,30	0,00
MgO		18,38	18,66	18,86	18,86	18,88	18,13	18,67	17,96	17,81	18,12	17,02	17,96	18,89	18,75	19,93	19,69	19,11	17,56	19,04
CaO		25,08	25,91	25,68	25,83	26,11	25,65	25,49	25,10	25,24	24,92	24,40	24,74	25,55	24,72	26,39	26,22	25,79	24,95	25,44
Na_2O		0,26	0,35	0,18	0,21	0,20	0,27	0,18	0,30	0,41	0,40	0,61	0,41	0,27	0,24	0,00	0,00	0,13	0,48	0,00
K_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		100,19	101,94	100,87	100,79	101,31	101,30	100,60	101,33	101,21	100,49	99,98	100,86	101,59	100,78	101,90	101,46	101,71	101,57	100,54
Si	*apfu*	1,946	1,950	1,972	1,964	1,951	1,965	1,956	1,951	1,954	1,949	1,914	1,947	1,968	1,972	1,972	1,977	1,966	1,959	1,975
^{iv}Al		0,054	0,050	0,028	0,036	0,049	0,035	0,044	0,049	0,046	0,051	0,086	0,053	0,032	0,028	0,000	0,000	0,006	0,041	0,005
^{vi}Al		0,034	0,030	0,013	0,009	0,003	0,020	0,005	0,024	0,021	0,017	0,031	0,020	0,025	0,020	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,003	0,004	0,016	0,007	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V		0,009	0,000	0,000	0,000	0,007	0,015	0,005	0,029	0,024	0,023	0,044	0,031	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,038	0,076	0,037
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,016	0,014	0,019	0,013	0,014	0,013	0,000	0,023	0,000	0,000	0,009	0,009	0,000
Mg		0,986	0,984	1,005	1,007	1,005	0,964	1,001	0,956	0,950	0,973	0,921	0,960	0,999	1,000	1,054	1,045	1,019	0,941	1,024
Ca		0,967	0,983	0,984	0,991	0,999	0,981	0,982	0,960	0,968	0,961	0,949	0,951	0,970	0,948	1,003	1,000	0,988	0,961	0,983
Na		0,018	0,024	0,013	0,014	0,014	0,018	0,013	0,021	0,029	0,028	0,043	0,028	0,019	0,017	0,000	0,000	0,009	0,033	0,000
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total		4,015	4,022	4,014	4,021	4,027	4,010	4,023	4,007	4,013	4,018	4,019	4,011	4,013	4,011	4,028	4,023	4,036	4,031	4,023
X_{Mg}		1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,964	0,925	0,965
Wollastonite (Ca)	*%molécule*	49,5	50,0	49,5	49,6	49,9	50,4	49,5	50,1	50,5	49,7	50,7	49,8	49,3	48,7	48,8	48,9	48,3	48,6	48,1
Enstatite (Mg)		50,5	50,0	50,5	50,4	50,1	49,6	50,5	49,9	49,5	50,3	49,3	50,2	50,7	51,3	51,2	51,1	49,8	47,6	50,1
Ferrosilite (Fe^{2+})		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	3,8	1,8

Tableau C-9 : Composition chimique des diopsides (1/4) de Lemshuku

Faciès		**CSGB$_I$**										
Echantillon		JF125(11)	JF125(11)	JF125(11)	JF125(11)	JF125(11)	JF125(13)	JF125(13)	JF125(13)	JF125(13)	JF125(13)	JF125(13)
Point		*46*	*48*	*51*	*53*	*57*	*50*	*51*	*52*	*58*	*65*	*67*
SiO_2	*%poids*	54,79	55,69	54,85	54,65	54,93	53,58	53,57	54,08	53,98	54,12	54,34
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		0,84	0,60	0,91	1,67	0,94	1,12	1,41	1,03	1,02	0,88	0,89
Cr_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34
MgO		18,96	19,13	19,08	18,44	19,25	18,90	18,72	19,05	18,90	18,95	19,25
CaO		25,82	26,13	25,55	25,55	26,31	26,16	26,14	26,15	26,04	26,38	26,18
Na_2O		0,15	0,00	0,22	0,25	0,14	0,25	0,18	0,17	0,16	0,15	0,15
K_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		100,56	101,54	100,60	100,55	101,57	100,08	100,06	100,48	100,10	100,48	101,15
Si	*apfu*	1,967	1,978	1,967	1,959	1,955	1,941	1,939	1,948	1,951	1,951	1,947
^{iv}Al		0,033	0,022	0,033	0,041	0,039	0,048	0,060	0,044	0,043	0,037	0,038
^{vi}Al		0,002	0,003	0,005	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010
Mg		1,015	1,013	1,020	0,985	1,022	1,020	1,010	1,023	1,018	1,018	1,028
Ca		0,993	0,994	0,982	0,982	1,004	1,015	1,014	1,009	1,008	1,019	1,005
Na		0,011	0,000	0,015	0,017	0,010	0,017	0,013	0,012	0,011	0,010	0,011
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Total		4,021	4,010	4,022	4,014	4,030	4,045	4,038	4,036	4,033	4,036	4,039
X_{Mg}		1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Wollastonite (Ca)	*%molécule*	49,5	49,5	49,1	49,9	49,6	49,9	50,1	49,7	49,8	50,0	49,4
Enstatite (Mg)		50,5	50,5	50,9	50,1	50,4	50,1	49,9	50,3	50,2	50,0	50,6
Ferrosilite (Fe^{2+})		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Tableau C-10 : Composition chimique des diopsides (2/4) de Lemshuku

Faciès		$CSGB_I$										$CSGB_{II}$						$CSGB_{III}$
Echantillon		JF123	JF123b	JF123b	JF123b	JF123b	JF123b	JF128	JF128	JF128	JF128	JF131c	JF131c	JF131c	JF131c	JF131c	JF131c	JF135b
Point		*104*	*33*	*35*	*42*	*46*	*47*	*108*	*110*	*112*	*113*	*72*	*75*	*76*	*77*	*78*	*79*	*22*
SiO_2	*%poids*	54,72	54,11	53,62	54,02	53,61	53,76	54,53	54,39	54,19	54,19	53,99	54,09	53,89	55,25	55,46	55,84	54,34
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		0,82	0,93	1,28	0,68	0,70	0,75	1,29	0,88	1,32	1,21	0,75	0,90	1,40	1,01	1,04	0,98	1,14
Cr_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,19	0,16	0,00	0,00	0,18
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,31	0,00	0,45	0,00	0,50
MgO		19,05	19,11	18,76	19,05	19,19	18,92	18,85	19,12	19,27	19,02	18,92	18,96	18,57	18,61	19,21	18,97	18,55
CaO		25,21	26,11	25,86	26,09	26,22	26,29	25,79	25,75	25,66	25,79	26,18	26,25	25,82	25,62	25,26	25,52	25,81
Na_2O		0,19	0,20	0,22	0,13	0,13	0,17	0,21	0,22	0,15	0,23	0,14	0,13	0,18	0,16	0,22	0,16	0,14
K_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		99,99	100,46	99,74	99,97	99,86	100,06	100,67	100,36	100,59	100,43	100,27	100,46	100,36	100,82	101,63	101,46	100,66
Si	*apfu*	1,972	1,950	1,945	1,956	1,946	1,948	1,956	1,958	1,946	1,950	1,952	1,950	1,945	1,975	1,968	1,980	1,955
^{iv}Al		0,028	0,039	0,055	0,029	0,030	0,032	0,044	0,037	0,054	0,050	0,032	0,038	0,055	0,025	0,032	0,020	0,045
^{vi}Al		0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,004	0,018	0,012	0,021	0,003
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,006	0,005	0,000	0,000	0,005
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,009	0,000	0,013	0,000	0,015
Mg		1,023	1,026	1,015	1,028	1,039	1,022	1,008	1,026	1,032	1,021	1,020	1,019	0,999	0,992	1,017	1,003	0,995
Ca		0,974	1,008	1,005	1,012	1,020	1,021	0,991	0,993	0,988	0,995	1,014	1,014	0,998	0,981	0,960	0,970	0,995
Na		0,013	0,014	0,015	0,009	0,009	0,012	0,014	0,015	0,010	0,016	0,010	0,009	0,013	0,011	0,015	0,011	0,010
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total		4,017	4,038	4,035	4,034	4,044	4,040	4,024	4,030	4,031	4,032	4,037	4,033	4,029	4,007	4,017	4,004	4,023
X_{Mg}		1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Wollastonite (Ca)	*%molécule*	48,7	49,5	49,8	49,6	49,5	50,0	49,6	49,2	48,9	49,4	49,9	49,9	50,0	49,7	48,6	49,2	50,0
Enstatite (Mg)		51,3	50,5	50,2	50,4	50,5	50,0	50,4	50,8	51,1	50,6	50,1	50,1	50,0	50,3	51,4	50,8	50,0
Ferrosilite (Fe^{2+})		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Tableau C-11 : Composition chimique des diopsides (3/4) de Lemshuku

Faciès		Eponte des veines de quartz									Nodule à tsavorite N_{II}					Tsavorite de veine (inclusion)
Echantillon		JF125(6)	JF125(6)	JF125(6)	JF125(8)	JF127(3)a	JF127(3)a	JF131a	JF131a	JF131b	JF138a	JF138a	JF138a	JF138a	JF138a	LEM-2
Point		*4*	*8*	*10*	*45*	*100*	*101*	*84*	*86*	*88*	*58*	*60*	*61*	*83*	*91*	*70*
SiO_2	*%poids*	54,29	51,02	53,84	54,29	53,37	52,88	52,64	53,32	55,62	54,21	53,71	53,80	53,27	53,72	55,43
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		0,78	1,31	1,16	0,87	1,18	1,91	0,97	0,66	0,96	0,83	1,21	1,10	1,22	1,66	0,62
Cr_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00
V_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,88	0,00	0,00	0,00	0,15	0,28	0,28	0,33	0,77	0,00
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*		0,00	0,00	0,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,30	0,31	0,00	0,37	0,00	0,34	0,29	0,52	0,39	0,35	0,35	0,00
MgO		19,28	19,61	18,49	18,72	18,65	17,86	19,80	19,60	18,86	18,58	17,22	18,62	18,42	17,93	19,09
CaO		26,11	25,56	25,81	26,03	26,33	26,06	25,15	26,03	25,31	25,67	25,48	25,68	25,94	24,98	26,03
Na_2O		0,00	0,11	0,13	0,16	0,15	0,24	0,18	0,14	0,15	0,13	0,23	0,21	0,24	0,35	0,00
K_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		100,45	97,60	99,81	100,36	100,32	99,92	99,11	99,74	101,25	99,87	98,65	100,08	99,76	99,85	101,18
Si	*apfu*	1,954	1,900	1,953	1,959	1,933	1,922	1,927	1,938	1,979	1,964	1,971	1,948	1,939	1,947	1,976
^{iv}Al		0,033	0,058	0,047	0,037	0,050	0,078	0,042	0,028	0,021	0,036	0,029	0,047	0,052	0,053	0,024
^{vi}Al		0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,020	0,000	0,023	0,000	0,000	0,018	0,002
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
V		0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,026	0,000	0,000	0,000	0,004	0,008	0,008	0,010	0,022	0,000
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,009	0,009	0,000	0,012	0,000	0,010	0,009	0,016	0,012	0,011	0,011	0,000
Mg		1,035	1,089	1,000	1,007	1,007	0,968	1,080	1,062	1,000	1,003	0,942	1,005	0,999	0,969	1,014
Ca		1,007	1,020	1,003	1,006	1,022	1,015	0,986	1,014	0,965	0,996	1,002	0,996	1,011	0,970	0,994
Na		0,000	0,008	0,009	0,011	0,011	0,017	0,013	0,010	0,010	0,009	0,016	0,014	0,017	0,025	0,000
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total		4,029	4,075	4,027	4,029	4,042	4,032	4,059	4,052	4,006	4,021	4,007	4,031	4,039	4,017	4,011
X_{Mg}		1,000	1,000	0,989	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Wollastonite (Ca)	*%molécule*	49,3	48,4	49,8	50,0	50,4	51,2	47,7	48,8	49,1	49,8	51,5	49,8	50,3	50,0	49,5
Enstatite (Mg)		50,7	51,6	49,6	50,0	49,6	48,8	52,3	51,2	50,9	50,2	48,5	50,2	49,7	50,0	50,5
Ferrosilite (Fe^{2+})		0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Tableau C-12 : Composition chimique des diopsides (4/4) de Lemshuku

Faciès		Amphibolite			Pegmatite	CSGB$_I$	MP	Marbre impur															
Echantillon		JF119	JF119	JF119	JF083	JF123b	JF025	JF081	JF081	JF081	JF088	JF088	JF088	JF088	JF088	JF088	JF094a	JF094a	JF094a	JF094a	JF094a	JF094a	JF094a
Point		*45*	*51*	*55*	*18*	*40*	*13*	*18*	*19*	*24*	*22*	*23*	*31*	*32*	*35*	*38*	*51*	*52*	*53*	*55*	*56*	*57*	*63*
SiO_2	*%poids*	45,28	45,53	46,18	39,57	56,49	54,88	58,57	58,44	58,82	57,26	56,79	57,81	55,54	56,95	56,76	57,99	57,18	57,07	57,24	57,95	58,10	55,57
TiO_2		1,10	1,10	1,08	1,16	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		11,99	12,19	13,13	13,58	1,43	4,41	0,00	0,00	0,00	0,59	1,43	0,65	2,50	1,13	1,50	0,56	1,10	1,35	1,01	0,56	0,76	2,65
V_2O_3		0,10	0,08	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*		10,23	10,18	10,37	18,71	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,25	2,40	2,17	2,30	1,55	1,59	1,57	1,38	1,54	1,31	1,17	1,11	1,89
MnO		0,00	0,00	0,00	0,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		13,74	14,10	13,91	8,28	25,01	24,72	26,37	25,42	26,02	24,51	24,14	24,23	23,67	24,72	24,44	24,85	24,82	24,64	24,94	25,17	25,16	23,85
CaO		11,67	11,56	11,59	11,27	14,04	13,28	12,72	12,92	13,10	13,48	13,29	13,60	13,41	13,17	13,27	13,19	13,24	13,07	13,32	13,03	13,35	12,98
Na_2O		1,58	1,47	1,42	1,44	0,15	1,35	1,23	1,11	0,82	0,42	0,67	0,40	0,88	0,62	0,78	0,45	0,62	0,70	0,61	0,50	0,40	1,04
K_2O		0,40	0,39	0,39	1,94	0,16	0,48	0,09	0,07	0,05	0,13	0,33	0,12	0,46	0,30	0,43	0,24	0,44	0,47	0,40	0,31	0,27	0,49
NiO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O*		2,04	2,06	2,09	1,93	2,19	2,22	2,23	2,21	2,23	2,20	2,21	2,21	2,19	2,20	2,20	2,22	2,21	2,21	2,21	2,22	2,23	2,19
-O=F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
-O=Cl		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		98,14	98,66	100,24	98,36	99,47	101,50	101,20	100,16	101,03	100,85	101,25	101,20	100,95	100,64	100,98	101,06	100,99	101,04	101,03	100,91	101,36	100,67
Si	*apfu*	6,639	6,629	6,608	6,149	7,731	7,404	7,863	7,919	7,898	7,796	7,720	7,833	7,594	7,753	7,716	7,844	7,758	7,743	7,760	7,838	7,822	7,599
^{iv}Al		1,361	1,371	1,392	1,851	0,230	0,596	0,000	0,000	0,000	0,095	0,229	0,104	0,403	0,182	0,241	0,089	0,175	0,215	0,161	0,089	0,120	0,401
^{vi}Al		0,711	0,722	0,823	0,637	0,000	0,105	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026
Ti		0,121	0,121	0,116	0,136	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V		0,012	0,009	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}		1,255	1,240	1,241	2,432	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,257	0,273	0,246	0,263	0,176	0,181	0,177	0,157	0,174	0,149	0,132	0,125	0,216
Mn		0,000	0,000	0,000	0,064	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		3,003	3,061	2,968	1,917	5,101	4,972	5,277	5,135	5,208	4,975	4,891	4,895	4,824	5,017	4,953	5,011	5,019	4,984	5,040	5,076	5,050	4,862
Ca		1,834	1,803	1,776	1,876	2,059	1,920	1,829	1,876	1,884	1,967	1,935	1,974	1,965	1,921	1,932	1,912	1,925	1,900	1,935	1,889	1,926	1,902
Na		0,449	0,414	0,394	0,434	0,039	0,354	0,320	0,291	0,214	0,110	0,176	0,106	0,232	0,162	0,206	0,117	0,163	0,184	0,160	0,132	0,103	0,276
K		0,074	0,073	0,070	0,384	0,027	0,082	0,015	0,012	0,008	0,022	0,058	0,021	0,080	0,051	0,075	0,042	0,077	0,082	0,069	0,054	0,046	0,085
Ni		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH		2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total		17,459	17,443	17,396	17,880	17,188	17,448	17,304	17,233	17,213	17,222	17,282	17,179	17,361	17,263	17,304	17,192	17,274	17,282	17,274	17,210	17,192	17,368
X_{Mg}		0,705	0,712	0,705	0,441	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,951	0,947	0,952	0,948	0,966	0,965	0,966	0,970	0,966	0,971	0,975	0,976	0,958
Ca_B		1,834	1,803	1,776	1,876	2,000	1,920	1,829	1,876	1,884	1,967	1,935	1,974	1,965	1,921	1,932	1,912	1,925	1,900	1,935	1,889	1,926	1,902
$(Na)_B$		0,166	0,197	0,224	0,124	0,000	0,080	0,171	0,124	0,116	0,033	0,065	0,026	0,035	0,079	0,068	0,088	0,075	0,100	0,065	0,111	0,074	0,098
$(Ca+Na)_B$		2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Ca_A		0,000	0,000	0,000	0,000	0,059	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
$(Na+K)_A$		0,357	0,290	0,240	0,695	0,066	0,356	0,164	0,179	0,107	0,100	0,168	0,101	0,277	0,135	0,213	0,071	0,165	0,165	0,164	0,074	0,076	0,264

Tableau C-13 : Composition chimique des amphiboles de Lemshuku

Faciès		CSG	CSGB$_{III}$					Eponte des veines de quartz										Nodule à tsavorite N$_{II}$			
Echantillon		JF125	JF135b	JF135b	JF135b	JF135b	JF135b	JF125(6)	JF125(6)	JF125(7)	JF125(7)	JF125(8)	JF125(8)	JF125(8)	JF131b	JF131b	JF131b	JF138a	JF138a	JF138a	JF138a
Point		*12*	*2*	*4*	*15*	*18*	*20*	*2*	*9*	*14*	*18*	*33*	*34*	*43*	*85*	*88*	*89*	*59*	*87*	*88*	*92*
SiO_2	*%poids*	43,37	44,27	43,72	44,52	47,09	44,02	43,35	42,88	42,85	42,34	44,64	43,61	43,43	43,90	45,29	43,21	43,61	44,28	44,12	43,95
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		28,80	28,51	28,87	28,34	28,14	28,78	28,19	28,36	28,37	28,72	28,60	28,91	28,94	28,46	29,30	28,47	27,94	28,09	28,11	28,03
FeO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO		19,99	19,68	19,70	19,22	18,40	19,31	19,35	19,71	19,77	20,43	19,70	19,87	20,18	19,87	19,65	20,15	18,99	19,04	19,01	18,40
Na_2O		2,23	2,45	2,41	2,54	2,64	2,52	2,36	2,37	2,30	2,29	2,46	2,22	2,17	2,49	2,25	2,25	2,80	2,99	2,99	2,87
K_2O		0,12	0,18	0,18	0,19	0,17	0,19	0,14	0,15	0,20	0,16	0,16	0,20	0,14	0,17	0,15	0,14	0,23	0,21	0,20	0,21
F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl		0,04	0,12	0,10	0,13	0,14	0,12	0,07	0,06	0,08	0,05	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05	0,07	0,11	0,11	0,13	0,11
SO_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO_2		4,67	4,61	4,62	4,59	4,73	4,61	4,59	4,59	4,56	4,59	4,70	4,67	4,66	4,66	4,81	4,60	4,54	4,59	4,55	4,56
-O=F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
-O=Cl		-0,01	-0,03	-0,02	-0,03	-0,03	-0,03	-0,02	-0,01	-0,02	-0,01	-0,02	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,02	-0,03	-0,03	-0,02
Total		99,21	99,78	99,57	99,50	101,53	99,51	98,02	98,11	98,10	98,56	100,30	99,53	99,56	99,58	101,49	98,89	98,19	99,28	99,07	98,11
Si^{4+}	*apfu*	6,732	6,822	6,749	6,856	7,041	6,778	6,793	6,744	6,741	6,669	6,838	6,736	6,722	6,803	6,809	6,755	6,837	6,867	6,854	6,851
Al^{3+}		5,268	5,178	5,251	5,144	4,959	5,222	5,207	5,256	5,259	5,331	5,162	5,264	5,278	5,197	5,191	5,245	5,163	5,133	5,146	5,149
Ti^{4+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,033	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,033	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca^{2+}		3,324	3,249	3,257	3,171	2,948	3,186	3,249	3,321	3,332	3,447	3,233	3,289	3,347	3,299	3,165	3,375	3,189	3,164	3,163	3,072
Na^{+}		0,671	0,732	0,722	0,759	0,765	0,751	0,717	0,723	0,701	0,698	0,730	0,665	0,650	0,747	0,656	0,683	0,851	0,899	0,899	0,868
K^{+}		0,024	0,036	0,036	0,037	0,032	0,038	0,027	0,031	0,040	0,032	0,030	0,040	0,028	0,033	0,028	0,028	0,045	0,041	0,039	0,042
F		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl		0,010	0,031	0,027	0,034	0,034	0,031	0,018	0,015	0,020	0,012	0,018	0,014	0,015	0,014	0,012	0,017	0,028	0,029	0,034	0,029
S		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
C		0,990	0,969	0,973	0,966	0,966	0,969	0,982	0,985	0,980	0,988	0,982	0,986	0,985	0,986	0,988	0,983	0,972	0,971	0,966	0,971
Total		17,019	17,016	17,015	16,968	16,812	16,975	16,992	17,074	17,073	17,177	16,994	16,994	17,025	17,079	16,849	17,086	17,085	17,105	17,101	16,981
%Méionite		82,7	80,9	81,1	79,9	79,1	80,1	81,4	81,5	81,8	82,5	81,0	82,4	83,1	80,9	82,2	82,6	78,1	77,1	77,1	77,2
Na/(Na+Ca)		0,168	0,184	0,182	0,193	0,206	0,191	0,181	0,179	0,174	0,168	0,184	0,168	0,163	0,185	0,172	0,168	0,211	0,221	0,221	0,220
Al/(Al+Si)		0,439	0,432	0,438	0,429	0,413	0,435	0,434	0,438	0,438	0,444	0,430	0,439	0,440	0,433	0,433	0,437	0,430	0,428	0,429	0,429

Tableau C-14 : Composition chimique des scapolites (1/2) de Lemshuku

Faciès		**CSGS**																
Echantillon		JF135a	JF135a	JF135a	JF135a	JF136b	JF136b	JF136c	JF136c	JF136c	JF136c	JF136c	JF136c	JF137	JF137	JF137	JF137	JF137
Point		*47*	*49*	*52*	*55*	*19*	*23*	*26*	*29*	*31*	*38*	*42*	*44*	*28*	*35*	*37*	*40*	*44*
SiO_2	*%poids*	44,30	44,73	44,38	45,11	44,94	44,42	45,23	44,65	44,62	44,98	44,94	44,21	45,71	46,04	45,49	46,53	46,61
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		28,14	28,82	27,94	28,07	28,53	28,53	28,20	27,95	27,89	28,18	28,02	28,26	27,65	27,62	27,28	27,69	27,43
FeO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO		19,14	19,77	18,68	18,86	19,62	19,00	19,29	19,14	19,05	19,57	19,26	19,20	18,29	18,34	18,32	18,57	18,05
Na_2O		2,73	2,52	2,69	2,75	2,68	2,72	2,60	2,73	2,79	2,75	2,83	2,71	3,12	3,03	3,17	2,95	3,24
K_2O		0,22	0,19	0,24	0,25	0,21	0,20	0,19	0,20	0,19	0,19	0,17	0,17	0,32	0,31	0,29	0,29	0,37
F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl		0,19	0,18	0,18	0,17	0,07	0,09	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,09	0,21	0,22	0,25	0,26	0,30
SO_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO_2		4,49	4,59	4,49	4,56	4,70	4,66	4,70	4,63	4,63	4,68	4,66	4,62	4,51	4,53	4,42	4,51	4,44
-O=F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
-O=Cl		-0,04	-0,04	-0,04	-0,04	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,05	-0,05	-0,06	-0,06	-0,07
Total		99,18	100,74	98,55	99,74	100,74	99,59	100,25	99,37	99,22	100,40	99,93	99,35	99,76	100,04	99,16	100,74	100,38
Si^{4+}	*apfu*	6,863	6,821	6,889	6,923	6,865	6,830	6,917	6,906	6,910	6,904	6,918	6,844	7,006	7,030	7,031	7,053	7,085
Al^{3+}		5,137	5,179	5,111	5,077	5,135	5,170	5,083	5,094	5,090	5,096	5,082	5,156	4,994	4,970	4,969	4,947	4,915
Ti^{4+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca^{2+}		3,177	3,231	3,106	3,101	3,210	3,129	3,161	3,171	3,161	3,217	3,176	3,185	3,003	3,001	3,034	3,015	2,940
Na^{+}		0,820	0,744	0,809	0,818	0,795	0,811	0,771	0,818	0,837	0,819	0,843	0,813	0,928	0,898	0,950	0,867	0,954
K^{+}		0,044	0,037	0,047	0,049	0,041	0,040	0,036	0,040	0,037	0,037	0,033	0,034	0,062	0,061	0,057	0,056	0,071
F		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl		0,050	0,045	0,048	0,044	0,019	0,022	0,019	0,022	0,022	0,019	0,020	0,024	0,056	0,056	0,066	0,067	0,078
S		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
C		0,950	0,955	0,952	0,956	0,981	0,978	0,981	0,978	0,978	0,981	0,980	0,976	0,944	0,944	0,934	0,933	0,922
Total		17,041	17,011	16,962	16,968	17,046	16,980	16,967	17,028	17,035	17,074	17,052	17,059	16,993	16,960	17,041	16,937	16,965
%Méionite		78,6	80,5	78,4	78,1	79,3	78,6	79,7	78,7	78,3	79,0	78,4	79,1	75,2	75,8	75,1	76,6	74,2
Na/(Na+Ca)		0,205	0,187	0,207	0,209	0,198	0,206	0,196	0,205	0,209	0,203	0,210	0,203	0,236	0,230	0,238	0,223	0,245
Al/(Al+Si)		0,428	0,432	0,426	0,423	0,428	0,431	0,424	0,425	0,424	0,425	0,424	0,430	0,416	0,414	0,414	0,412	0,410

Tableau C-15 : Composition chimique des scapolites (2/2) de Lemshuku

Faciès		GAB			CSGB$_{III}$				CSGS									Eponte des veines de quartz	
					Auréole+scapolite			Cœur	Auréole+scapolite								Cœur		
Echantillon		JF118	JF120	JF134	JF135b	JF135b	JF135b	JF135b	JF135a	JF135a	JF135a	JF135a	JF136b	JF137	JF137	JF137	JF137	JF131b	JF131b
Point		*38*	*24*	*39*	*3*	*16*	*17*	*14*	*56*	*57*	*66*	*67*	*18*	*30*	*64*	*65*	*27*	*90*	*91*
SiO_2	*%poids*	37,02	37,40	38,10	37,42	37,73	37,32	38,83	37,67	38,22	37,31	37,36	37,73	36,57	36,56	37,07	39,46	36,44	36,62
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,24	0,41	1,00	0,35	0,58	0,36	0,74	1,29	1,09	0,42	0,27	0,00	0,35	0,39	0,42
Al_2O_3		21,41	21,36	21,87	10,77	13,91	12,02	20,86	14,67	13,47	12,99	13,51	11,12	6,84	8,05	7,46	20,78	9,62	8,95
Cr_2O_3		0,00	0,00	0,00	3,04	1,98	2,33	0,35	1,28	1,47	1,60	1,46	1,23	5,60	6,78	6,30	0,86	2,42	2,74
Fe_2O_3*		0,00	0,56	1,20	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3		0,00	0,00	0,00	13,28	9,95	11,21	2,11	8,42	10,78	11,38	10,21	14,02	15,33	13,22	14,48	2,13	15,40	15,79
FeO*		29,91	33,13	25,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		4,18	1,23	2,39	4,37	1,42	2,75	1,01	4,09	2,05	1,89	1,31	1,21	3,08	5,10	4,50	1,22	0,82	0,81
MgO		4,06	4,74	4,88	0,54	0,52	0,76	0,57	0,80	0,52	0,45	0,39	0,39	0,76	0,60	0,75	0,54	0,54	0,58
CaO		1,80	1,47	7,36	31,06	33,89	32,52	35,60	31,40	33,48	33,64	34,28	34,46	31,19	30,32	30,19	35,01	34,71	34,28
Total		98,39	99,89	100,82	101,14	99,81	99,90	99,68	98,91	100,33	99,99	99,81	101,24	99,79	100,89	100,75	100,33	100,32	100,18
Si	*apfu*	2,993	2,980	2,963	2,953	2,954	2,947	2,952	2,973	2,981	2,934	2,931	2,948	2,963	2,937	2,976	2,976	2,905	2,926
^{iv}Al		0,007	0,020	0,037	0,047	0,046	0,053	0,048	0,027	0,019	0,066	0,069	0,052	0,037	0,063	0,024	0,024	0,095	0,074
		3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al		2,033	1,986	1,967	0,955	1,237	1,066	1,820	1,336	1,218	1,138	1,179	0,972	0,616	0,699	0,682	1,824	0,808	0,768
Ti		0,000	0,000	0,000	0,014	0,024	0,060	0,020	0,034	0,021	0,044	0,076	0,064	0,026	0,016	0,000	0,020	0,023	0,025
Cr		0,000	0,000	0,000	0,190	0,123	0,145	0,021	0,080	0,091	0,099	0,090	0,076	0,358	0,431	0,400	0,051	0,153	0,173
Fe^{3+}		0,000	0,033	0,070	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,840	0,624	0,710	0,129	0,533	0,674	0,718	0,642	0,878	0,996	0,851	0,932	0,129	0,984	1,012
		2,033	*2,020*	*2,037*	*2,023*	*2,009*	*1,981*	*1,990*	*1,983*	*2,004*	*1,999*	*1,988*	*1,990*	*1,996*	*1,997*	*2,014*	*2,023*	*1,968*	*1,978*
Fe^{2+}		2,023	2,208	1,626	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,287	0,083	0,157	0,292	0,094	0,184	0,065	0,273	0,135	0,126	0,087	0,080	0,211	0,347	0,306	0,078	0,055	0,055
Mg		0,489	0,563	0,566	0,063	0,061	0,090	0,064	0,094	0,060	0,052	0,046	0,046	0,092	0,071	0,090	0,060	0,064	0,069
Ca		0,156	0,126	0,613	2,626	2,843	2,752	2,899	2,655	2,797	2,834	2,881	2,884	2,708	2,609	2,597	2,829	2,964	2,934
		2,955	*2,980*	*2,963*	*2,981*	*2,998*	*3,025*	*3,029*	*3,022*	*2,993*	*3,012*	*3,014*	*3,010*	*3,011*	*3,027*	*2,992*	*2,967*	*3,084*	*3,057*
Total		7,987	8,000	8,000	8,005	8,007	8,006	8,019	8,005	7,997	8,011	8,002	7,999	8,008	8,025	8,005	7,990	8,052	8,035
Pyrope	*%molécule*	16,6	18,9	19,1	2,1	2,0	3,0	2,1	3,1	2,0	1,7	1,5	1,5	3,1	2,4	3,0	2,0	2,1	2,3
Almandin		68,5	74,1	54,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine		9,7	2,8	5,3	9,8	3,1	6,1	2,2	9,0	4,5	4,2	2,9	2,7	7,0	11,5	10,2	2,6	1,8	1,8
Andradite		0,0	1,7	3,4	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite		0,0	0,0	0,0	9,4	6,1	7,3	1,1	4,0	4,5	5,0	4,6	3,8	18,0	21,6	19,9	2,5	7,7	8,8
Goldmanite		0,0	0,0	0,0	41,5	31,1	35,8	6,5	26,9	33,6	35,9	32,3	44,1	49,9	42,6	46,3	6,4	50,0	51,1
Grossulaire		5,3	2,6	17,3	36,0	57,6	47,8	88,2	57,0	55,3	53,2	58,7	47,9	22,1	22,0	20,6	86,5	38,4	36,1
		100,0	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*

Tableau C-16 : Composition chimique des grenats (1/3) de Lemshuku

Faciès		Nodule à tsavorite N_I					Nodule à tsavorite N_{II}			
		Auréole		*Cœur*			*Cœur*			
Echantillon		JF131a	JF131a	JF131a	JF131a	JF131a	JF138a	JF138a	JF138a	JF138a
Point		*10*	*13*	*1*	*2*	*3*	*63*	*65*	*75*	*78*
SiO_2	*%poids*	40,43	39,08	38,97	39,70	38,46	38,59	38,70	38,84	40,18
TiO_2		0,38	0,36	0,39	0,40	0,38	0,34	0,36	0,35	0,28
Al_2O_3		22,13	21,38	21,51	21,98	21,12	20,95	21,26	21,00	21,77
Cr_2O_3		0,14	0,18	0,14	0,13	0,12	0,23	0,26	0,23	0,22
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3		0,85	1,01	0,95	0,88	1,00	1,74	1,64	1,82	1,84
FeO*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		1,34	6,48	1,24	1,15	1,19	0,49	0,53	0,00	0,00
MgO		0,59	1,04	0,62	0,63	0,55	0,38	0,43	0,45	0,35
CaO		35,48	29,94	35,72	35,45	35,80	36,13	36,04	36,34	35,87
Total		101,32	99,47	99,52	100,33	98,62	98,85	99,22	99,03	100,50
Si	*apfu*	3,000	2,986	2,958	2,978	2,952	2,954	2,948	2,961	3,001
^{iv}Al		0,000	0,014	0,042	0,022	0,048	0,046	0,052	0,039	0,000
		3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,001*
^{vi}Al		1,934	1,912	1,882	1,921	1,862	1,843	1,857	1,848	1,916
Ti		0,021	0,020	0,022	0,023	0,022	0,020	0,021	0,020	0,016
Cr		0,008	0,011	0,008	0,008	0,007	0,014	0,016	0,014	0,013
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}		0,051	0,062	0,058	0,053	0,062	0,107	0,100	0,111	0,110
		2,014	*2,005*	*1,970*	*2,004*	*1,953*	*1,983*	*1,994*	*1,993*	*2,055*
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,084	0,419	0,080	0,073	0,077	0,032	0,034	0,000	0,000
Mg		0,065	0,118	0,070	0,071	0,063	0,044	0,049	0,051	0,039
Ca		2,820	2,451	2,905	2,849	2,944	2,963	2,942	2,969	2,870
		2,969	*2,989*	*3,055*	*2,993*	*3,084*	*3,038*	*3,025*	*3,020*	*2,909*
Total		7,983	7,994	8,025	7,998	8,037	8,022	8,019	8,013	7,964
Pyrope	*%molécule*	2,2	4,0	2,3	2,4	2,0	1,4	1,6	1,7	1,3
Almandin		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine		2,8	14,0	2,6	2,4	2,5	1,1	1,1	0,0	0,0
Andradite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite		0,4	0,6	0,4	0,4	0,4	0,7	0,8	0,7	0,6
Goldmanite		2,5	3,1	2,9	2,6	3,2	5,4	5,0	5,6	5,3
Grossulaire		92,1	78,4	91,8	92,2	91,9	91,4	91,4	92,0	92,7
		100,0	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*

Tableau C-17 : Composition chimique des grenats (2/3) de Lemshuku

Faciès		Tsavorite de veine de quartz							
		Auréole			*Cœur*				
Echantillon		JF127(3)a	JF127(3)a	JF127(3)a	JF127(3)a	JF131(2)b	JF131(2)c	LEM-2	LEM-2
Point		*95*	*97*	*104*	*92*	*25*	*31*	*68*	*73*
SiO_2	*%poids*	37,37	37,71	37,76	38,87	38,77	38,51	39,47	39,38
TiO_2		0,77	0,99	0,96	0,30	0,36	0,40	0,33	1,01
Al_2O_3		16,58	18,10	17,87	21,80	21,93	22,34	21,57	19,35
Cr_2O_3		1,12	0,87	0,91	0,17	0,12	0,13	0,21	0,50
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3		6,69	4,66	5,05	1,21	0,79	0,69	1,60	3,46
FeO*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		2,03	1,24	1,35	0,59	1,34	1,20	0,38	0,66
MgO		0,58	0,47	0,38	0,53	0,62	0,57	0,37	0,31
CaO		35,00	35,87	35,57	37,25	36,46	36,02	36,83	36,24
Total		100,14	99,90	99,85	100,73	100,39	99,85	100,77	100,92
Si	*apfu*	2,900	2,906	2,913	2,923	2,925	2,915	2,959	2,970
^{iv}Al		0,100	0,094	0,087	0,077	0,075	0,085	0,041	0,030
		3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al		1,416	1,550	1,538	1,855	1,875	1,907	1,864	1,691
Ti		0,045	0,057	0,056	0,017	0,020	0,023	0,018	0,057
Cr		0,069	0,053	0,056	0,010	0,007	0,008	0,012	0,030
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}		0,416	0,288	0,312	0,073	0,048	0,042	0,096	0,209
		1,946	*1,948*	*1,962*	*1,955*	*1,950*	*1,980*	*1,991*	*1,987*
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,133	0,081	0,088	0,038	0,085	0,077	0,024	0,042
Mg		0,067	0,054	0,044	0,059	0,070	0,064	0,042	0,034
Ca		2,910	2,962	2,940	3,001	2,947	2,921	2,958	2,929
		3,109	*3,096*	*3,072*	*3,097*	*3,102*	*3,062*	*3,024*	*3,005*
Total		8,055	8,044	8,034	8,053	8,052	8,041	8,016	7,993
Pyrope	*%molécule*	2,1	1,7	1,4	1,9	2,3	2,1	1,4	1,1
Almandin		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine		4,3	2,6	2,9	1,2	2,7	2,5	0,8	1,4
Andradite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite		3,5	2,7	2,8	0,5	0,4	0,4	0,6	1,5
Goldmanite		21,4	14,8	15,9	3,7	2,4	2,1	4,8	10,5
Grossulaire		68,7	78,2	76,9	92,6	92,2	92,9	92,4	85,4
		100,0	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*	*100,0*

Tableau C-18 : Composition chimique des grenats (3/3) de Lemshuku

Faciès		**Pegmatite**	**CSGB$_{III}$**			**CSGS**			**Eponte des veines de quartz**				**Auréole nodule N$_{I}$**			**Auréole nodule N$_{II}$**				
Echantillon		JF083	JF135b	JF135b	JF135b	JF135a	JF135a	JF136c	JF125(7)	JF125(7)	JF125(7)	JF131b	JF131a	JF131a	JF131a	JF138a	JF138a	JF138a	JF138a	JF138a
Point		*17*	*6*	*8*	*19*	*54*	*50*	*28*	*16*	*17*	*22*	*87*	*8*	*15*	*24*	*79*	*62*	*66*	*67*	*68*
SiO_2	*%poids*	37,32	39,29	38,98	38,30	39,19	38,69	37,85	37,80	37,96	38,15	38,04	44,13	40,27	40,40	38,41	38,30	38,48	38,41	38,02
TiO_2		0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		24,96	31,82	31,44	32,20	30,89	31,53	27,27	31,24	31,67	31,02	33,08	30,98	32,79	34,54	31,49	31,89	31,59	31,56	31,51
Cr_2O_3		0,00	0,16	0,26	0,20	0,54	0,18	0,91	0,38	0,33	0,41	0,09	0,17	0,37	0,00	0,22	0,21	0,35	0,32	0,27
Fe_2O_3*		11,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3		0,00	2,05	2,68	1,96	2,62	1,98	6,76	2,43	2,04	2,61	0,81	1,11	2,03	0,00	2,46	1,97	2,40	2,41	2,32
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO		23,60	24,72	24,20	24,68	24,45	24,51	23,37	24,60	24,45	24,44	25,05	23,47	23,73	24,67	24,45	24,35	24,44	24,44	24,74
Na_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O*		1,89	1,97	1,95	1,95	1,95	1,95	1,90	1,93	1,93	1,93	1,95	2,03	2,00	2,02	1,94	1,94	1,95	1,94	1,93
-O=F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
-O=Cl		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		99,47	100,00	99,52	99,29	99,64	99,01	98,18	98,58	98,47	98,56	99,02	101,89	101,22	101,64	98,97	98,66	99,20	99,09	98,79
Si^{4+}	*apfu*	2,966	2,995	2,989	2,945	3,006	2,981	2,988	2,939	2,946	2,963	2,926	3,250	3,017	3,001	2,965	2,961	2,964	2,962	2,945
Al^{3+}		0,034	0,005	0,011	0,055	0,000	0,019	0,012	0,061	0,054	0,037	0,074	0,000	0,000	0,000	0,035	0,039	0,036	0,038	0,055
Ti^{4+}		0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al^{3+}		2,304	2,854	2,831	2,863	2,793	2,844	2,526	2,801	2,842	2,803	2,926	2,689	2,896	3,024	2,830	2,867	2,832	2,831	2,822
Cr^{3+}		0,000	0,010	0,016	0,012	0,033	0,011	0,057	0,023	0,020	0,025	0,005	0,010	0,022	0,000	0,014	0,013	0,021	0,020	0,017
Fe^{3+}		0,695	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}		0,000	0,125	0,165	0,121	0,161	0,123	0,428	0,152	0,127	0,163	0,050	0,065	0,122	0,000	0,153	0,122	0,148	0,149	0,144
Mg		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca		2,010	2,019	1,988	2,033	2,009	2,023	1,976	2,049	2,033	2,034	2,065	1,853	1,905	1,963	2,022	2,017	2,017	2,020	2,053
Na		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH		1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Total		9,013	9,008	9,000	9,029	9,001	9,021	9,001	9,045	9,027	9,024	9,046	8,867	8,965	8,988	9,019	9,018	9,018	9,019	9,036

Tableau C-19 : Composition chimique des épidotes (1/2) de Lemshuku

Faciès		**Auréole de tsavorite (veine de quartz)**										
Echantillon		JF127(3)a	JF127(3)a	JF127(3)a	JF127(3)a	JF127(3)a	JF127(3)a	JF127(3)a	JF131(2)b	JF131(2)b	JF131(2)c	JF131(2)c
Point		*93*	*94*	*96*	*98*	*99*	*103*	*106*	*23*	*26*	*29*	*32*
SiO_2	*%poids*	38,55	38,38	38,48	38,45	38,36	38,83	38,58	38,32	38,55	38,27	38,44
TiO_2		0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		32,58	32,40	33,10	32,60	31,53	32,64	32,43	32,91	33,45	32,47	32,73
Cr_2O_3		0,21	0,19	0,00	0,10	0,39	0,10	0,29	0,18	0,08	0,16	0,20
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3		1,08	1,35	0,00	0,65	2,10	0,81	1,77	1,09	0,43	0,97	1,05
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO		25,05	24,76	25,25	24,75	24,62	25,07	25,17	25,23	25,36	24,85	24,95
Na_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O*		1,96	1,95	1,95	1,94	1,94	1,96	1,97	1,96	1,97	1,94	1,95
-O=F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
-O=Cl		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		99,51	99,01	98,77	98,49	98,93	99,42	100,31	99,69	99,83	98,66	99,32
Si^{4+}	*apfu*	2,953	2,954	2,959	2,968	2,963	2,972	2,939	2,932	2,938	2,955	2,949
Al^{3+}		0,047	0,046	0,041	0,032	0,037	0,028	0,061	0,068	0,062	0,045	0,051
Ti^{4+}		0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al^{3+}		2,894	2,893	2,960	2,933	2,834	2,916	2,851	2,900	2,942	2,909	2,907
Cr^{3+}		0,013	0,011	0,000	0,006	0,024	0,006	0,018	0,011	0,005	0,010	0,012
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}		0,067	0,083	0,000	0,040	0,130	0,050	0,108	0,067	0,027	0,060	0,064
Mg		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca		2,056	2,042	2,081	2,047	2,038	2,056	2,055	2,068	2,071	2,055	2,050
Na		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH		1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Total		9,033	9,029	9,040	9,026	9,025	9,028	9,042	9,045	9,044	9,033	9,034

Tableau C-20 : Composition chimique des épidotes (2/2) de Lemshuku

Faciès		**GGF**										**GGK**			**Pegmatite**	**GGMF**
Echantillon		JF031	JF037	JF037	JF037	JF037	JF037	JF037	JF038	JF038	JF084	JF045	JF057	JF057	JF133	JF140b
Point		*21*	*83*	*84*	*86*	*87*	*88*	*89*	*30*	*31*	*6*	*79*	*15*	*19*	*37*	*70*
SiO_2	*%poids*	36,45	37,29	36,14	37,32	37,12	37,26	37,41	36,04	36,30	37,19	37,05	35,83	36,22	36,94	36,77
Al_2O_3		63,04	63,50	62,54	63,51	63,71	63,74	63,84	63,69	64,31	63,49	63,37	63,86	63,83	63,49	63,49
Cr_2O_3		0,31	0,00	0,12	0,00	0,00	0,08	0,00	0,09	0,09	0,00	0,09	0,12	0,14	0,00	0,13
V_2O_3		0,51	0,16	0,22	0,00	0,00	0,19	0,00	0,22	0,25	0,00	0,00	0,60	0,42	0,00	0,16
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		100,32	100,94	99,01	100,82	100,82	101,26	101,24	100,03	100,96	100,68	100,50	100,41	100,60	100,43	100,55
Si	*apfu*	0,983	0,997	0,986	0,998	0,993	0,994	0,997	0,974	0,972	0,997	0,995	0,966	0,974	0,992	0,988
Al		2,005	2,001	2,011	2,002	2,009	2,003	2,004	2,028	2,030	2,005	2,005	2,030	2,023	2,010	2,010
Cr^{3+}		0,006	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,002	0,000	0,002	0,002	0,003	0,000	0,003
V^{3+}		0,011	0,004	0,005	0,000	0,000	0,004	0,000	0,005	0,005	0,000	0,000	0,013	0,009	0,000	0,003
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total		3,006	3,001	3,005	3,001	3,002	3,002	3,001	3,009	3,009	3,001	3,002	3,011	3,009	3,003	3,004

Tableau C-21 : Composition chimique des kyanites de Lemshuku

Faciès		**GGF**				**GGK**		**Pegmatite**				**GAB**		**GGMF**	
Echantillon		JF031	JF037	JF038	JF084	JF057	JF057	JF052	JF052	JF056	JF133	JF118	JF120	JF002	JF140a
Point		*25*	*82*	*29*	*3*	*17*	*20*	*59*	*64*	*8*	*28*	*44*	*25*	*37*	*56*
SiO_2	*%poids*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO_2		95,83	98,07	96,97	97,98	96,33	97,43	98,03	98,92	97,40	99,85	100,36	98,66	97,32	98,48
Al_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr_2O_3		0,38	0,31	0,25	0,29	0,33	0,23	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,49	0,27
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3		2,95	1,62	1,72	0,93	2,77	2,02	0,00	0,00	1,13	0,58	0,45	0,65	3,04	1,59
FeO*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38	0,30	0,00	0,00	0,46	0,49	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		99,16	99,99	98,94	99,19	99,43	99,68	98,54	99,22	98,73	100,43	101,28	99,80	100,85	100,34
Si^{4+}	*apfu*	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti^{4+}		0,973	0,985	0,984	0,990	0,975	0,982	0,996	0,998	0,989	0,995	0,994	0,992	0,972	0,985
Al^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr^{3+}		0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,005	0,003
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}		0,032	0,017	0,019	0,010	0,030	0,022	0,000	0,000	0,012	0,006	0,005	0,007	0,032	0,017
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,003	0,000	0,000	0,005	0,005	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total		1,009	1,005	1,005	1,003	1,008	1,006	1,003	1,002	1,004	1,002	1,004	1,004	1,009	1,005

Tableau C-22 : Composition chimique des rutiles de Lemshuku

Faciès		**CSG**							**CSGB$_I$**			**CSGB$_{III}$**			
Echantillon		JF125	JF125	JF125(2)	JF125(2)	JF125(2)	JF125(2)	JF125(3)	JF125(11)	JF125(13)	JF128	JF135b	JF135b	JF135b	JF135b
Point		*7*	*11*	*13*	*16*	*20*	*24*	*25*	*55*	*64*	*107*	*5*	*9*	*10*	*11*
SiO_2	*%poids*	29,94	29,97	30,10	30,47	30,35	30,16	30,13	30,38	29,47	29,89	30,26	30,45	30,13	30,00
TiO_2		37,56	33,95	36,33	37,02	36,32	36,27	36,86	34,14	34,23	37,24	34,03	33,29	34,60	33,40
Al_2O_3		1,99	4,31	2,77	2,67	3,14	2,78	2,72	4,78	4,61	3,03	3,86	3,78	3,90	3,72
Cr_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,18	0,00	0,17
V_2O_3		0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	1,17	1,80	0,51	1,72
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO		28,30	28,62	28,35	28,72	28,31	28,16	27,91	28,88	29,03	28,55	28,22	27,74	28,40	28,08
BaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,81	1,96	0,00	2,26	1,82	2,68	2,00
H_2O*		1,12	1,12	1,13	1,14	1,14	1,13	1,13	0,28	0,18	1,12	0,06	0,28	0,00	0,18
-O=F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,76	-0,82	0,00	-0,95	-0,76	-1,13	-0,84
Total		98,91	98,48	98,67	100,02	99,26	98,78	98,74	99,51	98,92	99,82	98,99	98,57	99,08	98,41
Si^{4+}	*apfu*	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Ti^{4+}		3,774	3,408	3,630	3,654	3,599	3,618	3,680	3,380	3,494	3,748	3,383	3,289	3,454	3,349
Al^{3+}		0,313	0,678	0,435	0,414	0,488	0,435	0,426	0,742	0,737	0,478	0,601	0,585	0,611	0,584
Cr^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,019	0,000	0,017
V^{3+}		0,000	0,054	0,000	0,000	0,000	0,029	0,000	0,000	0,000	0,000	0,124	0,190	0,054	0,183
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca		4,051	4,093	4,037	4,040	3,997	4,002	3,970	4,073	4,222	4,094	3,997	3,904	4,040	4,010
Ba		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,049	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,755	0,841	0,000	0,944	0,754	1,124	0,844
OH		1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,245	0,159	1,000	0,056	0,246	0,000	0,156
Total		13,138	13,232	13,102	13,108	13,084	13,084	13,076	13,196	13,516	13,320	13,115	12,986	13,283	13,144

Tableau C-23 : Composition chimique des titanites (1/2) de Lemshuku

Faciès		CSGS												Eponte des veines de quartz				Nodule N_{II}	Auréole de tsavorite (veine de quartz)	Tsavorite de veine (inclusion)
Echantillon		JF135a	JF135a	JF135a	JF135a	JF136b	JF136c	JF136c	JF136c	JF136c	JF136c	JF136c	JF137	JF125(6)	JF125(8)	JF125(8)	JF125(8)	JF138a	JF127(3)a	LEM-2
Point		*51*	*58*	*59*	*62*	*22*	*24*	*30*	*33*	*41*	*43*	*48*	*32*	*5*	*39*	*42*	*44*	*80*	*102*	*74*
SiO_2	*%poids*	30,16	30,66	30,92	30,03	30,63	30,55	30,20	30,32	30,28	30,51	29,60	30,25	29,79	30,27	30,75	30,71	29,48	29,68	30,57
TiO_2		33,06	33,28	33,43	34,84	32,89	32,84	34,25	33,73	33,03	33,84	32,27	33,22	34,21	36,53	32,22	34,26	33,51	31,43	33,26
Al_2O_3		3,36	3,68	4,17	3,54	4,90	3,83	3,83	4,04	5,09	3,80	3,34	3,48	4,32	2,65	5,71	4,64	2,46	5,44	4,60
Cr_2O_3		0,20	0,19	0,00	0,00	0,00	0,25	0,15	0,10	0,00	0,16	0,33	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,00	0,11
V_2O_3		2,19	2,09	0,97	0,50	0,89	2,25	1,40	1,29	0,71	1,52	3,22	2,21	0,00	0,00	0,00	0,00	2,74	1,02	1,00
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO		27,81	28,13	28,39	28,83	28,68	28,03	28,54	28,36	28,89	28,51	28,24	28,09	28,93	28,73	28,91	29,07	28,39	28,61	28,71
BaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F		2,77	2,16	1,82	0,00	2,58	2,14	2,43	2,42	2,44	2,39	2,59	0,00	2,55	0,00	2,03	0,00	0,00	2,19	0,00
H_2O*		0,00	0,13	0,29	1,13	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	1,13	0,00	1,13	0,19	1,15	1,10	0,07	1,15
-O=F		-1,17	-0,91	-0,77	0,00	-1,09	-0,90	-1,02	-1,02	-1,03	-1,01	-1,09	0,00	-1,07	0,00	-0,86	0,00	0,00	-0,92	0,00
Total		98,38	99,40	99,23	98,86	99,49	99,10	99,77	99,25	99,41	99,73	98,49	98,70	98,74	99,32	98,96	99,83	97,92	97,52	99,40
Si^{4+}	*apfu*	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Ti^{4+}		3,297	3,265	3,253	3,489	3,229	3,233	3,412	3,347	3,282	3,336	3,280	3,303	3,454	3,630	3,151	3,356	3,419	3,186	3,273
Al^{3+}		0,525	0,566	0,635	0,556	0,754	0,590	0,598	0,628	0,792	0,588	0,531	0,543	0,684	0,413	0,875	0,712	0,394	0,865	0,709
Cr^{3+}		0,021	0,020	0,000	0,000	0,000	0,025	0,015	0,011	0,000	0,016	0,035	0,033	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	0,012
V^{3+}		0,232	0,219	0,101	0,053	0,093	0,236	0,148	0,137	0,076	0,159	0,349	0,235	0,000	0,000	0,000	0,000	0,298	0,110	0,105
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca		3,951	3,932	3,935	4,113	4,012	3,931	4,050	4,010	4,089	4,005	4,089	3,980	4,162	4,068	4,029	4,056	4,128	4,131	4,026
Ba		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F		1,161	0,890	0,746	0,000	1,065	0,886	1,019	1,009	1,020	0,990	1,105	0,000	1,084	0,000	0,836	0,000	0,000	0,934	0,000
OH		0,000	0,110	0,254	1,000	0,000	0,114	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	1,000	0,000	1,000	0,164	1,000	1,000	0,066	1,000
Total		13,188	13,001	12,924	13,211	13,155	13,016	13,243	13,141	13,259	13,104	13,389	13,094	13,384	13,110	13,055	13,124	13,265	13,292	13,124

Tableau C-24 : Composition chimique des titanites (2/2) de Lemshuku

Faciès		**GGF**	**GAB**	**CSG**																
Echantillon		JF084	JF121	JF125(2)	JF125(2)	JF125(2)	JF125(2)	JF125(2)	JF125(2)	JF125(3)	JF125(3)	JF125(3)	JF125(3)	JF125(3)	JF125(3)	JF125(4)	JF125(4)	JF125(4)	JF125(4)	JF125(4)
Point		*15*	*52*	*22*	*23*	*24*	*25*	*27*	*28*	*56*	*57*	*58*	*60*	*61*	*62*	*11*	*13*	*15*	*16*	*17*
V	*%poids*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe		43,56	45,41	47,22	47,12	46,94	46,97	47,53	47,19	46,28	46,59	47,16	46,92	46,70	46,79	46,05	46,77	46,88	46,85	46,98
As		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00
Ni		0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Co		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26	0,00	0,37	0,00
Mo		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu		2,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00
S		51,29	52,79	53,75	53,72	53,43	53,65	53,80	53,34	53,93	53,32	53,65	53,90	53,93	53,91	52,88	53,30	53,54	53,56	53,38
Total		97,26	98,20	100,97	100,85	100,37	100,62	101,33	100,53	100,20	99,91	100,80	100,83	100,63	100,70	99,15	100,33	100,42	101,01	100,36
V	*apfu*	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe		0,968	0,992	1,006	1,005	1,006	1,003	1,010	1,011	0,990	1,002	1,006	1,000	0,996	0,998	0,998	1,003	1,004	0,999	1,007
As		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
Ni		0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Co		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,007	0,000
Mo		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu		0,042	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
S		1,985	2,008	1,994	1,995	1,994	1,997	1,990	1,989	2,010	1,998	1,994	2,000	2,004	2,002	1,997	1,991	1,996	1,990	1,993
Total		3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000

Tableau C-25 : Composition chimique des pyrites (1/4) de Lemshuku

Faciès		**CSGB$_I$**																	
Echantillon		JF123	JF123	JF123	JF123	JF123	JF123	JF123	JF123	JF123a	JF123a	JF123a	JF123a	JF125(11)	JF125(11)	JF125(11)	JF125(11)	JF125(11)	JF125(11)
Point		*19*	*20*	*21*	*22*	*23*	*24*	*25*	*26*	*38*	*39*	*40*	*41*	*48*	*49*	*50*	*51*	*52*	*53*
V	*%poids*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe		46,81	46,62	46,09	46,21	46,44	46,28	46,40	46,78	46,70	47,04	46,77	46,49	46,71	46,97	47,06	47,05	47,02	46,90
As		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Co		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mo		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S		54,20	54,55	54,23	54,89	54,65	54,35	54,50	54,38	53,58	53,97	53,47	53,81	54,05	53,94	53,85	53,93	53,67	53,87
Total		101,02	101,17	100,32	101,11	101,10	100,63	100,91	101,16	100,28	101,00	100,24	100,30	100,75	100,91	100,91	100,98	100,69	100,78
V	*apfu*	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe		0,994	0,988	0,984	0,978	0,984	0,985	0,985	0,992	1,001	1,001	1,003	0,995	0,995	1,000	1,002	1,001	1,004	1,000
As		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Co		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mo		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
S		2,006	2,012	2,016	2,022	2,016	2,015	2,015	2,008	1,999	1,999	1,997	2,005	2,005	2,000	1,998	1,999	1,996	2,000
Total		3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000

Tableau C-26 : Composition chimique des pyrites (2/4) de Lemshuku

Faciès		**CSGB$_I$**												
Echantillon		JF125(13)	JF125(13)	JF125(13)	JF125(13)	JF125(13)	JF127(3)b	JF127(3)b	JF127(3)b	JF128	JF128	JF128	JF128	JF128
Point		*83*	*77*	*78*	*79*	*80*	*56*	*57*	*58*	*27*	*29*	*31*	*32*	*35*
V	*%poids*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe		46,46	46,79	45,73	45,59	45,32	45,97	45,40	45,72	46,73	46,73	45,66	46,73	46,97
As		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Co		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mo		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S		53,66	53,41	53,30	52,73	53,01	53,58	53,15	53,49	54,23	54,19	52,61	54,66	54,35
Total		100,12	100,20	99,03	98,32	98,34	99,55	98,55	99,21	100,96	100,92	98,28	101,39	101,32
V	*apfu*	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe		0,996	1,004	0,990	0,995	0,988	0,990	0,987	0,988	0,993	0,993	0,998	0,988	0,995
As		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Co		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mo		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
S		2,004	1,996	2,010	2,005	2,012	2,010	2,013	2,012	2,007	2,007	2,002	2,012	2,005
Total		3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000

Tableau C-27 : Composition chimique des pyrites (3/4) de Lemshuku

Faciès		CSGS							Eponte des veines de quartz											Tsavorite de veine (inclusion)		
Echantillon		JF135c	JF135c	JF135c	JF135c	JF136c	JF136c	JF137	JF125(6)	JF125(6)	JF125(6)	JF125(6)	JF125(7)	JF125(7)	JF125(7)	JF125(7)	JF125(7)	JF131b	JF131b	JF131(2)b	JF131(2)b	JF131(2)b
Point		*1*	*5*	*6*	*9*	*10*	*11*	*6*	*30*	*32*	*35*	*36*	*42*	*43*	*45*	*46*	*47*	*54*	*55*	*66*	*86*	*87*
V	*%poids*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe		46,80	46,58	47,00	46,48	46,67	46,66	46,07	46,83	47,20	46,94	46,95	47,02	46,44	46,72	46,90	46,94	45,27	45,16	45,08	45,98	46,20
As		0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Co		0,16	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00
Mo		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S		53,93	53,54	53,77	53,72	53,67	53,84	53,55	53,61	53,49	53,18	53,21	53,96	53,86	53,89	53,74	53,66	53,27	53,54	53,65	53,54	53,11
Total		100,90	100,12	100,77	100,54	100,35	100,51	99,61	100,44	100,69	100,12	100,16	100,97	100,31	100,61	100,65	100,59	98,54	98,70	98,73	99,75	99,31
V	*apfu*	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe		0,997	0,999	1,002	0,994	0,999	0,997	0,992	1,002	1,009	1,009	1,009	1,000	0,993	0,997	1,001	1,003	0,984	0,979	0,976	0,989	0,999
As		0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Co		0,003	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000
Mo		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
S		2,000	2,001	1,998	2,000	2,001	2,003	2,008	1,998	1,991	1,991	1,991	2,000	2,007	2,003	1,999	1,997	2,016	2,021	2,024	2,006	2,001
Total		3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000

Tableau C-28 : Composition chimique des pyrites (4/4) de Lemshuku

Faciès		CSG					CSGS										Eponte des veines de quartz		
Echantillon		JF125(2)	JF125(3)	JF125(4)	JF125(4)	JF125(4)	JF135c	JF135c	JF135c	JF135c	JF135c	JF136c	JF136c	JF137	JF137	JF137	JF125(6)	JF125(6)	JF125(6)
Point		*29*	*55*	*12*	*14*	*18*	*2*	*4*	*7*	*8*	*10*	*9*	*12*	*3*	*4*	*5*	*31*	*34*	*37*
V	*%poids*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00
Cr		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe		59,13	58,12	59,15	59,50	59,93	59,00	59,19	58,93	59,51	58,82	58,88	58,40	58,08	57,80	58,31	58,61	58,81	58,50
As		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni		0,19	0,44	0,10	0,11	0,09	0,40	0,41	0,43	0,37	0,41	0,46	0,47	0,23	0,23	0,49	0,26	0,30	0,32
Co		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mo		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S		39,42	39,95	39,28	38,92	39,16	39,07	38,87	38,95	39,28	39,11	39,76	39,13	40,04	40,47	40,23	39,39	39,66	39,66
Total		98,74	98,51	98,53	98,53	99,18	98,48	98,47	98,31	99,16	98,34	99,10	98,00	98,35	98,50	99,03	98,37	98,76	98,48
V	*apfu*	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe		0,924	0,907	0,927	0,934	0,935	0,926	0,930	0,927	0,928	0,924	0,916	0,920	0,907	0,900	0,905	0,919	0,918	0,915
As		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni		0,003	0,006	0,002	0,002	0,001	0,006	0,006	0,006	0,005	0,006	0,007	0,007	0,003	0,003	0,007	0,004	0,004	0,005
Co		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mo		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
S		1,073	1,086	1,072	1,064	1,064	1,068	1,064	1,067	1,067	1,070	1,077	1,073	1,089	1,097	1,088	1,075	1,078	1,080
Total		2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Tableau C-29 : Composition chimique des pyrrhotites de Lemshuku

		CHALCOPYRITE		SPHALERITE											CUBANITE	ANILITE	BORNITE	CHALCOCITE	Cu-PYRITE	ARSENOPYRITE
Faciès		**CSG**	**CSGS**	**CSGB$_I$**											**Eponte**	**Nodule à tsavorite N$_I$**			**Tsavorite de veine (inclusion)**	**Auréole de tsavorite (veine de quartz)**
Echantillon		JF125(4)	JF135c	JF128	JF128	JF128	JF128	JF128	JF128	JF128	JF128	JF128	JF128	JF128	JF125(6)	JF131a	JF131a	JF131a	JF131(2)b	JF127(3)a
Point		*20*	*3*	*28*	*30*	*33*	*34*	*36*	*37*	*38*	*39*	*40*	*41*	*42*	*33*	*72*	*73*	*76*	*84*	*65*
V	*%poids*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe		29,68	29,59	6,13	6,02	6,12	6,42	6,24	6,20	6,24	6,20	6,06	6,24	6,12	38,68	0,82	5,23	0,18	41,30	33,87
As		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	42,40
Ni		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Co		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mo		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn		0,00	0,00	57,17	57,57	57,08	57,54	57,35	57,23	57,26	56,36	58,13	57,35	57,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu		34,52	34,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	16,83	75,40	67,93	78,77	5,32	0,00
Mn		0,00	0,00	3,15	3,31	3,12	3,29	3,27	3,18	3,21	3,21	3,24	3,22	3,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S		35,23	35,25	34,04	34,19	34,41	34,56	34,39	34,38	34,59	34,26	34,07	34,13	34,52	45,47	24,10	28,50	22,01	51,62	21,03
Total		99,43	99,11	100,50	101,10	100,73	101,80	101,24	100,98	101,29	100,03	101,50	100,94	101,60	100,98	100,32	101,66	100,96	98,23	97,30
V	*apfu*	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe		0,978	0,977	0,104	0,102	0,104	0,108	0,105	0,105	0,105	0,106	0,102	0,106	0,103	1,750	0,083	0,456	0,005	0,912	0,995
As		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,928
Ni		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Co		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mo		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn		0,000	0,000	0,831	0,832	0,826	0,825	0,827	0,827	0,824	0,821	0,839	0,830	0,831	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu		1,000	0,995	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,669	6,684	5,211	1,928	0,103	0,000
Mn		0,000	0,000	0,055	0,057	0,054	0,056	0,056	0,055	0,055	0,056	0,056	0,056	0,054	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
S		2,022	2,028	1,010	1,009	1,016	1,011	1,012	1,013	1,016	1,018	1,003	1,008	1,012	3,582	4,234	4,333	1,068	1,985	1,076
Total		4,000	4,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	6,000	11,000	10,000	3,000	3,000	3,000

Tableau C-30 : Composition chimique des autres sulfures de Lemshuku

Faciès		**Pegmatite**		**GGQF**		
Echantillon		JF059	JF059	JF126	JF126	JF126
Point		*30*	*31*	*27*	*28*	*29*
SiO_2	*%poids*	36,62	36,90	37,25	36,49	36,75
TiO_2		0,53	0,51	0,58	0,61	0,72
Al_2O_3		34,93	34,43	35,14	34,43	34,44
Cr_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3		0,00	0,00	0,15	0,16	0,21
B_2O_3		10,82	10,84	11,00	10,84	10,90
FeO*		0,55	0,53	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		10,15	10,61	10,63	10,66	10,85
CaO		1,04	1,01	1,37	1,73	1,62
BaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O		0,09	0,07	0,10	0,09	0,09
F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O*		3,73	3,74	3,79	3,74	3,76
-O=F		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		98,47	98,64	100,01	98,73	99,34
B^{3+}	*apfu*	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Si^{4+}		5,881	5,916	5,885	5,853	5,859
Al^{4+}		0,119	0,084	0,115	0,147	0,141
		6,000	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*
Al Z		6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al^{3+}		0,493	0,421	0,430	0,361	0,329
Ti^{4+}		0,064	0,062	0,069	0,073	0,086
Cr^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}		0,000	0,000	0,019	0,021	0,027
Fe^{2+}		0,074	0,071	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		2,430	2,536	2,504	2,548	2,580
Ba		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
		3,061	*3,090*	*3,022*	*3,003*	*3,022*
Ca		0,179	0,173	0,232	0,297	0,276
Na		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K		0,018	0,014	0,019	0,019	0,018
		0,197	*0,197*	*0,251*	*0,316*	*0,294*
F		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH		4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
		4,000	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*
Total		19,080	19,104	19,042	19,022	19,040

Tableau C-31 : Composition chimique des tourmalines de Lemshuku

Faciès	**GAB**	**GGMF**		**CSGS**				**Eponte de veine de quartz**
Echantillon	JF134	JF140b	JF140b	JF135a	JF135a	JF137	JF137	JF131b
Point	*55*	*62*	*69*	*60*	*63*	*39*	*45*	*86*
SO_3	0,00	1,93	2,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P_2O_5	43,49	43,83	45,46	43,67	43,84	42,89	44,03	43,72
V_2O_5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO_2	0,92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,16
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	3,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,93	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	50,29	51,70	47,85	54,93	54,94	55,38	55,71	54,99
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	0,00	0,76	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,16	0,00	0,00	0,07	0,07	0,17	0,18	0,06
H_2O*	1,72	1,78	1,85	1,79	1,80	1,76	1,79	1,76
-O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
-O=Cl	0,04	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,04	0,01
Total	100,35	100,93	99,08	100,45	100,64	100,31	101,67	100,67
S^{6+}	0,000	0,244	0,323	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
P^{5+}	5,907	5,832	6,194	6,000	6,000	5,976	6,000	5,980
As^{5+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{5+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Si^{4+}	0,093	0,000	0,000	0,000	0,000	0,024	0,000	0,020
Ti^{4+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,556	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg^{2+}	0,000	0,234	0,060	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca^{2+}	9,444	9,331	8,326	10,000	10,000	10,000	10,000	10,000
Sr^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na^{+}	0,000	0,247	0,306	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K^{+}	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F^{-}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl^{-}	0,047	0,000	0,000	0,021	0,021	0,048	0,049	0,017
OH^{-}	1,953	2,000	2,000	1,979	1,979	1,952	1,951	1,983
Total	18,000	17,887	17,221	18,000	18,000	18,000	18,000	18,000

Tableau C-32 : Composition chimique des apatites de Lemshuku

Faciès				**GGQF**				**Auréole de nodule N_I**			
Echantillon	JF011	JF011	JF011	JF011	JF011	JF011	JF011	JF131a	JF131a	JF131a	JF131a
Point	*13*	*14*	*15*	*16*	*17*	*18*	*19*	*23*	*24*	*25*	*26*
SiO_2	23,98	23,15	23,67	33,64	27,82	35,23	24,06	16,69	16,50	24,55	28,83
TiO_2	59,43	61,79	60,92	47,43	60,91	53,37	61,25	64,53	66,36	58,30	52,32
Al_2O_3	2,23	2,36	2,40	1,95	2,60	3,07	2,26	4,88	2,56	2,10	6,73
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,13	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	0,67	0,55	0,54	0,51	0,68	0,62	0,69	1,47	1,46	0,96	1,41
FeO	1,45	1,33	1,42	5,27	1,49	1,97	1,15	3,80	3,95	5,14	1,61
MgO	0,24	0,28	0,24	0,23	0,30	0,20	0,29	0,08	0,08	0,07	0,14
CaO	1,83	1,87	1,91	1,49	2,02	1,67	1,80	0,44	0,32	0,37	0,33
Na_2O	0,18	0,16	0,17	0,14	0,13	0,00	0,13	0,12	0,14	0,17	0,19
K_2O	0,07	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,06	0,15	0,14	0,25	0,17
SO_2	0,12	0,15	0,00	0,00	0,11	0,00	0,11	0,22	0,18	0,17	0,23
UO_2	0,23	0,14	0,14	0,00	0,25	0,12	0,00	0,26	0,24	0,00	1,07
P_2O_5	0,91	0,86	0,86	1,14	1,27	0,90	0,66	3,04	2,70	2,29	2,11
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZrO_2	0,00	0,00	0,00	0,46	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SnO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
HfO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ThO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sc_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
As_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Bi_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sb_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MoO_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
WO_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb_2O_5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,13	0,14	0,21
Ta_2O_5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	91,33	92,72	92,36	92,49	97,83	97,41	92,46	95,78	94,76	94,51	95,34

Tableau C-33 : Composition chimique des ‘lemshukuites’ de Lemshuku

ANNEXE C

ANALYSES A LA MSE

NAMALULU

Gneiss, marbres et lentilles carbonatées *p.2-7*
Lentille de métagabbro *p.8-12*
Lentille de biotitite *p.13-15*

Minerals		Kyanite		Rutile						Titanite						
Samples		JF101		JF101					JF103	JF060				JF103		
Analyses		4	9	12	13	14	15	16	e-17	a1-22	a2-9	a2-67	c-82	cpp-53	cpl-21	d-26
SiO_2	*wt%*	34.77	35.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	30.73	30.86	31.09	31.13	32.20	31.12	30.36
TiO_2		0.00	0.00	97.62	97.94	98.15	97.44	96.96	95.59	33.35	34.60	33.04	34.30	31.19	33.07	34.10
Al_2O_3		63.98	64.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.73	4.15	4.00	3.31	3.92	4.09	3.44
Cr_2O_3		0.00	0.00	0.26	0.20	0.28	0.27	0.20	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V_2O_3		0.23	0.44	1.93	1.53	1.60	1.75	1.88	2.78	0.34	0.00	2.11	1.12	2.67	1.25	0.90
CaO		0.07	0.08	0.22	0.00	0.15	0.00	0.16	0.24	28.86	28.90	28.69	28.66	27.84	28.43	28.77
K_2O		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00
F		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.62	1.41	1.39	1.18	1.05	1.38	1.03
H_2O*		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.38	0.49	0.51	0.61	0.71	0.51	0.65
.-O=F		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.68	-0.60	-0.58	-0.50	-0.44	-0.58	-0.44
Total		99.05	100.10	100.02	99.67	100.18	99.46	99.19	98.90	99.33	99.82	100.48	99.81	99.14	99.29	98.80
Si	*apfu*	0.950	0.959	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Ti^{4+}		0.000	0.000	0.981	0.986	0.984	0.984	0.982	0.973	3.264	3.373	3.197	3.314	2.914	3.196	3.378
Al		2.060	2.044	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.725	0.634	0.606	0.501	0.575	0.620	0.534
Cr^{3+}		0.000	0.000	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V		0.005	0.010	0.021	0.016	0.017	0.019	0.020	0.030	0.036	0.000	0.217	0.115	0.266	0.129	0.095
Ca		0.002	0.002	0.003	0.000	0.002	0.000	0.002	0.003	4.024	4.014	3.954	3.946	3.706	3.915	4.061
K^+		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.041	0.000	0.000	0.000	0.000
F^-		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.666	0.580	0.564	0.479	0.411	0.561	0.431
OH^-		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.334	0.420	0.436	0.521	0.589	0.439	0.569
Total		3.017	3.014	1.007	1.005	1.006	1.005	1.007	1.010	13.049	13.021	13.015	12.876	12.461	12.860	13.068

Tableau C-35 : Composition chimique des kyanites, des rutiles et des titanites de Namalulu

Samples		JF101						JF110a
Analyses		2	8	10	15	16	17	83
SiO_2	*wt%*	48.82	49.25	48.94	47.59	47.76	47.24	48.36
TiO_2		1.80	0.15	1.88	1.87	1.80	1.80	1.68
Al_2O_3		33.87	36.50	33.86	33.39	33.79	33.28	34.11
Cr_2O_3		0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V_2O_3		0.61	0.46	0.97	0.73	0.76	0.76	0.00
MgO		2.01	1.48	1.94	1.89	1.75	1.69	1.75
Na_2O		0.30	0.20	0.37	0.40	0.28	0.32	0.21
K_2O		9.98	8.34	10.52	9.87	10.10	9.90	10.45
H_2O*		4.63	4.65	4.68	4.56	4.58	4.53	4.61
Total		102.36	101.22	103.93	100.30	100.83	99.50	101.16
Si	*apfu*	6.282	6.311	6.271	6.254	6.246	6.258	6.295
^{iv}Al		1.718	1.689	1.729	1.746	1.754	1.742	1.705
^{vi}Al		3.418	3.822	3.385	3.426	3.456	3.454	3.526
Ti		0.174	0.015	0.181	0.185	0.177	0.179	0.165
Cr		0.031	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V		0.063	0.048	0.099	0.077	0.080	0.080	0.000
Mg		0.386	0.283	0.371	0.370	0.341	0.334	0.340
∑Oct		4.072	4.168	4.036	4.058	4.054	4.047	4.031
Na		0.076	0.050	0.091	0.102	0.070	0.083	0.052
K		1.638	1.363	1.719	1.655	1.686	1.673	1.735
∑Int		1.714	1.434	1.811	1.756	1.756	1.756	1.787
OH		4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Total		17.786	17.601	17.847	17.815	17.810	17.803	17.818

Tableau C-36 : Composition chimique des muscovites de Namalulu

ROCK	CALCITE	DOLOMITE
Graphitic gneiss	$(Ca_{0.95}Mg_{0.05})CO_3$ - $(Ca_{0.99}Mg_{0.01})CO_3$	
Whitish marble		$(Ca_{0.51}Mg_{0.49})CO_3$
Yellowish marble		$(Ca_{0.51}Mg_{0.49})CO_3$
Orange marble	$CaCO_3$	$(Ca_{0.52}Mg_{0.48})CO_3$
White-grey marble		$(Ca_{0.50}Mg_{0.50})CO_3$
Lens I	$(Ca_{0.95}Mg_{0.05})CO_3$ - $CaCO_3$	$(Ca_{0.50}Mg_{0.50})CO_3$
Nodule	$(Ca_{0.99}Mg_{0.01})CO_3$	$(Ca_{0.50}Mg_{0.50})CO_3$
Lens II	$(Ca_{0.97}Mg_{0.03})CO_3$ - $CaCO_3$	

Tableau C-37 : Formule structurale des carbonates de Namalulu

Samples		JF106				JF107	JF109		JF112	
Analyses		a-8	a-11	a-13	a-22	67	58	63	71	72
SiO_2	*wt%*	58.05	57.58	58.49	58.82	59.21	58.40	57.49	57.96	57.61
Al_2O_3		0.29	0.26	0.41	0.14	0.29	0.98	2.11	1.11	0.98
MgO		24.73	24.66	24.87	24.73	23.99	24.14	23.76	24.38	24.26
CaO		12.91	12.88	12.46	12.66	12.69	13.62	13.44	13.03	12.99
Na_2O		0.88	0.88	0.95	0.79	0.66	0.20	0.35	0.97	0.75
K_2O		0.44	0.40	0.68	0.54	0.64	0.00	0.42	0.42	0.21
F		3.35	3.21	3.50	3.42	3.43	1.23	1.41	3.77	3.67
H_2O*		0.61	0.66	0.55	0.59	0.58	1.62	1.54	0.42	0.45
-O=F		-1.41	-1.35	-1.47	-1.44	-1.44	-0.52	-0.59	-1.59	-1.54
Total		99.84	99.16	100.43	100.24	100.04	99.67	99.93	100.46	99.37
Si	*apfu*	7.927	7.917	7.938	7.985	8.042	7.934	7.817	7.870	7.892
^{iv}Al		0.047	0.041	0.062	0.015	0.000	0.066	0.183	0.130	0.108
^{vi}Al		0.000	0.000	0.004	0.007	0.046	0.090	0.156	0.048	0.050
Mg		5.033	5.054	5.031	5.005	4.857	4.889	4.816	4.935	4.953
Ca		1.889	1.897	1.811	1.842	1.847	1.982	1.959	1.896	1.907
Na		0.232	0.235	0.250	0.208	0.174	0.053	0.093	0.254	0.200
K		0.077	0.070	0.117	0.093	0.111	0.000	0.073	0.072	0.037
F		1.445	1.395	1.500	1.470	1.472	0.530	0.605	1.618	1.589
OH		0.555	0.605	0.500	0.530	0.528	1.470	1.395	0.382	0.411
Total		17.204	17.215	17.213	17.154	17.077	17.015	17.096	17.204	17.148
Li	*ppm*	-	588	634	542	-	-	-	-	-
B		-	29	23	52	-	-	-	-	-

Tableau C-38 : Composition chimique des fluoro-trémolites de Namalulu

Samples		JF060				JF109		JF110b	JF112
Analyses		a2-50	c-73	c-74	c-75	54	59	87	70
SiO_2	*wt%*	43.13	41.81	41.82	41.67	43.57	44.58	42.13	43.82
TiO_2		0.32	0.75	0.74	0.75	0.94	0.58	0.86	0.37
Al_2O_3		13.97	13.03	13.46	13.63	13.25	13.12	16.32	12.17
Cr_2O_3		0.00	0.33	0.39	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00
V_2O_3		1.37	1.25	1.31	1.36	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO		0.62	0.52	0.61	0.73	0.00	0.00	0.72	0.00
MgO		25.52	26.25	26.60	26.88	25.54	26.88	24.63	27.64
CaO		0.29	0.48	0.19	0.28	0.13	0.00	0.00	0.00
BaO		0.32	0.24	0.30	0.30	0.17	0.18	0.00	2.14
Na_2O		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27
K_2O		10.67	10.87	10.63	10.75	10.46	10.36	10.20	9.91
F		3.22	3.46	3.24	3.18	4.80	4.83	2.06	8.41
Cl		0.14	0.10	0.12	0.11	0.17	0.13	0.13	0.11
H_2O*		2.77	2.61	2.74	2.79	1.96	2.04	3.30	0.30
-O=F		-1.35	-1.46	-1.36	-1.34	-2.02	-2.03	-0.87	-3.54
-O=Cl		-0.03	-0.02	-0.03	-0.03	-0.04	-0.03	-0.03	-0.02
Total		100.94	99.05	99.22	100.00	98.92	100.64	99.46	101.57
Si	*apfu*	5.972	5.867	5.828	5.777	6.108	6.131	5.858	6.089
^{iv}Al		2.003	2.133	2.172	2.223	1.892	1.869	2.142	1.911
^{vi}Al		0.251	0.021	0.039	0.005	0.298	0.258	0.532	0.082
Ti		0.033	0.079	0.078	0.079	0.099	0.059	0.089	0.038
Cr		0.000	0.037	0.043	0.047	0.000	0.000	0.000	0.000
V		0.152	0.141	0.146	0.151	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe^{2+}		0.072	0.061	0.071	0.084	0.000	0.000	0.084	0.000
Mg		5.268	5.491	5.528	5.556	5.338	5.510	5.105	5.725
∑Oct		5.776	5.830	5.905	5.922	5.734	5.828	5.811	5.845
Ca		0.043	0.072	0.028	0.042	0.019	0.000	0.000	0.000
Ba		0.017	0.013	0.016	0.016	0.009	0.010	0.000	0.116
Na		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.073
K		1.885	1.947	1.890	1.902	1.871	1.817	1.810	1.757
∑Int		1.945	2.032	1.935	1.960	1.900	1.827	1.810	1.947
F		1.409	1.536	1.426	1.395	2.126	2.101	0.907	3.694
Cl		0.032	0.023	0.028	0.026	0.039	0.031	0.030	0.026
OH		2.559	2.441	2.546	2.579	1.835	1.868	3.063	0.280
Total		19.721	19.862	19.839	19.882	19.634	19.655	19.621	19.792

Tableau C-39 : Composition chimique des fluoro-phlogopites de Namalulu

Samples		JF060								JF112
Analyses		a1-19	a1-25	a1-36	a2-3	a2-10	a2-12	c-62	c-63	c-67	75
SiO_2	*wt%*	55.80	55.37	55.17	55.89	55.85	55.89	54.60	55.33	55.96	55.94
Al_2O_3		0.88	1.44	0.69	0.96	0.84	0.91	1.04	1.15	1.09	0.00
V_2O_3		0.18	0.00	0.43	0.74	0.24	0.38	0.27	0.29	0.00	0.00
FeO		0.00	0.00	0.16	0.00	0.15	0.24	0.15	0.00	0.00	0.00
MgO		18.23	17.94	18.00	17.99	18.02	18.09	18.11	18.06	17.97	18.58
CaO		25.38	25.17	25.33	25.10	25.66	25.57	24.76	25.16	24.75	25.65
Na_2O		0.38	0.50	0.32	0.59	0.29	0.37	0.58	0.48	0.45	0.00
Total		100.85	100.41	100.10	101.26	101.25	101.44	99.50	100.46	100.21	100.17
Si	*apfu*	1.992	1.984	1.988	1.989	1.990	1.987	1.979	1.983	2.003	2.009
^{iv}Al		0.008	0.016	0.012	0.011	0.010	0.013	0.021	0.017	0.000	0.000
^{vi}Al		0.028	0.045	0.017	0.029	0.025	0.025	0.023	0.032	0.046	0.000
V		0.005	0.000	0.012	0.021	0.007	0.011	0.008	0.008	0.000	0.000
Fe^{2+}		0.000	0.000	0.005	0.000	0.004	0.007	0.004	0.000	0.000	0.000
Mg		0.970	0.958	0.967	0.954	0.957	0.959	0.978	0.965	0.959	0.995
Ca		0.970	0.966	0.978	0.957	0.980	0.974	0.961	0.966	0.949	0.987
Na		0.027	0.034	0.023	0.041	0.020	0.025	0.041	0.033	0.031	0.000
Total		4.001	4.003	4.002	4.001	3.999	4.001	4.016	4.005	3.989	3.991
Wo	*mol%*	50.01	50.21	50.16	50.07	50.47	50.21	49.45	50.03	49.74	49.80
En		49.99	49.79	49.59	49.93	49.31	49.43	50.32	49.97	50.26	50.20
Fs		0.00	0.00	0.25	0.00	0.23	0.36	0.23	0.00	0.00	0.00

Tableau C-40 : Composition chimique des diopsides de Namalulu

Sample		JF106				
Analyses		b-41	b-44	b-34	b-36	b-40
SiO_2	*wt%*	55.56	53.07	55.42	54.95	53.98
TiO_2		0.13	0.22	0.17	0.13	0.17
Al_2O_3		3.81	5.18	4.15	4.08	4.62
MgO		24.39	24.04	24.38	24.36	24.69
Na_2O		0.14	0.18	0.16	0.16	0.15
K_2O		9.73	10.03	10.08	9.88	9.84
Li_2O		2.05	2.05	2.05	2.01	2.02
F		9.28	9.37	9.24	9.06	9.00
Cl		0.36	0.29	0.35	0.36	0.40
H_2O*		0.00	-0.10	0.04	0.08	0.09
-O=F		-3.91	-3.94	-3.89	-3.82	-3.79
-O=Cl		-0.08	-0.07	-0.08	-0.08	-0.09
Total		101.46	100.31	102.07	101.19	101.09
Si	*apfu*	3.707	3.600	3.684	3.683	3.628
^{iv}Al		0.293	0.400	0.316	0.317	0.366
^{vi}Al		0.006	0.015	0.009	0.005	0.000
Ti		0.006	0.011	0.008	0.007	0.008
Mg		2.426	2.431	2.416	2.434	2.474
Li		0.550	0.559	0.548	0.542	0.546
∑Oct		2.989	3.016	2.981	2.987	3.028
Na		0.018	0.023	0.021	0.021	0.020
K		0.829	0.868	0.855	0.845	0.844
∑Int		0.847	0.891	0.876	0.866	0.863
F		1.958	2.010	1.943	1.921	1.913
Cl		0.040	0.033	0.039	0.041	0.046
OH		0.001	0.000	0.018	0.037	0.041
Total		9.836	9.950	9.858	9.853	9.885
B	*ppm*	-	53	110	-	73

Tableau C-41 : Composition chimique des tainiolites de Namalulu

Samples		JF060			JF103							
Analyses		a2-63	a2-66	c-69	cpl-1	cpl-2	d-28	d-29	d-33	e-1	e-3	e-6
SiO_2	*wt%*	52.89	54.69	53.88	53.54	52.87	52.46	52.54	53.92	52.94	53.96	54.70
Al_2O_3		24.13	23.45	24.11	24.49	23.98	24.60	24.10	23.86	24.26	24.09	23.27
CaO		10.02	9.71	9.98	10.36	10.04	10.97	10.22	9.64	10.48	9.87	8.77
Na_2O		6.75	7.26	7.29	6.66	6.72	6.50	6.55	6.91	6.76	6.97	7.24
K_2O		1.76	2.05	1.77	1.85	2.02	1.76	1.91	2.15	1.77	1.98	2.09
Cl		2.60	2.79	2.60	2.55	2.47	2.30	2.43	2.67	2.41	2.45	2.70
SO_3		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06
CO_2		1.74	1.57	1.79	1.86	1.89	2.12	1.92	1.69	1.98	1.95	1.63
.-O=Cl		-0.59	-0.63	-0.59	-0.58	-0.56	-0.52	-0.55	-0.60	-0.54	-0.55	-0.61
Total		99.30	100.87	100.84	100.74	99.41	100.20	99.12	100.25	100.06	100.78	99.86
Si	*apfu*	7.804	7.972	7.857	7.797	7.820	7.728	7.790	7.887	7.792	7.863	7.993
Al		4.196	4.028	4.143	4.203	4.180	4.272	4.210	4.113	4.208	4.137	4.007
Total		12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
Ca		1.584	1.516	1.560	1.616	1.591	1.731	1.623	1.511	1.652	1.541	1.373
Na		1.930	2.052	2.060	1.880	1.926	1.857	1.882	1.959	1.929	1.970	2.050
K		0.332	0.381	0.330	0.344	0.381	0.331	0.361	0.401	0.333	0.367	0.390
∑cations		3.846	3.949	3.950	3.839	3.898	3.920	3.866	3.871	3.915	3.878	3.814
Cl		0.650	0.688	0.643	0.630	0.619	0.574	0.611	0.662	0.602	0.606	0.669
S		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.007
C		0.350	0.312	0.357	0.370	0.381	0.426	0.389	0.338	0.398	0.388	0.324
∑anions		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Total		16.846	16.949	16.950	16.839	16.898	16.920	16.866	16.871	16.915	16.878	16.814
Me	*mol%*	41.19	38.39	39.49	42.08	40.82	44.17	41.98	39.04	42.21	39.73	36.02
Ma		58.81	61.61	60.51	57.92	59.18	55.83	58.02	60.96	57.79	60.27	63.98

Tableau C-42 : Composition chimique des scapolites de Namalulu

Sulphides		Pyrrhotite			Pyrite			Chalcopyrite	
Samples		JF060		JF103	JF060		JF103	JF060	
Analyses		a2-26	c-5	cpp-37	a2-29	c-12	e-43	a2-31	c-15
Cr	*wt%*	0.14	0.14	0.13	0.12	0.17	0.00	0.14	0.14
Fe		60.16	60.93	58.55	46.61	47.23	44.61	29.79	30.84
Ni		0.57	0.61	0.61	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00
Cu		0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	35.33	34.69
S		37.70	37.56	38.00	51.45	51.23	53.10	33.97	33.35
Total		98.57	99.24	97.29	98.48	98.62	98.01	99.24	99.02
Cr	*apfu*	0.002	0.002	0.002	0.003	0.004	0.000	0.005	0.005
Fe		0.951	0.959	0.933	1.023	1.037	0.974	0.992	1.032
Ni		0.009	0.009	0.009	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000
Cu		0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	1.034	1.020
S		1.038	1.029	1.055	1.968	1.959	2.020	1.969	1.943
Total		2.000	2.000	2.000	3.000	3.000	3.000	4.000	4.000

Tableau C-43 : Composition chimique des sulfures de Namalulu

Samples		JF060			JF103						
Analyses		a1-17	c-80	c-88	cpl-18	cpl-19	cpl-22	cpl-23	cpl-24	cpl-25	cpl-29
SiO_2	*wt%*	65.01	63.51	59.70	60.99	62.44	61.99	62.06	63.02	59.69	59.59
Al_2O_3		19.06	18.70	20.59	19.35	19.04	18.82	19.48	18.90	19.75	20.00
BaO		1.33	1.48	7.55	3.89	1.22	1.48	3.25	0.45	5.74	6.38
Na_2O		0.41	0.25	0.21	0.00	0.00	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00
K_2O		16.19	16.18	13.85	15.33	16.54	16.09	16.21	16.94	15.199	14.52
Total		102.00	100.12	101.91	99.55	99.25	98.65	100.99	99.30	100.39	100.48
Si	*apfu*	2.973	2.967	2.846	2.913	2.946	2.946	2.918	2.958	2.872	2.867
Al		1.027	1.030	1.157	1.089	1.059	1.054	1.079	1.046	1.120	1.134
Ba		0.024	0.027	0.141	0.073	0.023	0.028	0.060	0.008	0.108	0.120
Na		0.037	0.023	0.019	0.000	0.000	0.025	0.000	0.000	0.000	0.000
K		0.944	0.964	0.842	0.934	0.996	0.975	0.972	1.014	0.933	0.891
Total		5.004	5.011	5.006	5.009	5.023	5.027	5.029	5.026	5.034	5.012
Albite	*mol%*	3.64	2.24	1.94	0.00	0.00	2.39	0.00	0.00	0.00	0.00
Anorthite		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Orthose		93.98	95.09	83.99	92.77	97.78	94.92	94.20	99.19	89.60	88.11
Celsian		2.38	2.67	14.07	7.23	2.22	2.69	5.80	0.81	10.40	11.89

Tableau C-44 : Composition chimique des feldspaths de Namalulu

Sample		JF060									
Analyses		c-1	c-2	c-3	c-4	c-5	c-6	c-7	c-8	c-9	c-10
Cr_2O_3	*wt%*	32.43	33.46	28.41	24.27	27.73	25.47	32.14	32.80	28.80	35.24
Fe_2O_3		1.27	1.49	1.15	1.09	1.20	2.50	2.95	1.20	1.20	3.33
V_2O_3		65.91	64.29	69.90	76.23	72.73	73.81	65.16	67.63	71.29	63.01
Total		99.61	99.25	99.46	101.59	101.65	101.77	100.25	101.63	101.29	101.58
Cr	*apfu*	0.646	0.669	0.566	0.473	0.540	0.496	0.636	0.640	0.563	0.689
Fe^{3+}		0.024	0.028	0.022	0.020	0.022	0.046	0.056	0.022	0.022	0.062
V^{3+}		1.330	1.303	1.412	1.507	1.437	1.458	1.308	1.338	1.414	1.249
Total		2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Hematite	*mol%*	1.20	1.42	1.09	1.01	1.11	2.32	2.78	1.12	1.12	3.10
Karelianite		66.52	65.14	70.61	75.34	71.87	72.89	65.41	66.89	70.71	62.45
Eskolaite		32.28	33.43	28.30	23.65	27.02	24.80	31.81	31.99	28.17	34.44

Tableau C-45 : Composition chimique des karélianites de Namalulu

Samples		N1	N4	N5
Number of analyses		20	20	20
SiO_2	*wt%*	39.62	39.55	39.77
TiO_2		0.37	0.30	0.35
Al_2O_3		21.59	21.61	21.47
Cr_2O_3		0.05	0.09	0.08
Fe_2O_3 *		0.00	0.00	0.00
V_2O_3		0.49	0.77	0.80
FeO *		0.06	0.06	0.06
MnO		1.18	1.12	1.18
MgO		0.34	0.36	0.36
CaO		35.65	35.50	35.69
Total		99.36	99.36	99.76
Si	*apfu*	3.002	2.997	3.003
^{iv}Al		0.000	0.003	0.000
∑		3.002	3.000	3.003
^{vi}Al		1.928	1.927	1.911
Ti		0.021	0.017	0.020
Cr		0.003	0.005	0.005
Fe^{3+}		0.000	0.000	0.000
V^{3+}		0.030	0.047	0.048
∑Oct.		1.982	1.996	1.984
Fe^{2+}		0.004	0.004	0.004
Mn		0.076	0.072	0.075
Mg		0.039	0.040	0.040
Ca		2.895	2.882	2.888
∑Tet.		3.013	2.998	3.008
Total		7.997	7.995	7.995
End members DHZ(1992)				
Pyrope	*mol%*	1.3	1.3	1.3
Almandine		0.1	0.1	0.1
Spessartite		2.5	2.4	2.5
Andradite		0.0	0.0	0.0
Uvarovite		0.2	0.3	0.2
Goldmanite		1.5	2.4	2.4
Grossular		94.4	93.5	93.4
Total		100.0	100.0	100.0

Tableau C-46 : Composition chimique des tsavorites de Namalulu

Faciès	**Métagabbro**		
Echantillon	*JF105*	*JF105*	*JF105*
Point	19	23	25
SiO_2	52,57	52,41	52,48
TiO_2	0,22	0,21	0,25
Al_2O_3	3,05	3,23	3,43
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	0,00	0,00	0,00
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00
FeO*	8,20	8,19	7,66
MnO	0,39	0,45	0,40
MgO	12,83	12,70	12,52
CaO	21,42	21,64	21,65
Na_2O	1,16	1,48	1,31
K_2O	0,00	0,00	0,00
Total	99,82	100,31	99,70
Si	1,956	1,945	1,953
^{iv}Al	0,044	0,055	0,047
^{vi}Al	0,090	0,087	0,103
Ti	0,006	0,006	0,007
Cr	0,000	0,000	0,000
V	0,000	0,000	0,000
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,255	0,254	0,238
Mn	0,012	0,014	0,013
Mg	0,712	0,703	0,694
Ca	0,854	0,861	0,863
Na	0,084	0,107	0,095
K	0,000	0,000	0,000
Total	4,013	4,031	4,013
X_{Mg}	0,7	0,7	0,7
Wollastonite	46,9	47,3	48,1
Enstatite	39,1	38,7	38,7
Ferrosilite	14,0	14,0	13,3

Tableau C-47 : Composition chimique des diopsides du métagabbro de Namalulu

Faciès	**Métagabbro**
Echantillon	*JF105*
Point	*22*
SiO_2	49,94
TiO_2	0,00
Al_2O_3	25,28
FeO	0,00
MnO	0,00
MgO	0,00
CaO	13,84
Na_2O	4,84
K_2O	0,23
F	0,00
Cl	0,57
SO_3	2,48
CO_2	2,80
-O=F	0,00
-O=Cl	0,13
Total	99,83
Si	7,516
^{iv}Al	4,484
Ti^{4+}	0,000
Fe^{2+}	0,000
Mn^{2+}	0,000
Mg^{2+}	0,000
Ca^{2+}	2,231
Na^{+}	1,411
K^{+}	0,044
F	0,000
Cl	0,144
S	0,280
C	0,576
Total	16,686
Meionite %	60,5
Na/(Na+Ca)	0,4
Al/(Al+Si)	0,4

Tableau C-48 : Composition chimique de la scapolite du métagabbro de Namalulu

Faciès	**Métagabbro**
Echantillon	*JF105*
Point	*27*
SiO_2	0,00
TiO_2	97,68
Al_2O_3	0,00
Cr_2O_3	0,00
V_2O_3	0,50
Fe_2O_3*	0,00
FeO*	0,75
MnO	0,00
MgO	0,00
CaO	0,62
BaO	0,00
Total	99,55
Si^{4+}	0,000
Ti^{4+}	0,987
Al^{3+}	0,000
Cr^{3+}	0,000
V^{3+}	0,005
Fe^{3+}	0,000
Fe^{2+}	0,008
Mn^{2+}	0,000
Mg^{2+}	0,000
Ca^{2+}	0,009
Ba^{2+}	0,000
Total	1,010

Tableau C-49 : Composition chimique du rutile du métagabbro de Namalulu

Faciès	**Métagabbro**		
Echantillon	*JF105*	*JF105*	*JF105*
Point	18	21	26
SiO_2	30.02	29.96	30.51
TiO_2	38.52	38.69	39.21
Al_2O_3	0.88	0.79	0.72
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00
V_2O_3	0.45	0.00	0.00
Fe_2O_3	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00
CaO	27.90	27.85	27.90
Na_2O	0.00	0.00	0.00
K_2O	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00
H_2O*	1.12	1.12	1.14
-O=F	0.00	0.00	0.00
Total	98.88	98.40	99.49
Si^{4+}	4.000	4.000	4.000
Ti^{4+}	3.860	3.885	3.866
Al^{3+}	0.138	0.124	0.112
Cr^{3+}	0.000	0.000	0.000
V^{3+}	0.048	0.000	0.000
Fe^{3+}	0.000	0.000	0.000
Mn^{2+}	0.000	0.000	0.000
Mg^{2+}	0.000	0.000	0.000
Ca^{2+}	3.983	3.984	3.919
Na^{+}	0.000	0.000	0.000
K^{+}	0.000	0.000	0.000
F^{-}	0.000	0.000	0.000
OH^{-}	1.000	1.000	1.000
Total	13.028	12.993	12.897

Tableau C-50 : Composition chimique des titanites du métagabbro de Namalulu

MINERAL	**CHALCOCITE**		**ANILITE**	**BORNITE**
Faciès			**Métagabbro**	
Echantillon	*JF105*	*JF105*	*JF105*	*JF105*
Point	47	51	49	50
V	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	1,21	10,54
As	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00
Co	0,00	0,00	0,00	0,00
Mo	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	80,33	80,13	76,90	62,97
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00
S	22,72	19,43	23,22	26,72
Total	103,05	99,56	101,33	100,23
V	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,000	0,000	0,122	0,937
As	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000
Co	0,000	0,000	0,000	0,000
Mo	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu	1,922	2,026	6,806	4,923
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000
S	1,078	0,974	4,072	4,140
Total	3,000	3,000	11,000	10,000

Tableau C-51 : Composition chimique des sulfures du métagabbro de Namalulu

Faciès	**Biotitite**	
Echantillon	JF115	JF115
Point	*28*	*33*
SiO_2	45.94	45.87
TiO_2	0.00	0.00
Al_2O_3	36.25	35.95
Fe_2O_3	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00
CaO	18.18	18.33
BaO	0.00	0.00
Na_2O	0.94	1.01
K_2O	0.00	0.00
Total	101.31	101.16
Si	2.084	2.086
Ti	0.000	0.000
Al	1.938	1.927
Fe^{3+}	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000
Ca	0.884	0.893
Ba	0.000	0.000
Na	0.083	0.089
K	0.000	0.000
Total	4.988	4.995
Albite	8.6	9.1
Anorthite	91.4	90.9
Orthose	0.0	0.0
Total	100.0	100.0

Tableau C-52 : Composition chimique des plagioclases de la biotitite de Namalulu

Faciès	**Biotitite**	
Echantillon	JF115	JF115
Point	30	32
SiO_2	37.74	37.78
TiO_2	1.97	2.02
Al_2O_3	18.68	18.56
Cr_2O_3	0.00	0.00
V_2O_3	0.00	0.00
FeO	12.81	12.86
MnO	0.00	0.00
MgO	14.50	14.56
CaO	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00
Na_2O	0.00	0.00
K_2O	9.83	9.79
NiO	0.00	0.00
F	0.00	0.00
Cl	0.00	0.07
H_2O*	4.09	4.07
-O=F	0.00	0.00
-O=Cl	0.00	-0.02
Total	99.61	99.70
Si	5.533	5.537
^{iv}Al	2.467	2.463
^{vi}Al	0.760	0.742
Ti	0.217	0.223
Cr	0.000	0.000
V	0.000	0.000
Fe^{2+}	1.571	1.576
Mn	0.000	0.000
Mg	3.169	3.182
Ni	0.000	0.000
	5.717	*5.723*
Ca	0.000	0.000
Ba	0.000	0.000
Na	0.000	0.000
K	1.839	1.830
	1.839	*1.830*
F	0.000	0.000
Cl	0.000	0.018
OH	4.000	3.982
Total	19.556	19.553
X_{Mg}	0.67	0.67

Tableau C-53 : Composition chimique des biotites de la biotitite de Namalulu

Faciès	**Biotitite**
Echantillon	JF115
Point	31
SiO_2	36,88
TiO_2	0,45
Al_2O_3	32,61
Cr_2O_3	0,00
V_2O_3	0,00
Fe_2O_3*	0,00
B_2O_3	10,81
FeO*	5,84
MnO	0,00
MgO	8,43
CaO	1,12
BaO	0,00
CuO	0,00
Na_2O	1,72
K_2O	0,00
F	0,00
H_2O*	3,73
-O=F	0,00
Total	101,60
B^{3+}	3,000
Si^{4+}	5,929
^{iv}Al	0,071
Al Z	6,000
^{vi}Al	0,107
Ti^{4+}	0,054
Cr^{3+}	0,000
V3+	0,000
Fe^{3+}	0,000
Fe^{2+}	0,785
Mn^{2+}	0,000
Mg^{2+}	2,021
Ba^{2+}	0,000
Cu^{2+}	0,000
	2,967
Ca^{2+}	0,194
Na^{+}	0,535
K^{+}	0,000
	0,729
F^{-}	0,000
OH^{-}	4,000
	4,000
Total	18,696

Tableau C-54 : Composition chimique de la tourmaline de la biotitite de Namalulu

ANNEXE C

ANALYSES A LA MSE

NADAN1
SØR RONDANE
KIMWENGAN

Plagioclase	*p.2*
Phlogopite	*p.3*
Diopside	*p.4-5*
Scapolite	*p.6*
Grenats	*p.7-8*
Epidotes	*p.9*
Titanite	*p.10*

GISEMENT		KIMWENGAN	NADAN				SØR RONDANE
Faciès		Eponte de veine de quartz	Quartz palissadique	Auréole de nodule			Auréole de nodule
Echantillon		KIM-a1	Nadan-R1	Nadan Nod4	Nadan Nod4	Nadan Nod4	SRM-NodA
Point		*17*	*27*	*30*	*31*	*64*	*21*
SiO_2	*%poids*	42,81	55,23	45,03	42,60	42,77	43,82
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		36,27	27,57	35,89	36,14	36,25	35,66
Fe_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO		19,67	9,67	17,46	19,73	19,60	19,38
BaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O		0,53	6,09	0,34	0,33	0,30	0,81
K_2O		0,04	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		99,32	98,68	98,72	98,79	98,92	99,66
Si	*apfu*	1,998	2,517	2,088	1,998	2,002	2,036
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al		1,996	1,481	1,961	1,998	2,000	1,952
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca		0,984	0,472	0,867	0,992	0,983	0,964
Ba		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,048	0,538	0,030	0,030	0,028	0,073
K		0,002	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000
Total		5,029	5,015	4,947	5,018	5,012	5,025
Ab	*%molécule*	4,7	52,9	3,4	2,9	2,7	7,0
An		95,1	46,4	96,6	97,1	97,3	93,0
Or		0,2	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0
Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-55 : Composition chimique des plagioclases de Kimwengan, Nadan1 et Sør Rondane

GISEMENT		**NADAN**	
Faciès		**Quartz palissadique**	
Echantillon		Nadan-R1	Nadan-R1
Point		*28*	*29*
SiO_2	*%poids*	39,02	38,56
TiO_2		3,39	3,12
Al_2O_3		16,05	15,83
Cr_2O_3		0,52	0,72
V_2O_3		3,11	4,39
FeO		0,00	0,94
MnO		0,00	0,52
MgO		22,63	21,22
CaO		0,00	0,00
BaO		0,00	0,00
Na_2O		0,12	0,16
K_2O		9,53	9,71
F		0,00	0,00
Cl		0,00	0,00
H_2O*		4,24	4,23
-O=F		0,00	0,00
-O=Cl		0,00	0,00
Total		98,60	99,39
Si^{4+}	*apfu*	5,510	5,468
^{iv}Al		2,490	2,532
^{vi}Al		0,181	0,114
Ti		0,360	0,332
Cr		0,058	0,081
V		0,352	0,500
Fe^{2+}		0,000	0,111
Mn		0,000	0,062
Mg		4,765	4,486
Oct		*5,715*	*5,686*
Ca		0,000	0,000
Ba		0,000	0,000
Na		0,032	0,044
K		1,716	1,757
Int		*1,749*	*1,801*
F		0,000	0,000
Cl		0,000	0,000
OH		4,000	4,000
Total		19,464	19,487

Tableau C-56 : Composition chimique des phlogopites de Nadan1

GISEMENT		**NADAN**																		
Faciès		**Auréole de nodule**																		
Echantillon		Nod1	Nod1	Nod1	Nod1	Nod1	Nod4	Nod4	Nod4	Nod4	Nod4	Nod5	Nod5	Nod5	Nod5	Nod5	Nod5	Nod5	Nod5	Nod5
Point	*%poids*	*2*	*4*	*10*	*12*	*17*	*28*	*57*	*65*	*66*	*67*	*35*	*36*	*38*	*40*	*43*	*45*	*47*	*50*	*55*
SiO_2		51,38	53,40	51,61	51,60	44,75	53,85	53,50	54,05	53,77	54,01	53,97	54,14	54,64	53,75	54,01	53,45	53,62	53,13	56,95
TiO_2		0,49	0,00	0,24	0,46	0,91	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		3,87	3,20	5,63	4,44	14,52	0,99	1,47	1,33	0,93	1,25	1,05	1,00	1,05	1,13	1,20	1,28	1,06	1,19	1,39
Cr_2O_3		0,70	0,13	0,13	0,47	1,59	0,00	0,37	0,09	0,00	0,14	0,14	0,15	0,12	0,14	0,21	0,30	0,00	0,21	0,12
V_2O_3		0,15	0,00	0,00	0,00	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		16,96	17,94	17,37	17,79	12,26	18,76	18,28	18,69	18,86	18,47	18,83	18,85	18,97	18,84	18,58	18,87	18,70	18,59	15,51
CaO		25,52	25,82	25,80	25,20	24,89	26,18	26,23	25,99	25,71	25,78	25,72	25,79	25,96	25,97	25,34	25,69	25,85	26,11	24,99
Na_2O		0,18	0,00	0,20	0,00	0,19	0,00	0,16	0,00	0,14	0,13	0,00	0,12	0,14	0,00	0,24	0,20	0,16	0,11	0,13
K_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		99,25	100,49	100,97	99,97	99,52	99,77	100,01	100,16	99,42	99,77	99,71	100,04	100,87	99,83	99,56	99,80	99,39	99,33	99,09
Si	*apfu*	1,878	1,918	1,850	1,867	1,637	1,953	1,939	1,950	1,955	1,956	1,955	1,956	1,957	1,948	1,958	1,939	1,952	1,939	2,052
^{iv}Al		0,122	0,082	0,150	0,133	0,363	0,042	0,061	0,050	0,040	0,044	0,045	0,043	0,043	0,048	0,042	0,055	0,046	0,051	0,000
^{vi}Al		0,045	0,054	0,088	0,056	0,263	0,000	0,002	0,007	0,000	0,010	0,000	0,000	0,001	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,059
Ti		0,013	0,000	0,006	0,013	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,020	0,004	0,004	0,014	0,046	0,000	0,011	0,003	0,000	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,006	0,009	0,000	0,006	0,003
V		0,004	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,924	0,961	0,928	0,960	0,668	1,014	0,987	1,005	1,023	0,997	1,017	1,015	1,013	1,018	1,004	1,021	1,015	1,011	0,833
Ca		0,999	0,994	0,991	0,977	0,975	1,017	1,019	1,005	1,002	1,000	0,999	0,998	0,996	1,008	0,984	0,999	1,008	1,021	0,965
Na		0,013	0,000	0,014	0,000	0,013	0,000	0,011	0,000	0,010	0,009	0,000	0,008	0,009	0,000	0,017	0,014	0,011	0,008	0,009
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total		4,019	4,012	4,030	4,019	4,003	4,026	4,030	4,020	4,030	4,020	4,020	4,025	4,024	4,026	4,021	4,036	4,031	4,037	3,921
X_{Mg}		1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Wollastonite (Ca)	*%molécule*	52,0	50,8	51,6	50,4	59,3	50,1	50,8	50,0	49,5	50,1	49,5	49,6	49,6	49,8	49,5	49,5	49,8	50,2	53,7
Enstatite (Mg)		48,0	49,2	48,4	49,6	40,7	49,9	49,2	50,0	50,5	49,9	50,5	50,4	50,4	50,2	50,5	50,5	50,2	49,8	46,3
Ferrosilite (Fe^{2+})		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Tableau C-57 : Composition chimique des diopsides de Nadan1

GISEMENT		**KIMWENGAN**				**SØR RONDANE**			
Faciès		**Eponte de veine de quartz**				**Auréole de nodule**			
Echantillon		KIM-a1	KIM-a1	KIM-a1	KIM-a2	SRM-NodA	SRM-NodA	SRM-NodA	SRM-NodA
Point	*%poids*	*4*	*13*	*16*	*20*	*10*	*11*	*15*	*17*
SiO_2		54,32	53,97	54,72	54,41	53,60	52,28	51,03	51,17
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		0,99	1,32	0,94	0,87	0,65	1,52	2,45	2,03
Cr_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,16	0,09
V_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,54	1,41	1,12
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*		0,00	0,00	0,00	0,00	1,07	6,68	7,18	6,93
MnO		0,00	0,31	0,49	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		18,89	18,30	18,81	18,67	18,51	14,10	13,27	13,33
CaO		26,26	25,89	25,91	26,03	25,79	25,03	24,37	24,46
Na_2O		0,19	0,18	0,16	0,21	0,11	0,18	0,32	0,29
K_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total		100,65	99,97	101,03	100,62	99,73	100,41	100,19	99,42
Si	*apfu*	1,953	1,954	1,960	1,959	1,954	1,941	1,908	1,924
^{iv}Al		0,042	0,046	0,040	0,037	0,028	0,059	0,092	0,076
^{vi}Al		0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,008	0,016	0,014
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,005	0,003
V		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,042	0,034
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,033	0,208	0,225	0,218
Mn		0,000	0,009	0,015	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		1,012	0,988	1,005	1,002	1,006	0,781	0,739	0,747
Ca		1,012	1,004	0,994	1,004	1,007	0,996	0,976	0,986
Na		0,013	0,012	0,011	0,015	0,008	0,013	0,023	0,021
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total		4,032	4,024	4,025	4,030	4,036	4,023	4,026	4,023
X_{Mg}		1,000	1,000	1,000	1,000	0,969	0,790	0,767	0,774
Wollastonite (Ca)	*%molécule*	50,0	50,4	49,7	50,1	49,2	50,2	50,3	50,5
Enstatite (Mg)		50,0	49,6	50,3	49,9	49,2	39,3	38,1	38,3
Ferrosilite (Fe^{2+})		0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	10,5	11,6	11,2

Tableau C-58 : Composition chimique des diopsides de Kimwengan et de Sør Rondane

GISEMENT		**KIMWENGAN**			**SØR RONDANE**
Faciès		**Eponte de veine de quartz**			**Auréole de nodule**
Echantillon		KIM-a1	KIM-a1	KIM-a2	SRM-NodA
Point		*5*	*14*	*25*	*13*
SiO_2	*%poids*	42,68	43,02	42,97	42,19
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		29,50	29,57	29,44	29,12
FeO		0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00
CaO		20,33	20,40	20,54	20,66
Na_2O		2,14	2,35	2,38	2,05
K_2O		0,08	0,06	0,13	0,16
F		0,00	0,00	0,00	0,00
Cl		0,00	0,00	0,00	0,10
SO_3		0,00	0,00	0,21	0,00
CO_2		4,73	4,75	4,62	4,54
-O=F		0,00	0,00	0,00	0,00
-O=Cl		0,00	0,00	0,00	0,02
Total		99,45	100,14	100,30	98,80
Si^{4+}	*apfu*	6,613	6,630	6,639	6,617
Al^{3+}		5,387	5,370	5,361	5,383
Ti^{4+}		0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000
Mn^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000
Mg^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000
Ca^{2+}		3,375	3,368	3,400	3,471
Na^{+}		0,643	0,703	0,713	0,624
K^{+}		0,016	0,011	0,026	0,031
F		0,000	0,000	0,000	0,000
Cl		0,000	0,000	0,000	0,027
S		0,000	0,000	0,025	0,000
C		1,000	1,000	0,975	0,973
Total		17,0340	17,0823	17,1397	17,1262
%Méionite		83,7	82,5	82,1	84,1
Na/(Na+Ca)		0,160	0,173	0,173	0,152
Al/(Al+Si)		0,449	0,448	0,447	0,449

Tableau C-59 : Composition chimique des scapolites de Kimwengan et de Sør Rondane

GISEMENT		NADAN1											
Faciès		Auréole de nodule	Cœur de nodule										
Echantillon		Nod5	Nod1	Nod1	Nod1	Nod1	Nod4	Nod4	Nod4	Nod5	Nod5	Nod5	Nod5
Point		*51*	*18*	*21*	*22*	*24*	*34*	*58*	*59*	*34*	*42*	*46*	*57*
SiO_2	*%poids*	38,27	40,44	38,32	40,78	40,70	39,08	38,94	38,71	38,51	38,83	38,41	39,76
TiO_2		0,20	0,34	0,38	0,36	0,31	0,44	0,36	0,26	0,45	0,41	0,42	0,38
Al_2O_3		19,44	22,67	21,57	21,79	22,75	21,74	21,16	20,81	21,59	21,74	21,74	21,24
Cr_2O_3		3,87	1,12	1,10	1,12	1,20	1,13	1,29	1,63	1,03	0,97	0,92	1,07
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3		0,37	0,00	0,17	0,16	0,22	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,43	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,56	0,56	0,61	0,60	0,55	0,59	0,59	0,50	0,60	0,62	0,57	0,58
CaO		35,70	35,76	36,26	36,12	36,16	36,13	36,42	36,10	36,50	36,61	36,40	36,00
Total		98,84	101,32	98,40	100,94	101,89	99,10	99,22	99,02	98,67	99,19	98,47	99,03
Si	*apfu*	2,949	2,990	2,936	3,025	2,990	2,965	2,964	2,961	2,942	2,948	2,939	3,013
^{iv}Al		0,051	0,010	0,064	0,000	0,010	0,035	0,036	0,039	0,058	0,052	0,061	0,000
		3,000	*3,000*	*3,000*	*3,025*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,013*
^{vi}Al		1,715	1,965	1,884	1,905	1,960	1,909	1,863	1,837	1,885	1,894	1,900	1,897
Ti		0,012	0,019	0,022	0,020	0,017	0,025	0,021	0,015	0,026	0,024	0,024	0,022
Cr		0,236	0,066	0,067	0,066	0,070	0,068	0,078	0,099	0,062	0,058	0,056	0,064
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}		0,023	0,000	0,011	0,010	0,013	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000
		1,985	*2,049*	*1,983*	*2,001*	*2,060*	*2,001*	*1,961*	*1,964*	*1,974*	*1,976*	*1,980*	*1,983*
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,028	0,027	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030	0,052	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,065	0,062	0,070	0,067	0,060	0,067	0,067	0,056	0,068	0,071	0,065	0,066
Ca		2,948	2,833	2,977	2,871	2,846	2,937	2,970	2,958	2,988	2,979	2,984	2,923
		3,041	*2,922*	*3,046*	*2,938*	*2,906*	*3,003*	*3,066*	*3,066*	*3,056*	*3,049*	*3,049*	*2,989*
Total		8,027	7,971	8,029	7,964	7,966	8,005	8,027	8,030	8,029	8,026	8,028	7,985
Pyrope	*%molécule*	2,1	2,1	2,3	2,3	2,1	2,2	2,2	1,8	2,2	2,3	2,1	2,2
Almandin		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine		0,9	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0
Andradite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite		11,9	3,2	3,4	3,3	3,4	3,4	4,0	5,0	3,2	3,0	2,8	3,2
Goldmanite		1,1	0,0	0,5	0,5	0,6	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0
Grossulaire		83,9	93,8	93,8	94,0	93,9	94,4	92,9	90,8	94,6	94,7	95,0	94,6
Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-60 : Composition chimique des grenats de Nadan1

GISEMENT		KIMWENGAN					SØR RONDANE							
Faciès		**Eponte de veine de quartz**					**Auréole de nodule**							
Echantillon		KIM-a1	KIM-a1	KIM-a1	KIM-a2	KIM-a2	SRM-NodA	SRM-NodA	SRM-NodA	SRM-NodA	SRM-NodA	SRM-NodA	SRM-NodA	SRM-NodA
Point		*3*	*8*	*10*	*21*	*23*	*3*	*4*	*7*	*12*	*14*	*18*	*22*	*23*
SiO_2	*%poids*	38,87	39,38	38,92	39,03	39,18	38,42	37,11	37,35	36,84	36,64	35,89	37,81	38,82
TiO_2		0,38	0,36	0,33	0,29	0,42	0,39	0,51	0,56	0,41	0,43	0,47	1,03	0,37
Al_2O_3		22,03	21,81	21,94	21,96	22,05	21,25	13,55	14,03	11,95	9,51	9,24	18,42	21,64
Cr_2O_3		0,00	0,10	0,00	0,15	0,00	0,13	1,19	1,16	1,26	1,51	1,55	0,52	0,13
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,53	2,26	2,23	2,77	3,43	1,62	0,00
V_2O_3		0,59	0,60	0,59	0,89	0,60	1,10	8,69	8,50	12,24	14,60	14,61	4,08	1,29
FeO*		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,61	1,51	1,22	0,78	0,23	1,01	0,00
MnO		1,04	1,17	0,86	0,52	1,07	0,00	0,53	0,47	0,00	0,51	0,00	0,80	0,00
MgO		0,60	0,70	0,57	0,43	0,57	0,50	0,37	0,31	0,32	0,41	0,32	0,51	0,46
CaO		36,24	36,25	36,60	36,33	36,04	37,44	32,80	33,28	33,26	32,91	33,20	33,89	36,87
Total		99,76	100,37	99,81	99,60	99,93	99,24	98,89	99,42	99,73	100,07	98,95	99,70	99,59
Si	*apfu*	2,942	2,962	2,944	2,954	2,956	2,930	2,946	2,944	2,922	2,928	2,903	2,914	2,942
^{iv}Al		0,058	0,038	0,056	0,046	0,044	0,070	0,054	0,056	0,078	0,072	0,097	0,086	0,058
		3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al		1,906	1,894	1,901	1,912	1,917	1,840	1,214	1,246	1,039	0,823	0,784	1,588	1,874
Ti		0,022	0,020	0,019	0,017	0,024	0,023	0,030	0,033	0,024	0,026	0,029	0,060	0,021
Cr		0,000	0,006	0,000	0,009	0,000	0,008	0,075	0,072	0,079	0,095	0,099	0,032	0,008
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,151	0,134	0,133	0,167	0,209	0,094	0,000
V^{3+}		0,036	0,036	0,036	0,054	0,036	0,067	0,553	0,537	0,779	0,935	0,947	0,252	0,078
		1,964	*1,957*	*1,955*	*1,992*	*1,977*	*1,938*	*2,023*	*2,023*	*2,054*	*2,047*	*2,068*	*2,026*	*1,982*
Fe^{2+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,107	0,100	0,081	0,052	0,016	0,065	0,000
Mn		0,067	0,074	0,055	0,033	0,068	0,000	0,036	0,031	0,000	0,035	0,000	0,052	0,000
Mg		0,067	0,079	0,064	0,048	0,064	0,057	0,043	0,036	0,038	0,049	0,039	0,058	0,052
Ca		2,938	2,921	2,966	2,946	2,913	3,060	2,790	2,810	2,827	2,818	2,877	2,799	2,993
		3,073	*3,074*	*3,086*	*3,027*	*3,045*	*3,116*	*2,977*	*2,977*	*2,946*	*2,953*	*2,932*	*2,974*	*3,046*
Total		8,036	8,031	8,041	8,019	8,022	8,055	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,028
Pyrope	*%molécule*	2,2	2,6	2,1	1,6	2,1	1,8	1,5	1,2	1,3	1,7	1,3	2,0	1,7
Almandin		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,6	3,3	2,8	1,8	0,5	2,2	0,0
Spessartine		2,2	2,4	1,8	1,1	2,2	0,0	1,2	1,0	0,0	1,2	0,0	1,8	0,0
Andradite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	6,6	6,5	8,2	10,1	4,6	0,0
Uvarovite		0,0	0,3	0,0	0,4	0,0	0,4	3,7	3,6	3,9	4,7	4,8	1,6	0,4
Goldmanite		1,8	1,8	1,8	2,7	1,8	3,5	27,3	26,5	37,9	45,7	45,8	12,4	3,9
Grossulaire		93,8	92,9	94,3	94,1	93,8	94,3	55,3	57,7	47,7	36,9	37,4	75,4	93,9
Total		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-61 : Composition chimique grenats de Kimwengan et de Sør Rondane

GISEMENT		**NADAN**			**SØR RONDANE**
Faciès		**Auréole de nodule**			
Echantillon		Nod1	Nod1	Nod1	SRM-NodA
Point		*15*	*23*	*25*	*6*
SiO_2	*%poids*	44,02	41,39	41,60	39,04
TiO_2		0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3		35,04	35,63	34,80	33,44
Cr_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00
CaO		18,64	19,96	19,64	24,44
Na_2O		0,19	0,15	0,17	0,38
K_2O		0,09	0,00	0,00	0,00
F		0,00	0,00	0,00	0,00
Cl		0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O*		2,04	2,01	1,99	1,96
-O=F		0,00	0,00	0,00	0,00
-O=Cl		0,00	0,00	0,00	0,00
Total		100,03	99,13	98,19	99,26
Si^{4+}	*apfu*	3,233	3,092	3,134	2,980
Al^{4+}		0,000	0,000	0,000	0,020
Ti^{4+}		0,000	0,000	0,000	0,000
Al^{3+}		3,033	3,137	3,090	2,989
Cr^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,000	0,000	0,000	0,000
Ca		1,467	1,598	1,585	1,999
Na		0,027	0,022	0,025	0,057
K		0,009	0,000	0,000	0,000
F		0,000	0,000	0,000	0,000
Cl		0,000	0,000	0,000	0,000
OH		1,000	1,000	1,000	1,000
Total		8,769	8,850	8,834	9,044

Tableau C-62 : Composition chimique des épidotes de Nadan1 et de Sør Rondane

GISEMENT		KIMWENGAN			NADAN		SØR RONDANE
Faciès		**Eponte de veine de quartz**			**Auréole de nodule**		**Auréole de nodule**
Echantillon		KIM-a1	KIM-a1	KIM-a2	Nod4	Nod5	SRM-NodA
Point		*6*	*15*	*26*	*61*	*37*	*20*
SiO_2	*%poids*	30,28	30,20	30,50	30,14	30,06	29,65
TiO_2		34,30	33,86	33,60	38,20	38,05	33,29
Al_2O_3		4,28	4,93	5,20	2,02	1,99	2,33
Cr_2O_3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,31
V_2O_3		0,22	0,35	0,39	0,00	0,00	3,45
Fe_2O_3*		0,00	0,00	0,00	0,44	0,00	0,00
MnO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO		28,80	28,80	29,78	28,89	28,65	27,56
BaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F		2,60	0,00	1,83	0,00	0,00	0,00
H_2O*		0,00	1,13	0,28	1,13	1,13	1,11
-O=F		1,10	0,00	0,77	0,00	0,00	0,00
Total		99,38	99,27	100,81	100,82	100,10	97,70
Si^{4+}	*apfu*	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Ti^{4+}		3,408	3,373	3,314	3,813	3,807	3,378
Al^{3+}		0,666	0,769	0,803	0,316	0,313	0,371
Cr^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,023	0,033
V^{3+}		0,023	0,037	0,042	0,000	0,000	0,373
Fe^{3+}		0,000	0,000	0,000	0,044	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca		4,077	4,088	4,184	4,109	4,085	3,984
Ba		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F		1,088	0,000	0,759	0,000	0,000	0,000
OH		0,000	1,000	0,241	1,000	1,000	1,000
Total		13,261	13,268	13,342	13,282	13,228	13,139

Tableau C-63 : Composition chimique des titanites de Kimwengan, Nadan1 et Sør Rondane

ANNEXE C

ANALYSES A LA MSE

TSAVORITES

Tanzanie *p.2*
Kenya *p.38*
Madagascar *p.56*
Pakistan *p.69*
Antarctique de l'Est *p.73*
Myanmar *p.75*

TANZANIE

Lemshuku (primaire)	*p.3-6*
Lemshuku (placer)	*p.7-20*
Komolo (Lemshuku)	*p.21*
Namalulu	*p.22-24*
Merelani	*p.25-29*
Kimwengan	*p.30-32*
Umba	*p.33-34*
Moshi	*p.34*
Ruangwa	*p.35*
Tunduru	*p.36-37*

GISEMENT	LEMSHUKU																			
Echantillon	LEM-1-3/8										LEM-2-4/6									
SiO_2	39,96	39,95	39,60	39,78	39,58	39,68	39,55	39,76	39,85	40,00	39,69	39,28	39,87	39,74	39,96	40,56	40,03	39,98	39,96	40,28
TiO_2	0,39	0,39	0,40	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,46	0,46	0,46	0,44	0,44	0,43	0,43	0,45	0,46	0,46
Al_2O_3	20,73	20,83	20,89	20,66	20,78	20,92	20,92	20,53	20,40	20,59	20,81	20,28	20,66	21,19	21,38	20,93	20,94	20,76	20,70	20,89
Cr_2O_3	0,29	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,31	0,31	0,31	0,31	0,30	0,29	0,28	0,28	0,27	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	2,47	2,47	2,49	2,50	2,49	2,47	2,47	2,49	2,50	2,49	1,76	1,75	1,74	1,76	1,76	1,78	1,77	1,74	1,75	1,75
FeO*	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,06	0,00	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07
MnO	0,99	0,98	0,98	0,99	0,98	0,98	0,99	0,98	0,99	0,98	0,53	0,53	0,52	0,53	0,53	0,53	0,54	0,53	0,53	0,53
MgO	0,53	0,54	0,54	0,53	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,53	0,53	0,54	0,54	0,54	0,54	0,53	0,53	0,54	0,54	0,54
CaO	35,58	35,90	36,31	36,21	35,92	36,13	35,87	35,79	35,59	36,12	36,07	35,57	36,01	36,15	36,00	36,00	35,89	35,25	35,87	35,90
Total	101,01	101,42	101,57	101,43	101,05	101,49	101,10	100,85	100,62	101,46	100,22	98,76	100,14	100,71	100,95	101,10	100,47	99,58	100,15	100,69
Si	2,992	2,982	2,957	2,974	2,968	2,963	2,963	2,986	2,997	2,986	2,990	3,003	3,004	2,978	2,984	3,021	3,003	3,020	3,009	3,014
^{iv}Al	0,008	0,018	0,043	0,026	0,032	0,037	0,037	0,014	0,003	0,014	0,010	0,000	0,000	0,022	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,003*	*3,004*	*3,000*	*3,000*	*3,021*	*3,003*	*3,020*	*3,009*	*3,014*
^{vi}Al	1,821	1,814	1,796	1,793	1,804	1,804	1,811	1,803	1,806	1,798	1,838	1,827	1,834	1,850	1,866	1,837	1,852	1,849	1,837	1,842
Ti	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,026	0,026	0,026	0,025	0,025	0,024	0,024	0,026	0,026	0,026
Cr	0,017	0,018	0,018	0,018	0,018	0,017	0,018	0,018	0,019	0,018	0,018	0,018	0,017	0,017	0,016	0,016	0,017	0,017	0,017	0,016
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,148	0,148	0,149	0,150	0,150	0,148	0,148	0,150	0,150	0,149	0,106	0,107	0,105	0,106	0,105	0,106	0,106	0,105	0,105	0,105
	2,008	*2,001*	*1,989*	*1,987*	*1,998*	*1,996*	*2,003*	*1,994*	*1,997*	*1,990*	*1,988*	*1,978*	*1,982*	*1,998*	*2,012*	*1,984*	*1,999*	*1,996*	*1,985*	*1,989*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,063	0,062	0,062	0,062	0,062	0,062	0,063	0,063	0,063	0,062	0,034	0,034	0,033	0,034	0,034	0,033	0,034	0,034	0,034	0,034
Mg	0,059	0,060	0,060	0,059	0,060	0,061	0,061	0,060	0,060	0,059	0,060	0,061	0,060	0,061	0,060	0,059	0,060	0,061	0,061	0,060
Ca	2,854	2,870	2,905	2,900	2,886	2,891	2,880	2,879	2,868	2,889	2,912	2,913	2,907	2,903	2,880	2,873	2,885	2,854	2,894	2,878
	2,981	*2,997*	*3,027*	*3,021*	*3,008*	*3,014*	*3,003*	*3,006*	*2,995*	*3,010*	*3,010*	*3,013*	*3,005*	*3,001*	*2,978*	*2,970*	*2,983*	*2,952*	*2,993*	*2,976*
Total	7,989	7,998	8,016	8,009	8,006	8,009	8,006	7,999	7,992	8,001	7,998	7,994	7,992	7,999	7,990	7,975	7,985	7,969	7,986	7,979
Pyrope	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1	2,0	2,0
Almandin	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1
Andradite	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
Goldmanite	7,4	7,4	7,5	7,5	7,5	7,4	7,4	7,5	7,5	7,5	5,3	5,4	5,3	5,3	5,2	5,4	5,3	5,3	5,3	5,3
Grossulaire	87,5	87,5	87,4	87,3	87,4	87,4	87,4	87,3	87,3	87,4	90,5	90,4	90,6	90,6	90,7	90,6	90,6	90,6	90,6	90,6
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-64 : Composition chimique des tsavorites du gisement primaire de Lemshuku

GISEMENT	LEMSHUKU																			
Echantillon	LEM-2-4/8-A										LEM-2-4/8-B									
SiO_2	40,05	39,83	39,78	39,88	39,71	39,77	39,81	39,65	39,69	40,05	39,34	39,59	39,54	39,69	40,28	39,91	39,96	39,74	40,00	39,77
TiO_2	0,54	0,50	0,51	0,52	0,54	0,56	0,54	0,51	0,51	0,49	0,55	0,55	0,57	0,54	0,50	0,60	0,58	0,57	0,55	0,54
Al_2O_3	21,02	20,95	21,09	21,09	20,99	20,73	20,65	21,02	20,76	21,43	20,67	20,39	20,01	20,01	20,58	20,95	20,98	20,84	20,76	21,12
Cr_2O_3	0,33	0,31	0,32	0,32	0,34	0,35	0,35	0,32	0,33	0,30	0,35	0,36	0,36	0,34	0,35	0,34	0,36	0,35	0,35	0,34
Fe_2O_3*	0,08	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
V_2O_3	1,79	1,73	1,74	1,75	1,80	1,78	1,79	1,74	1,79	1,76	1,80	1,79	1,76	1,70	1,77	1,72	1,76	1,76	1,79	1,81
FeO*	0,00	0,06	0,06	0,06	0,00	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,00
MnO	0,55	0,53	0,52	0,52	0,55	0,55	0,54	0,52	0,54	0,53	0,54	0,55	0,55	0,52	0,51	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55
MgO	0,60	0,55	0,54	0,54	0,60	0,60	0,60	0,55	0,59	0,54	0,59	0,59	0,60	0,54	0,53	0,62	0,61	0,60	0,60	0,59
CaO	36,91	36,08	36,18	36,04	36,54	35,89	35,96	35,49	35,77	35,75	35,59	35,01	34,81	35,61	35,44	35,88	35,45	35,50	36,12	36,27
Total	101,86	100,55	100,75	100,72	101,13	100,30	100,31	99,86	100,05	100,92	99,49	98,88	98,25	99,01	100,02	100,63	100,30	99,99	100,78	101,06
Si	2,974	2,989	2,981	2,987	2,969	2,993	2,996	2,992	2,993	2,989	2,985	3,016	3,031	3,025	3,031	2,991	3,000	2,996	2,996	2,973
^{iv}Al	0,026	0,011	0,019	0,013	0,031	0,007	0,004	0,008	0,007	0,011	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,004	0,004	0,027
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,016*	*3,031*	*3,025*	*3,031*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,814	1,843	1,843	1,848	1,818	1,831	1,828	1,861	1,838	1,874	1,833	1,830	1,808	1,797	1,825	1,841	1,856	1,848	1,828	1,833
Ti	0,030	0,028	0,029	0,029	0,030	0,032	0,031	0,029	0,029	0,027	0,031	0,031	0,033	0,031	0,029	0,034	0,033	0,032	0,031	0,030
Cr	0,019	0,019	0,019	0,019	0,020	0,021	0,021	0,019	0,020	0,018	0,021	0,022	0,022	0,020	0,021	0,020	0,021	0,021	0,021	0,020
Fe^{3+}	0,004	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
V^{3+}	0,107	0,104	0,105	0,105	0,108	0,108	0,108	0,105	0,108	0,105	0,110	0,109	0,108	0,104	0,107	0,103	0,106	0,107	0,108	0,108
	1,974	*1,994*	*1,995*	*2,002*	*1,981*	*1,991*	*1,987*	*2,014*	*1,995*	*2,024*	*1,995*	*1,992*	*1,970*	*1,952*	*1,981*	*1,999*	*2,016*	*2,007*	*1,988*	*1,996*
Fe^{2+}	0,000	0,004	0,004	0,004	0,000	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,000
Mn	0,034	0,034	0,033	0,033	0,035	0,035	0,034	0,033	0,035	0,034	0,035	0,035	0,035	0,034	0,033	0,035	0,035	0,035	0,035	0,035
Mg	0,066	0,062	0,061	0,060	0,067	0,067	0,067	0,062	0,067	0,060	0,067	0,067	0,069	0,061	0,060	0,069	0,068	0,068	0,066	0,066
Ca	2,936	2,901	2,905	2,892	2,927	2,894	2,899	2,869	2,890	2,858	2,893	2,858	2,859	2,908	2,857	2,881	2,852	2,867	2,899	2,904
	3,037	*3,000*	*3,003*	*2,989*	*3,029*	*3,001*	*3,005*	*2,968*	*2,996*	*2,956*	*2,999*	*2,964*	*2,967*	*3,007*	*2,953*	*2,990*	*2,959*	*2,975*	*3,005*	*3,005*
Total	8,011	7,994	7,998	7,991	8,010	7,992	7,993	7,983	7,991	7,980	7,994	7,972	7,968	7,984	7,965	7,988	7,975	7,982	7,993	8,000
Pyrope	2,2	2,1	2,0	2,0	2,2	2,2	2,2	2,1	2,2	2,0	2,2	2,3	2,3	2,0	2,0	2,3	2,3	2,3	2,2	2,2
Almandin	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,0
Spessartine	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,2	1,1	1,1	1,2	1,1	1,2	1,2	1,2	1,1	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
Andradite	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
Uvarovite	1,0	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	1,0	0,9	1,1	1,1	1,1	1,0	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
Goldmanite	5,4	5,2	5,2	5,3	5,4	5,4	5,4	5,2	5,4	5,2	5,5	5,5	5,5	5,3	5,4	5,2	5,3	5,3	5,4	5,4
Grossulaire	90,1	90,5	90,5	90,5	90,0	90,0	90,0	90,5	90,0	90,6	89,9	89,8	89,8	90,4	90,3	90,2	90,1	90,0	90,0	90,0
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-65 : Composition chimique des tsavorites du gisement primaire de Lemshuku

GISEMENT	LEMSHUKU																			
Echantillon	LEM-2																			
SiO_2	38,77	39,67	39,55	39,42	39,29	39,55	39,49	39,77	39,56	39,23	39,76	39,32	39,18	39,31	39,13	38,81	39,22	39,01	39,43	39,06
TiO_2	0,40	0,42	0,41	0,39	0,39	0,37	0,39	0,39	0,39	0,40	0,41	0,39	0,39	0,39	0,36	0,38	0,36	0,36	0,36	0,36
Al_2O_3	21,79	21,62	21,40	21,78	21,65	21,46	21,85	21,66	21,65	21,67	21,91	21,70	21,97	21,65	21,84	21,59	21,76	21,65	21,68	21,51
Cr_2O_3	0,21	0,20	0,20	0,20	0,20	0,21	0,19	0,19	0,19	0,18	0,19	0,20	0,20	0,20	0,21	0,20	0,21	0,23	0,23	0,22
Fe_2O_3*	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,00	0,07	0,00	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07
V_2O_3	1,51	1,45	1,47	1,51	1,50	1,51	1,47	1,45	1,46	1,42	1,44	1,47	1,45	1,48	1,52	1,49	1,51	1,54	1,55	1,53
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,49	0,49	0,49	0,48	0,50	0,48	0,48	0,47	0,48	0,48	0,48	0,49	0,48	0,48	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49
MgO	0,51	0,53	0,52	0,52	0,52	0,50	0,50	0,49	0,50	0,50	0,50	0,50	0,48	0,50	0,49	0,49	0,50	0,49	0,49	0,49
CaO	37,33	36,39	36,66	36,81	36,84	35,91	36,83	36,20	36,50	36,23	36,64	36,41	36,21	36,78	36,74	36,42	36,42	36,79	36,22	36,31
Total	101,08	100,83	100,77	101,16	100,95	100,05	101,26	100,68	100,79	100,18	101,41	100,54	100,43	100,85	100,84	99,93	100,54	100,62	100,52	100,02
Si	2,908	2,967	2,964	2,944	2,943	2,979	2,946	2,976	2,962	2,955	2,958	2,952	2,943	2,946	2,933	2,936	2,946	2,933	2,960	2,950
^{iv}Al	0,092	0,033	0,036	0,056	0,057	0,021	0,054	0,024	0,038	0,045	0,042	0,048	0,057	0,054	0,067	0,064	0,054	0,067	0,040	0,050
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,834	1,873	1,855	1,862	1,854	1,884	1,867	1,886	1,872	1,878	1,878	1,872	1,888	1,858	1,863	1,861	1,872	1,851	1,877	1,864
Ti	0,023	0,024	0,023	0,022	0,022	0,021	0,022	0,022	0,022	0,022	0,023	0,022	0,022	0,022	0,020	0,021	0,021	0,020	0,020	0,020
Cr	0,013	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,012	0,012	0,012	0,013	0,012	0,013	0,013	0,014	0,013
Fe^{3+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
V^{3+}	0,091	0,087	0,088	0,090	0,090	0,091	0,088	0,087	0,088	0,086	0,086	0,088	0,087	0,089	0,091	0,090	0,091	0,093	0,093	0,093
	1,964	*1,999*	*1,982*	*1,989*	*1,982*	*2,008*	*1,991*	*2,007*	*1,997*	*2,001*	*2,002*	*1,998*	*2,012*	*1,985*	*1,991*	*1,988*	*2,000*	*1,982*	*2,008*	*1,994*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,031	0,031	0,031	0,030	0,031	0,030	0,031	0,030	0,031	0,030	0,030	0,031	0,031	0,030	0,031	0,031	0,031	0,031	0,031	0,031
Mg	0,057	0,059	0,058	0,057	0,058	0,056	0,055	0,055	0,055	0,056	0,056	0,055	0,054	0,055	0,055	0,056	0,055	0,055	0,055	0,055
Ca	3,000	2,916	2,944	2,945	2,956	2,898	2,943	2,903	2,927	2,923	2,920	2,929	2,914	2,953	2,951	2,952	2,931	2,964	2,912	2,938
	3,088	*3,006*	*3,034*	*3,033*	*3,045*	*2,988*	*3,029*	*2,991*	*3,013*	*3,009*	*3,006*	*3,015*	*2,999*	*3,039*	*3,037*	*3,039*	*3,018*	*3,050*	*2,999*	*3,024*
Total	8,052	8,005	8,015	8,022	8,027	7,996	8,020	7,997	8,010	8,011	8,009	8,014	8,011	8,024	8,028	8,027	8,017	8,032	8,006	8,018
Pyrope	1,9	2,0	1,9	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,8	1,9	1,9	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
Andradite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,2	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Uvarovite	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7
Goldmanite	4,6	4,3	4,5	4,5	4,5	4,5	4,4	4,3	4,4	4,3	4,3	4,4	4,3	4,5	4,6	4,5	4,5	4,7	4,7	4,6
Grossulaire	91,7	91,9	91,8	91,8	91,7	91,8	92,0	92,1	92,0	92,1	92,1	91,9	92,1	91,9	91,8	91,8	91,8	91,6	91,6	91,7
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-66 : Composition chimique des tsavorites du gisement primaire de Lemshuku

GISEMENT	LEMSHUKU																		
Echantillon	LEM-2																		
SiO_2	40,06	39,20	39,59	38,91	39,33	39,69	39,57	39,35	39,65	35,46	39,08	38,88	39,09	38,76	38,64	39,15	38,95	38,83	38,47
TiO_2	0,32	0,37	0,38	0,36	0,41	0,38	0,37	0,35	0,33	0,38	0,38	0,41	0,42	0,41	0,41	0,41	0,42	0,42	0,42
Al_2O_3	21,44	21,30	21,38	21,68	21,41	21,65	21,60	21,52	21,74	20,73	21,53	21,51	21,43	21,52	21,18	21,41	21,37	21,41	21,55
Cr_2O_3	0,23	0,23	0,22	0,23	0,20	0,21	0,21	0,23	0,24	0,24	0,23	0,24	0,21	0,22	0,22	0,22	0,21	0,21	0,21
Fe_2O_3*	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06
V_2O_3	1,57	1,61	1,58	1,60	1,47	1,50	1,52	1,59	1,57	1,62	1,60	1,60	1,51	1,53	1,53	1,52	1,51	1,49	1,49
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,49	0,49	0,50	0,49	0,48	0,49	0,49	0,49	0,49	0,48	0,49	0,50	0,49	0,48	0,48	0,48	0,49	0,48	0,49
MgO	0,48	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,49	0,49	0,48	0,49	0,49	0,52	0,50	0,49	0,47	0,49	0,50	0,50	0,50
CaO	36,62	36,84	36,30	36,85	36,76	36,57	36,94	37,06	36,63	35,19	36,37	36,46	36,49	35,69	36,17	36,49	36,26	35,68	35,85
Total	101,28	100,61	100,51	100,68	100,62	101,05	101,25	101,15	101,19	94,65	100,23	100,19	100,21	99,16	99,16	100,23	99,77	99,08	99,04
Si	2,984	2,949	2,972	2,926	2,955	2,964	2,954	2,944	2,958	2,851	2,946	2,936	2,948	2,949	2,946	2,952	2,950	2,956	2,934
^{iv}Al	0,016	0,051	0,028	0,074	0,045	0,036	0,046	0,056	0,042	0,149	0,054	0,064	0,052	0,051	0,054	0,048	0,050	0,044	0,066
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,866	1,837	1,864	1,847	1,850	1,869	1,854	1,841	1,870	1,814	1,859	1,849	1,854	1,878	1,850	1,854	1,857	1,877	1,871
Ti	0,018	0,021	0,022	0,020	0,023	0,022	0,021	0,020	0,018	0,023	0,022	0,023	0,024	0,023	0,023	0,023	0,024	0,024	0,024
Cr	0,013	0,013	0,013	0,014	0,012	0,012	0,012	0,014	0,014	0,015	0,014	0,014	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013
Fe^{3+}	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
V^{3+}	0,094	0,097	0,095	0,096	0,089	0,090	0,091	0,095	0,094	0,104	0,096	0,097	0,091	0,093	0,094	0,092	0,091	0,091	0,091
	1,995	*1,972*	*1,997*	*1,981*	*1,977*	*1,996*	*1,982*	*1,974*	*2,000*	*1,961*	*1,995*	*1,987*	*1,985*	*2,012*	*1,984*	*1,986*	*1,989*	*2,008*	*2,002*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,031	0,031	0,031	0,031	0,031	0,031	0,031	0,031	0,031	0,033	0,031	0,032	0,031	0,031	0,031	0,031	0,032	0,031	0,032
Mg	0,054	0,056	0,056	0,056	0,056	0,056	0,055	0,054	0,053	0,059	0,055	0,058	0,056	0,056	0,053	0,055	0,057	0,057	0,057
Ca	2,922	2,969	2,920	2,969	2,959	2,926	2,955	2,971	2,928	3,031	2,938	2,949	2,949	2,909	2,955	2,948	2,942	2,910	2,929
	3,007	*3,057*	*3,007*	*3,056*	*3,046*	*3,013*	*3,040*	*3,057*	*3,012*	*3,122*	*3,024*	*3,039*	*3,036*	*2,996*	*3,039*	*3,033*	*3,030*	*2,998*	*3,018*
Total	8,002	8,029	8,004	8,037	8,023	8,009	8,022	8,031	8,012	8,083	8,019	8,027	8,021	8,008	8,023	8,019	8,019	8,006	8,020
Pyrope	1,8	1,8	1,9	1,8	1,8	1,9	1,8	1,8	1,8	1,9	1,8	1,9	1,8	1,9	1,7	1,8	1,9	1,9	1,9
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,0	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1
Andradite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Uvarovite	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,8	0,7	0,7	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6
Goldmanite	4,7	4,9	4,8	4,9	4,5	4,5	4,6	4,8	4,7	5,3	4,8	4,9	4,6	4,6	4,7	4,6	4,6	4,5	4,5
Grossulaire	91,6	91,3	91,5	91,4	91,9	91,8	91,8	91,5	91,6	90,8	91,4	91,3	91,7	91,6	91,7	91,7	91,7	91,7	91,7
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-67 : Composition chimique des tsavorites du gisement primaire de Lemshuku

GISEMENT	PLACER LEMSHUKU																			
Echantillon	V1b																			
SiO_2	39,54	40,20	40,01	40,14	40,31	40,11	39,80	40,62	40,01	40,03	39,91	39,88	40,16	39,86	40,17	39,55	40,49	39,82	40,38	39,71
TiO_2	0,51	0,47	0,48	0,45	0,45	0,45	0,46	0,46	0,46	0,44	0,44	0,44	0,43	0,45	0,46	0,52	0,46	0,45	0,48	0,46
Al_2O_3	22,31	22,18	22,38	22,18	22,19	22,43	22,23	22,83	22,09	22,31	22,29	22,42	22,03	21,91	21,71	22,13	22,30	22,18	22,14	21,96
Cr_2O_3	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05
Fe_2O_3*	0,07	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	0,08	0,08	0,09	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09
FeO*	0,00	0,06	0,06	0,00	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06
MnO	0,30	0,30	0,31	0,30	0,29	0,28	0,28	0,27	0,30	0,29	0,31	0,29	0,30	0,28	0,28	0,26	0,28	0,29	0,30	0,29
MgO	0,50	0,50	0,52	0,51	0,51	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,52	0,51	0,52	0,51	0,50	0,51	0,50	0,50	0,53	0,51
CaO	36,43	36,58	36,32	36,89	36,24	36,39	36,43	36,79	36,67	36,58	36,23	36,07	35,80	35,99	35,79	36,33	36,06	35,99	36,36	35,82
Total	99,78	100,42	100,23	100,67	100,19	100,35	99,89	101,65	100,22	100,32	99,88	99,79	99,42	99,18	99,11	99,47	100,26	99,41	100,38	98,94
Si	2,974	3,002	2,991	2,993	3,012	2,995	2,988	2,993	2,996	2,993	2,994	2,993	3,022	3,010	3,033	2,983	3,020	3,000	3,013	3,006
^{iv}Al	0,026	0,000	0,009	0,007	0,000	0,005	0,012	0,007	0,004	0,007	0,006	0,007	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000
	3,000	*3,002*	*3,000*	*3,000*	*3,012*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,022*	*3,010*	*3,033*	*3,000*	*3,020*	*3,000*	*3,013*	*3,006*
^{vi}Al	1,952	1,952	1,964	1,942	1,955	1,969	1,956	1,975	1,946	1,958	1,966	1,975	1,954	1,950	1,932	1,950	1,961	1,969	1,947	1,959
Ti	0,029	0,027	0,027	0,025	0,025	0,025	0,026	0,025	0,026	0,024	0,025	0,025	0,024	0,026	0,026	0,029	0,026	0,025	0,027	0,026
Cr	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003
Fe^{3+}	0,004	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
	1,992	*1,986*	*2,000*	*1,979*	*1,988*	*2,001*	*1,989*	*2,007*	*1,979*	*1,990*	*1,998*	*2,008*	*1,985*	*1,983*	*1,965*	*1,988*	*1,993*	*2,002*	*1,982*	*1,994*
Fe^{2+}	0,000	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,019	0,019	0,020	0,019	0,018	0,018	0,018	0,017	0,019	0,018	0,019	0,018	0,019	0,018	0,018	0,017	0,018	0,018	0,019	0,018
Mg	0,056	0,056	0,058	0,057	0,057	0,056	0,056	0,055	0,056	0,055	0,058	0,057	0,058	0,057	0,056	0,057	0,056	0,057	0,059	0,058
Ca	2,936	2,927	2,910	2,947	2,902	2,911	2,931	2,904	2,942	2,929	2,912	2,900	2,886	2,912	2,895	2,936	2,881	2,905	2,906	2,905
	3,011	*3,005*	*2,991*	*3,022*	*2,981*	*2,988*	*3,009*	*2,980*	*3,021*	*3,007*	*2,993*	*2,980*	*2,967*	*2,991*	*2,974*	*3,012*	*2,959*	*2,984*	*2,988*	*2,984*
Total	8,003	7,992	7,991	8,001	7,981	7,990	7,998	7,987	8,000	7,997	7,991	7,987	7,974	7,985	7,972	8,000	7,971	7,986	7,983	7,984
Pyrope	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,8	1,9	1,9	2,0	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	2,0	1,9
Almandin	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Andradite	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Goldmanite	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3
Grossulaire	96,9	97,0	96,8	96,9	97,0	97,0	97,0	97,1	97,0	97,0	96,9	96,9	96,9	97,0	97,0	97,0	97,0	97,0	96,9	96,9
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-70 : Composition chimique des tsavorites du placer de Lemshuku

GISEMENT	PLACER LEMSHUKU																				
Echantillon	V2																				
SiO_2	39,39	39,45	39,67	39,49	39,62	39,43	39,37	39,37	39,69	39,37	39,74	39,26	39,57	39,37	39,61	39,47	39,52	39,72	39,85	39,52
TiO_2	0,42	0,44	0,44	0,43	0,44	0,45	0,44	0,43	0,45	0,40	0,44	0,44	0,41	0,45	0,44	0,44	0,36	0,44	0,43	0,38
Al_2O_3	22,07	22,16	21,90	22,16	22,08	22,23	21,96	22,04	22,18	22,11	22,12	22,06	22,09	22,00	22,06	22,02	22,24	22,03	21,97	22,32
Cr_2O_3	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,07	0,07	0,00	0,07	0,00	0,08	0,00	0,00	0,07	0,00	0,07	0,07	0,00	0,07
V_2O_3	0,24	0,23	0,22	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,22	0,23	0,22	0,22	0,23	0,22	0,23	0,23	0,25	0,23	0,23	0,25
FeO*	0,06	0,06	0,06	0,00	0,06	0,06	0,00	0,00	0,06	0,00	0,06	0,00	0,06	0,06	0,00	0,06	0,00	0,00	0,06	0,00
MnO	0,68	0,67	0,67	0,67	0,68	0,67	0,69	0,68	0,68	0,68	0,68	0,67	0,69	0,68	0,68	0,68	0,69	0,67	0,68	0,69
MgO	0,55	0,55	0,55	0,56	0,55	0,55	0,56	0,54	0,55	0,54	0,56	0,56	0,55	0,56	0,56	0,55	0,52	0,55	0,55	0,53
CaO	35,67	35,37	35,62	35,85	35,78	35,78	36,37	36,11	35,76	35,88	35,98	35,73	35,80	35,49	36,01	35,59	36,06	36,13	35,94	36,21
Total	99,13	98,96	99,16	99,50	99,48	99,42	99,71	99,50	99,63	99,31	99,82	99,03	99,45	98,85	99,68	99,08	99,75	99,88	99,75	99,99
Si	2,983	2,989	3,001	2,980	2,990	2,977	2,972	2,975	2,989	2,978	2,989	2,977	2,987	2,988	2,985	2,990	2,976	2,988	2,999	2,970
^{iv}Al	0,017	0,011	0,000	0,020	0,010	0,023	0,028	0,025	0,011	0,022	0,011	0,023	0,013	0,012	0,015	0,010	0,024	0,012	0,001	0,030
	3,000	*3,000*	*3,001*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,954	1,968	1,953	1,951	1,953	1,956	1,925	1,938	1,958	1,949	1,950	1,949	1,953	1,957	1,943	1,955	1,951	1,941	1,947	1,948
Ti	0,024	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,024	0,025	0,023	0,025	0,025	0,023	0,025	0,025	0,025	0,021	0,025	0,025	0,021
Cr	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,004	0,000	0,004
V^{3+}	0,014	0,014	0,014	0,014	0,014	0,014	0,014	0,014	0,013	0,014	0,013	0,013	0,014	0,013	0,014	0,014	0,015	0,014	0,014	0,015
	1,994	*2,009*	*1,993*	*1,995*	*1,994*	*1,997*	*1,969*	*1,982*	*1,999*	*1,992*	*1,989*	*1,993*	*1,993*	*1,997*	*1,988*	*1,996*	*1,993*	*1,985*	*1,987*	*1,990*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,004	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,000
Mn	0,044	0,043	0,043	0,043	0,044	0,043	0,044	0,043	0,043	0,043	0,043	0,043	0,044	0,044	0,044	0,044	0,044	0,043	0,044	0,044
Mg	0,062	0,062	0,062	0,063	0,062	0,062	0,062	0,061	0,062	0,061	0,062	0,063	0,062	0,063	0,062	0,063	0,059	0,061	0,061	0,059
Ca	2,895	2,871	2,887	2,899	2,892	2,895	2,941	2,923	2,886	2,908	2,900	2,903	2,896	2,886	2,907	2,889	2,910	2,912	2,898	2,916
	3,005	*2,980*	*2,996*	*3,005*	*3,002*	*3,003*	*3,048*	*3,027*	*2,995*	*3,012*	*3,009*	*3,009*	*3,006*	*2,997*	*3,013*	*2,999*	*3,012*	*3,016*	*3,007*	*3,019*
Total	7,999	7,989	7,990	8,000	7,996	8,000	8,017	8,009	7,994	8,004	7,998	8,002	7,998	7,994	8,001	7,995	8,005	8,001	7,995	8,009
Pyrope	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,0	2,0	2,1	2,0	2,1	2,1	2,0	2,1	2,1	2,1	2,0	2,0	2,0	2,0
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0
Spessartine	1,5	1,4	1,4	1,4	1,5	1,4	1,4	1,4	1,5	1,4	1,4	1,4	1,5	1,5	1,4	1,5	1,5	1,4	1,4	1,4
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,2	0,0	0,2
Uvarovite	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Goldmanite	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	0,7	0,7	0,7
Grossulaire	95,5	95,6	95,6	95,5	95,6	95,6	95,5	95,5	95,6	95,5	95,6	95,5	95,5	95,5	95,5	95,5	95,5	95,6	95,6	95,5
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-71 : Composition chimique des tsavorites du placer de Lemshuku

GISEMENT	PLACER LEMSHUKU														
Echantillon	V3b														
SiO_2	40,12	39,85	40,19	40,08	39,76	40,34	39,88	38,73	40,13	39,89	39,99	39,60	40,07	40,07	39,96
TiO_2	0,40	0,41	0,40	0,38	0,40	0,41	0,40	0,40	0,40	0,40	0,39	0,40	0,40	0,39	0,39
Al_2O_3	22,28	22,12	22,15	22,38	22,17	22,14	22,39	21,90	22,03	22,07	22,15	21,96	22,32	22,15	22,24
Cr_2O_3	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,08	0,08	0,00	0,00	0,22	0,00	0,08	0,00	0,00
V_2O_3	0,29	0,28	0,29	0,30	0,30	0,28	0,28	0,28	0,28	0,29	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30
FeO*	0,07	0,07	0,07	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,07	0,07	0,04	0,06	0,00	0,07	0,07
MnO	0,67	0,67	0,67	0,66	0,67	0,67	0,65	0,66	0,65	0,67	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66
MgO	0,56	0,56	0,56	0,56	0,57	0,56	0,56	0,56	0,56	0,56	0,56	0,57	0,57	0,57	0,57
CaO	35,98	35,81	35,64	36,05	36,13	35,85	36,51	35,31	36,29	36,06	36,27	35,78	36,64	36,03	35,75
Total	100,41	99,82	100,00	100,54	100,13	100,36	100,80	97,98	100,47	100,06	100,63	99,38	101,08	100,29	99,98
Si	2,997	2,995	3,011	2,991	2,983	3,013	2,974	2,970	3,000	2,993	2,987	2,992	2,980	2,998	2,997
^{iv}Al	0,003	0,005	0,000	0,009	0,017	0,000	0,026	0,030	0,000	0,007	0,013	0,008	0,020	0,002	0,003
	3,000	*3,000*	*3,011*	*3,000*	*3,000*	*3,013*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,959	1,955	1,955	1,959	1,943	1,949	1,941	1,949	1,941	1,945	1,936	1,947	1,936	1,952	1,963
Ti	0,023	0,023	0,023	0,021	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023	0,022	0,023	0,022	0,022	0,022
Cr	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,012	0,000	0,004	0,000	0,000
V^{3+}	0,017	0,017	0,017	0,018	0,018	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,018	0,018	0,018	0,018	0,018
	2,001	*1,998*	*1,998*	*2,002*	*1,991*	*1,991*	*1,988*	*1,997*	*1,983*	*1,988*	*1,991*	*1,991*	*1,983*	*1,995*	*2,005*
Fe^{2+}	0,004	0,005	0,005	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,004	0,003	0,004	0,000	0,004	0,004
Mn	0,042	0,042	0,042	0,042	0,043	0,042	0,041	0,043	0,041	0,043	0,042	0,042	0,041	0,042	0,042
Mg	0,062	0,062	0,062	0,062	0,064	0,062	0,063	0,064	0,063	0,063	0,062	0,065	0,064	0,063	0,064
Ca	2,880	2,884	2,860	2,883	2,904	2,868	2,916	2,901	2,906	2,899	2,902	2,896	2,919	2,888	2,873
	2,988	*2,993*	*2,970*	*2,991*	*3,010*	*2,977*	*3,020*	*3,009*	*3,014*	*3,009*	*3,009*	*3,007*	*3,024*	*2,998*	*2,982*
Total	7,990	7,992	7,979	7,993	8,001	7,981	8,008	8,005	7,997	7,998	8,000	7,997	8,007	7,993	7,988
Pyrope	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,2	2,1	2,1	2,1
Almandin	0,1	0,2	0,2	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1
Spessartine	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,6	0,0	0,2	0,0	0,0
Uvarovite	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Goldmanite	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
Grossulaire	95,4	95,3	95,3	95,3	95,2	95,4	95,4	95,2	95,4	95,3	94,8	95,3	95,3	95,3	95,3
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-72 : Composition chimique des tsavorites du placer de Lemshuku

GISEMENT	PLACER LEMSHUKU														
Echantillon	V3c														
SiO_2	39,80	39,77	39,69	39,51	39,12	39,49	39,76	39,73	39,93	40,03	40,04	39,79	39,72	39,89	40,05
TiO_2	0,39	0,40	0,39	0,39	0,40	0,39	0,37	0,39	0,39	0,40	0,40	0,39	0,40	0,40	0,40
Al_2O_3	21,79	22,37	22,46	22,29	22,49	22,02	22,04	22,17	21,80	22,09	22,24	21,78	22,09	21,83	22,31
Cr_2O_3	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Fe_2O_3*	0,04	0,08	0,00	0,08	0,08	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	0,30	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,28	0,28	0,28	0,28	0,29	0,29
FeO*	0,03	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
MnO	0,67	0,67	0,67	0,66	0,67	0,66	0,64	0,66	0,65	0,65	0,65	0,66	0,64	0,65	0,66
MgO	0,56	0,55	0,54	0,54	0,54	0,57	0,57	0,56	0,56	0,57	0,57	0,56	0,57	0,57	0,57
CaO	36,09	36,40	35,95	36,15	36,22	36,15	36,00	35,66	35,78	35,61	35,82	35,81	35,95	35,58	35,70
Total	99,71	100,58	100,10	99,96	99,85	99,70	99,79	99,56	99,51	99,74	100,11	99,39	99,76	99,33	100,09
Si	2,999	2,972	2,976	2,971	2,947	2,978	2,992	2,993	3,010	3,008	2,999	3,005	2,989	3,011	2,999
^{iv}Al	0,001	0,028	0,024	0,029	0,053	0,022	0,008	0,007	0,000	0,000	0,001	0,000	0,011	0,000	0,001
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,010*	*3,008*	*3,000*	*3,005*	*3,000*	*3,011*	*3,000*
^{vi}Al	1,934	1,943	1,961	1,945	1,944	1,935	1,947	1,961	1,937	1,956	1,962	1,939	1,948	1,943	1,968
Ti	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,021	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,023	0,023	0,022
Cr	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Fe^{3+}	0,002	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,018	0,017	0,017	0,018	0,018	0,018	0,018	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017
	1,979	*1,990*	*2,004*	*1,992*	*1,991*	*1,982*	*1,989*	*2,003*	*1,979*	*1,998*	*2,004*	*1,981*	*1,991*	*1,985*	*2,011*
Fe^{2+}	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004
Mn	0,042	0,042	0,042	0,042	0,043	0,042	0,041	0,042	0,041	0,041	0,041	0,042	0,041	0,042	0,042
Mg	0,063	0,061	0,060	0,061	0,061	0,064	0,063	0,062	0,063	0,064	0,063	0,063	0,064	0,064	0,063
Ca	2,913	2,915	2,888	2,912	2,924	2,921	2,902	2,879	2,890	2,867	2,874	2,898	2,899	2,878	2,864
	3,021	*3,018*	*2,995*	*3,015*	*3,028*	*3,027*	*3,011*	*2,987*	*2,999*	*2,976*	*2,983*	*3,007*	*3,008*	*2,988*	*2,973*
Total	8,000	8,008	7,999	8,007	8,019	8,009	7,999	7,991	7,989	7,982	7,987	7,993	7,999	7,985	7,984
Pyrope	2,1	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1
Almandin	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
Spessartine	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4
Andradite	0,1	0,2	0,0	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Goldmanite	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9
Grossulaire	95,3	95,3	95,4	95,3	95,3	95,2	95,3	95,3	95,3	95,4	95,4	95,3	95,4	95,3	95,3
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-73 : Composition chimique des tsavorites du placer de Lemshuku

GISEMENT	PLACER LEMSHUKU														
Echantillon	V3d														
SiO_2	40,02	39,93	39,99	40,03	39,99	39,64	39,66	39,82	39,91	39,44	39,82	39,45	39,75	39,69	39,37
TiO_2	0,40	0,40	0,39	0,40	0,40	0,39	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40
Al_2O_3	22,20	22,20	22,03	22,28	22,35	22,00	22,06	22,10	21,86	21,99	21,89	21,96	21,71	22,16	21,61
Cr_2O_3	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
V_2O_3	0,29	0,28	0,28	0,28	0,29	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28
FeO*	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,00	0,07	0,07	0,07	0,00	0,07	0,06	0,07	0,07	0,05
MnO	0,66	0,67	0,67	0,66	0,66	0,65	0,64	0,64	0,64	0,64	0,64	0,64	0,65	0,65	0,64
MgO	0,56	0,56	0,56	0,56	0,56	0,57	0,57	0,56	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57
CaO	36,20	35,74	35,35	35,69	35,88	36,04	35,31	35,74	35,50	36,02	35,39	35,70	35,97	35,74	35,68
Total	100,45	99,89	99,39	100,01	100,24	99,70	99,03	99,66	99,27	99,45	99,10	99,10	99,44	99,60	98,68
Si	2,992	2,998	3,013	3,000	2,992	2,987	3,001	2,997	3,013	2,980	3,011	2,989	3,003	2,990	2,997
^{iv}Al	0,008	0,002	0,000	0,000	0,008	0,013	0,000	0,003	0,000	0,020	0,000	0,011	0,000	0,010	0,003
	3,000	*3,000*	*3,013*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,001*	*3,000*	*3,013*	*3,000*	*3,011*	*3,000*	*3,003*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,948	1,962	1,956	1,967	1,963	1,941	1,968	1,958	1,945	1,938	1,951	1,949	1,933	1,957	1,936
Ti	0,022	0,022	0,022	0,023	0,022	0,022	0,022	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023	0,022	0,023	0,023
Cr	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
V^{3+}	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017
	1,990	*2,004*	*1,999*	*2,010*	*2,005*	*1,987*	*2,010*	*2,000*	*1,988*	*1,985*	*1,994*	*1,992*	*1,975*	*2,000*	*1,980*
Fe^{2+}	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003
Mn	0,042	0,043	0,043	0,042	0,042	0,041	0,041	0,040	0,041	0,041	0,041	0,041	0,041	0,041	0,042
Mg	0,062	0,063	0,063	0,062	0,062	0,064	0,064	0,063	0,064	0,064	0,064	0,064	0,064	0,063	0,065
Ca	2,900	2,875	2,854	2,866	2,876	2,909	2,863	2,882	2,871	2,916	2,868	2,898	2,911	2,885	2,910
	3,008	*2,985*	*2,964*	*2,974*	*2,985*	*3,014*	*2,972*	*2,990*	*2,980*	*3,021*	*2,977*	*3,007*	*3,020*	*2,994*	*3,020*
Total	7,998	7,988	7,976	7,984	7,990	8,002	7,983	7,990	7,981	8,006	7,981	7,999	7,998	7,994	8,000
Pyrope	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,2	2,1	2,1	2,1	2,2	2,1	2,1	2,1	2,1
Almandin	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
Uvarovite	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
Goldmanite	0,9	0,8	0,9	0,8	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	0,8	0,9
Grossulaire	95,4	95,3	95,3	95,4	95,4	95,3	95,3	95,4	95,4	95,3	95,3	95,4	95,4	95,4	95,3
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-74 : Composition chimique des tsavorites du placer de Lemshuku

GISEMENT	PLACER LEMSHUKU																		
Echantillon	V4b																		
SiO_2	39,97	39,97	40,37	39,90	39,62	39,85	40,02	39,58	39,84	39,66	39,63	39,57	39,78	39,83	39,68	39,73	39,68	39,67	39,67
TiO_2	0,40	0,39	0,37	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,39	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,39	0,40	0,40	0,41
Al_2O_3	22,06	22,03	22,12	22,02	21,91	21,96	22,11	21,95	21,97	21,85	21,88	22,12	21,88	21,74	21,98	22,09	22,30	22,13	22,08
Cr_2O_3	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,00
V_2O_3	0,30	0,30	0,31	0,30	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,30	0,29	0,29	0,29	0,29	0,30	0,30	0,29	0,28	0,28
FeO*	0,07	0,07	0,07	0,07	0,05	0,07	0,07	0,01	0,06	0,06	0,06	0,07	0,00	0,07	0,06	0,07	0,00	0,00	0,07
MnO	0,43	0,43	0,43	0,43	0,42	0,42	0,42	0,40	0,41	0,40	0,41	0,42	0,41	0,42	0,42	0,42	0,42	0,44	0,44
MgO	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,56	0,57	0,57	0,56	0,56	0,56	0,57	0,56	0,56	0,57	0,56	0,57	0,56	0,57
CaO	36,26	36,33	36,03	36,19	36,10	36,03	36,28	36,09	35,88	35,95	35,84	35,70	36,53	36,13	35,42	35,94	36,31	36,45	36,09
Total	100,12	100,16	100,34	99,93	99,44	99,64	100,22	99,41	99,48	99,25	99,14	99,19	99,99	99,51	98,91	99,57	100,10	100,06	99,66
Si	2,996	2,996	3,014	2,996	2,992	3,000	2,996	2,989	3,002	2,998	2,998	2,991	2,990	3,005	3,005	2,993	2,976	2,978	2,988
^{iv}Al	0,004	0,004	0,000	0,004	0,008	0,000	0,004	0,011	0,000	0,002	0,002	0,009	0,010	0,000	0,000	0,007	0,024	0,022	0,012
	3,000	*3,000*	*3,014*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,002*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,005*	*3,005*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,945	1,942	1,946	1,945	1,941	1,948	1,947	1,942	1,952	1,945	1,950	1,961	1,928	1,933	1,962	1,954	1,947	1,937	1,947
Ti	0,022	0,022	0,021	0,022	0,023	0,023	0,023	0,022	0,022	0,022	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023	0,022	0,022	0,023	0,023
Cr	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000
V^{3+}	0,018	0,018	0,019	0,018	0,018	0,018	0,017	0,017	0,017	0,018	0,018	0,017	0,017	0,017	0,018	0,018	0,018	0,017	0,017
	1,989	*1,986*	*1,990*	*1,989*	*1,986*	*1,992*	*1,990*	*1,989*	*1,995*	*1,990*	*1,994*	*2,005*	*1,976*	*1,977*	*2,007*	*1,998*	*1,995*	*1,984*	*1,991*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,001	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000	0,004
Mn	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	0,027	0,026	0,027	0,027	0,027	0,027	0,028	0,028
Mg	0,064	0,063	0,063	0,064	0,064	0,063	0,064	0,064	0,063	0,063	0,064	0,064	0,063	0,063	0,064	0,063	0,063	0,063	0,064
Ca	2,912	2,917	2,882	2,912	2,920	2,906	2,911	2,920	2,897	2,912	2,906	2,891	2,942	2,920	2,874	2,901	2,918	2,932	2,912
	3,007	*3,012*	*2,977*	*3,007*	*3,014*	*3,000*	*3,005*	*3,011*	*2,991*	*3,005*	*2,999*	*2,985*	*3,031*	*3,014*	*2,969*	*2,995*	*3,008*	*3,023*	*3,008*
Total	7,996	7,998	7,981	7,996	8,000	7,992	7,996	8,000	7,989	7,995	7,993	7,991	8,006	7,996	7,980	7,993	8,003	8,007	7,999
Pyrope	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,2	2,1	2,1	2,1	2,1
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1
Spessartine	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0
Uvarovite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Goldmanite	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8
Grossulaire	95,7	95,7	95,7	95,7	95,8	95,8	95,8	95,7	95,8	95,8	95,8	95,8	95,8	95,8	95,7	95,8	95,7	95,8	95,8
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-75 : Composition chimique des tsavorites du placer de Lemshuku

GISEMENT	PLACER LEMSHUKU																		
Echantillon	V4c																		
SiO_2	39,78	39,89	39,59	39,96	40,21	40,14	40,15	40,09	39,99	40,34	39,96	40,37	40,01	40,06	39,94	39,99	39,99	39,83	39,73
TiO_2	0,42	0,43	0,44	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43	0,42	0,44	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43	0,42	0,42	0,43	0,44
Al_2O_3	21,76	21,98	21,85	21,71	21,72	22,01	21,93	22,21	21,77	21,88	21,89	22,00	22,06	21,93	21,96	21,79	21,89	21,46	21,65
Cr_2O_3	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Fe_2O_3*	0,05	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,08
V_2O_3	0,31	0,31	0,30	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,30	0,31	0,31	0,30	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,30
FeO*	0,03	0,07	0,00	0,07	0,07	0,10	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,00	0,07	0,07	0,07	0,00
MnO	0,71	0,70	0,71	0,70	0,72	0,71	0,72	0,70	0,71	0,70	0,71	0,71	0,70	0,70	0,71	0,70	0,70	0,70	0,71
MgO	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,54	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,54	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55
CaO	36,08	36,07	36,19	36,03	35,97	35,74	36,07	35,95	35,62	35,58	35,63	36,29	35,69	35,96	36,26	35,75	35,89	35,63	36,12
Total	99,73	100,03	99,75	99,80	100,03	100,03	100,28	100,35	99,49	99,90	99,58	100,78	99,87	100,06	100,27	99,63	99,87	99,02	99,63
Si	2,998	2,995	2,985	3,008	3,017	3,010	3,006	2,997	3,015	3,025	3,009	3,008	3,005	3,005	2,993	3,012	3,005	3,019	2,998
^{iv}Al	0,002	0,005	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,002
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,008*	*3,017*	*3,010*	*3,006*	*3,000*	*3,015*	*3,025*	*3,009*	*3,008*	*3,005*	*3,005*	*3,000*	*3,012*	*3,005*	*3,019*	*3,000*
^{vi}Al	1,930	1,941	1,926	1,925	1,921	1,944	1,935	1,954	1,934	1,934	1,943	1,932	1,952	1,939	1,933	1,934	1,939	1,917	1,924
Ti	0,024	0,024	0,025	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,025	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,025
Cr	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Fe^{3+}	0,003	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,004
V^{3+}	0,019	0,018	0,018	0,018	0,019	0,018	0,018	0,019	0,019	0,018	0,018	0,018	0,018	0,018	0,018	0,019	0,019	0,019	0,018
	1,978	*1,986*	*1,976*	*1,971*	*1,967*	*1,990*	*1,980*	*2,000*	*1,980*	*1,980*	*1,988*	*1,977*	*1,998*	*1,985*	*1,983*	*1,979*	*1,985*	*1,963*	*1,974*
Fe^{2+}	0,002	0,004	0,000	0,004	0,005	0,006	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,005	0,004	0,000	0,005	0,004	0,005	0,000
Mn	0,045	0,044	0,045	0,045	0,046	0,045	0,045	0,044	0,045	0,044	0,045	0,045	0,045	0,045	0,045	0,045	0,045	0,045	0,045
Mg	0,061	0,061	0,062	0,061	0,061	0,061	0,062	0,061	0,061	0,061	0,062	0,060	0,061	0,062	0,061	0,061	0,062	0,062	0,062
Ca	2,913	2,902	2,924	2,905	2,892	2,871	2,893	2,880	2,877	2,859	2,875	2,897	2,871	2,890	2,912	2,884	2,890	2,894	2,920
	3,022	*3,012*	*3,031*	*3,016*	*3,003*	*2,983*	*3,005*	*2,990*	*2,989*	*2,968*	*2,987*	*3,006*	*2,982*	*3,001*	*3,018*	*2,995*	*3,001*	*3,005*	*3,027*
Total	8,000	7,997	8,007	7,995	7,987	7,983	7,991	7,990	7,983	7,973	7,984	7,991	7,984	7,991	8,000	7,986	7,991	7,987	8,001
Pyrope	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,0	2,1	2,1	2,0	2,1	2,1	2,1	2,0
Almandin	0,1	0,1	0,0	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,0	0,2	0,1	0,1	0,0
Spessartine	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5
Andradite	0,1	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2
Uvarovite	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1
Goldmanite	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
Grossulaire	95,2	95,3	95,2	95,3	95,2	95,2	95,2	95,3	95,2	95,2	95,2	95,3	95,2	95,2	95,2	95,2	95,2	95,2	95,2
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-76 : Composition chimique des tsavorites du placer de Lemshuku

GISEMENT	PLACER LEMSHUKU																			
Echantillon	V5b																			
SiO_2	39,61	40,13	39,87	39,45	39,39	40,03	40,27	40,06	39,80	39,74	39,64	39,89	40,08	39,51	40,00	39,38	40,01	39,76	39,80	39,80
TiO_2	0,43	0,43	0,43	0,44	0,43	0,44	0,43	0,43	0,43	0,43	0,44	0,44	0,43	0,44	0,44	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43
Al_2O_3	21,89	21,68	21,49	21,61	21,63	21,57	21,65	21,64	21,98	21,97	21,44	21,69	21,93	21,41	21,44	21,72	21,82	21,59	21,68	21,68
Cr_2O_3	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,39	0,39	0,39	0,40	0,39	0,39	0,38	0,39	0,38	0,38	0,38	0,38	0,43	0,38
FeO*	0,07	0,07	0,07	0,00	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,00	0,00	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
MnO	0,78	0,77	0,79	0,77	0,79	0,79	0,79	0,79	0,80	0,79	0,80	0,78	0,80	0,79	0,79	0,78	0,79	0,78	0,77	0,77
MgO	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,56	0,57	0,57	0,56	0,57	0,57	0,57	0,56	0,57	0,56	0,56	0,57	0,57
CaO	35,08	35,45	35,55	35,92	35,47	35,58	35,07	35,70	35,87	36,44	36,03	35,18	35,40	35,30	35,49	35,10	35,59	35,31	35,19	35,19
Total	98,88	99,55	99,23	99,29	98,81	99,50	99,31	99,72	99,99	100,51	99,45	99,09	99,74	98,55	99,25	98,52	99,73	98,95	99,02	98,97
Si	3,003	3,022	3,017	2,989	2,996	3,019	3,036	3,016	2,991	2,977	2,999	3,018	3,013	3,011	3,024	2,999	3,010	3,015	3,014	3,015
^{iv}Al	0,000	0,000	0,000	0,011	0,004	0,000	0,000	0,000	0,009	0,023	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
	3,003	*3,022*	*3,017*	*3,000*	*3,000*	*3,019*	*3,036*	*3,016*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,018*	*3,013*	*3,011*	*3,024*	*3,000*	*3,010*	*3,015*	*3,014*	*3,015*
^{vi}Al	1,956	1,925	1,917	1,918	1,934	1,917	1,923	1,920	1,937	1,917	1,911	1,934	1,943	1,923	1,910	1,949	1,935	1,929	1,935	1,936
Ti	0,025	0,024	0,024	0,025	0,025	0,025	0,024	0,025	0,025	0,024	0,025	0,025	0,024	0,025	0,025	0,025	0,024	0,025	0,024	0,024
Cr	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023	0,024	0,024	0,024	0,024	0,023	0,024	0,023	0,023	0,023	0,023	0,026	0,023
	2,008	*1,977*	*1,969*	*1,976*	*1,987*	*1,970*	*1,976*	*1,972*	*1,990*	*1,974*	*1,968*	*1,988*	*1,995*	*1,977*	*1,963*	*2,002*	*1,987*	*1,982*	*1,991*	*1,988*
Fe^{2+}	0,005	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,050	0,049	0,051	0,050	0,051	0,050	0,050	0,050	0,051	0,050	0,051	0,050	0,051	0,051	0,051	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Mg	0,064	0,064	0,065	0,064	0,064	0,064	0,064	0,063	0,063	0,063	0,064	0,064	0,063	0,064	0,063	0,065	0,063	0,064	0,064	0,064
Ca	2,850	2,861	2,881	2,916	2,890	2,876	2,833	2,880	2,888	2,925	2,921	2,852	2,851	2,882	2,875	2,865	2,869	2,868	2,856	2,857
	2,969	*2,978*	*3,001*	*3,030*	*3,009*	*2,994*	*2,951*	*2,997*	*3,007*	*3,038*	*3,036*	*2,970*	*2,970*	*3,001*	*2,994*	*2,984*	*2,987*	*2,986*	*2,974*	*2,975*
Total	7,980	7,977	7,987	8,005	7,996	7,984	7,964	7,986	7,997	8,012	8,004	7,976	7,978	7,989	7,982	7,987	7,984	7,982	7,978	7,978
Pyrope	2,2	2,2	2,2	2,1	2,1	2,1	2,2	2,1	2,1	2,1	2,1	2,2	2,1	2,1	2,1	2,2	2,1	2,1	2,2	2,2
Almandin	0,2	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	1,7	1,7	1,7	1,6	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2
Goldmanite	1,1	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,3	1,2
Grossulaire	94,6	94,6	94,6	94,6	94,6	94,6	94,6	94,6	94,6	94,6	94,5	94,6	94,6	94,6	94,6	94,6	94,7	94,6	94,5	94,6
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-77 : Composition chimique des tsavorites du placer de Lemshuku

GISEMENT	PLACER LEMSHUKU																			
Echantillon	V6b																			
SiO_2	39,88	39,93	39,87	39,99	39,27	39,97	39,46	39,83	39,78	39,78	39,75	39,75	39,66	40,20	40,09	39,92	39,97	39,66	39,50	40,40
TiO_2	0,52	0,52	0,51	0,49	0,52	0,52	0,52	0,53	0,53	0,53	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52	0,51	0,52	0,51	0,52
Al_2O_3	21,46	21,32	21,61	21,74	21,52	21,67	21,73	21,62	21,28	21,34	21,97	21,75	21,49	21,67	21,55	21,28	21,72	21,85	21,45	21,82
Cr_2O_3	0,11	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00
V_2O_3	0,44	0,45	0,45	0,46	0,45	0,46	0,46	0,46	0,46	0,47	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46
FeO*	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,00	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,00	0,07
MnO	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,96	0,94	0,94	0,95	0,98	0,95	0,96	0,96	0,95	0,97	0,96	0,96	0,97	0,96
MgO	0,58	0,57	0,58	0,57	0,57	0,57	0,58	0,58	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,58	0,57	0,58
CaO	34,94	35,43	35,03	35,36	35,13	35,68	35,70	35,76	35,30	35,49	35,62	35,51	35,32	35,62	35,57	35,32	35,45	35,25	35,77	35,10
Total	98,95	99,34	99,18	99,74	98,59	99,99	99,61	99,91	99,06	99,31	100,05	99,68	99,16	100,18	99,87	99,20	99,83	99,46	99,42	100,01
Si	3,023	3,020	3,016	3,010	2,994	3,004	2,981	2,999	3,017	3,012	2,987	2,997	3,005	3,014	3,015	3,022	3,007	2,995	2,991	3,027
^{iv}Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,019	0,001	0,000	0,000	0,013	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,009	0,000
	3,023	*3,020*	*3,016*	*3,010*	*3,000*	*3,004*	*3,000*	*3,000*	*3,017*	*3,012*	*3,000*	*3,000*	*3,005*	*3,014*	*3,015*	*3,022*	*3,007*	*3,000*	*3,000*	*3,027*
^{vi}Al	1,917	1,900	1,927	1,928	1,927	1,919	1,916	1,917	1,903	1,903	1,932	1,929	1,920	1,914	1,910	1,899	1,926	1,940	1,905	1,926
Ti	0,030	0,029	0,029	0,028	0,030	0,029	0,030	0,030	0,030	0,030	0,029	0,029	0,030	0,029	0,029	0,030	0,029	0,030	0,029	0,029
Cr	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
V^{3+}	0,027	0,027	0,027	0,028	0,027	0,028	0,028	0,028	0,028	0,029	0,028	0,028	0,028	0,027	0,027	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028
	1,981	*1,963*	*1,990*	*1,991*	*1,992*	*1,984*	*1,985*	*1,982*	*1,968*	*1,969*	*1,996*	*1,993*	*1,984*	*1,978*	*1,973*	*1,963*	*1,990*	*2,004*	*1,974*	*1,990*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004
Mn	0,061	0,061	0,061	0,061	0,061	0,060	0,062	0,060	0,060	0,061	0,062	0,061	0,061	0,061	0,060	0,062	0,061	0,061	0,062	0,061
Mg	0,065	0,065	0,065	0,064	0,065	0,064	0,065	0,065	0,065	0,064	0,064	0,064	0,064	0,064	0,064	0,064	0,064	0,065	0,065	0,064
Ca	2,838	2,871	2,839	2,852	2,870	2,873	2,890	2,884	2,869	2,878	2,867	2,868	2,868	2,861	2,867	2,865	2,857	2,852	2,902	2,818
	2,968	*3,001*	*2,969*	*2,980*	*3,001*	*3,001*	*3,016*	*3,013*	*2,998*	*3,008*	*2,998*	*2,997*	*2,998*	*2,990*	*2,995*	*2,996*	*2,987*	*2,982*	*3,029*	*2,947*
Total	7,972	7,984	7,975	7,981	7,992	7,989	8,002	7,995	7,983	7,989	7,994	7,990	7,988	7,982	7,983	7,981	7,983	7,986	8,003	7,964
Pyrope	2,2	2,2	2,2	2,1	2,2	2,1	2,1	2,2	2,2	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,2	2,1	2,2
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1
Spessartine	2,1	2,0	2,1	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,0	2,0	2,1
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0
Uvarovite	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3
Goldmanite	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,5	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4
Grossulaire	93,9	94,0	93,9	93,9	93,9	94,0	93,8	94,0	93,9	93,9	93,9	94,0	93,9	94,0	94,0	93,9	93,9	93,9	93,8	93,9
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-78 : Composition chimique des tsavorites du placer de Lemshuku

GISEMENT	PLACER LEMSHUKU																			
Echantillon	V7b																			
SiO_2	39,29	39,50	39,62	40,08	39,65	39,13	39,82	39,34	40,19	39,42	39,25	39,25	39,22	39,65	39,08	39,22	39,58	39,49	39,36	39,23
TiO_2	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,50	0,49	0,50	0,50	0,50	0,49	0,49	0,49	0,49	0,51	0,49	0,49	0,49	0,48	0,48
Al_2O_3	22,24	22,07	22,13	21,89	21,92	22,05	21,76	21,96	21,63	21,99	21,61	21,64	21,44	21,64	21,71	21,77	21,84	21,63	21,49	21,70
Cr_2O_3	0,26	0,26	0,27	0,28	0,28	0,28	0,29	0,29	0,30	0,31	0,29	0,29	0,29	0,29	0,28	0,29	0,28	0,28	0,28	0,28
Fe_2O_3*	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,07	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	0,21	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,19	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
FeO*	0,00	0,07	0,07	0,07	0,07	0,00	0,07	0,00	0,07	0,00	0,06	0,07	0,07	0,07	0,00	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
MnO	0,85	0,86	0,84	0,84	0,84	0,85	0,86	0,85	0,85	0,84	0,84	0,83	0,84	0,84	0,80	0,83	0,85	0,84	0,84	0,84
MgO	0,58	0,58	0,57	0,58	0,57	0,58	0,57	0,57	0,50	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,69	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57
CaO	36,32	35,64	35,74	35,82	35,43	35,71	35,85	35,94	35,78	36,04	35,37	35,31	35,10	34,92	35,32	35,10	34,60	35,61	34,79	34,94
Total	100,30	99,66	99,93	100,24	99,44	99,37	99,91	99,73	100,00	99,94	98,68	98,64	98,19	98,66	98,64	98,52	98,48	99,18	98,07	98,32
Si	2,951	2,979	2,979	3,003	2,994	2,962	2,996	2,969	3,018	2,969	2,990	2,990	3,000	3,013	2,978	2,989	3,010	2,994	3,010	2,995
^{IV}Al	0,049	0,021	0,021	0,000	0,006	0,038	0,004	0,031	0,000	0,031	0,010	0,010	0,000	0,000	0,022	0,011	0,000	0,006	0,000	0,005
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,003*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,018*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,013*	*3,000*	*3,000*	*3,010*	*3,000*	*3,010*	*3,000*
^{VI}Al	1,920	1,941	1,941	1,933	1,944	1,930	1,926	1,922	1,914	1,920	1,930	1,933	1,933	1,939	1,927	1,944	1,958	1,926	1,937	1,948
Ti	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028	0,029	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028
Cr	0,016	0,016	0,016	0,017	0,017	0,017	0,017	0,018	0,018	0,018	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017
Fe^{3+}	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012
	1,979	*1,996*	*1,997*	*1,989*	*2,001*	*1,992*	*1,983*	*1,984*	*1,972*	*1,984*	*1,988*	*1,991*	*1,990*	*1,996*	*1,989*	*2,002*	*2,015*	*1,983*	*1,994*	*2,005*
Fe^{2+}	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,054	0,055	0,054	0,053	0,054	0,054	0,055	0,054	0,054	0,054	0,054	0,054	0,054	0,054	0,052	0,054	0,055	0,054	0,054	0,054
Mg	0,065	0,065	0,064	0,064	0,064	0,066	0,064	0,064	0,056	0,064	0,065	0,065	0,065	0,065	0,078	0,064	0,064	0,064	0,065	0,065
Ca	2,923	2,879	2,880	2,875	2,866	2,897	2,890	2,906	2,879	2,908	2,886	2,882	2,877	2,843	2,883	2,866	2,819	2,892	2,851	2,858
	3,042	*3,003*	*3,002*	*2,997*	*2,988*	*3,017*	*3,013*	*3,025*	*2,992*	*3,026*	*3,010*	*3,005*	*3,000*	*2,966*	*3,013*	*2,988*	*2,943*	*3,014*	*2,974*	*2,982*
Total	8,021	7,999	7,998	7,989	7,989	8,009	7,996	8,009	7,982	8,009	7,997	7,995	7,991	7,975	8,002	7,990	7,968	7,998	7,979	7,986
Pyrope	2,1	2,2	2,1	2,1	2,1	2,2	2,1	2,1	1,9	2,1	2,2	2,1	2,2	2,2	2,6	2,2	2,2	2,1	2,2	2,2
Almandin	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,7	1,8	1,9	1,8	1,8	1,8
Andradite	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,9	0,8	0,9	0,9	0,9
Goldmanite	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Grossulaire	94,5	94,5	94,5	94,5	94,5	94,3	94,4	94,4	94,7	94,3	94,4	94,4	94,4	94,4	94,1	94,4	94,4	94,5	94,4	94,4
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-79 : Composition chimique des tsavorites du placer de Lemshuku

GISEMENT	PLACER LEMSHUKU																						
Echantillon	V8a																						
SiO_2	39,93	40,16	39,91	40,19	39,87	39,84	39,76	39,96	39,88	39,68	39,91	39,79	39,51	40,02	39,26	39,75	39,58	40,19	39,85	39,85	40,22	40,06
TiO_2	0,40	0,40	0,39	0,39	0,39	0,40	0,40	0,39	0,39	0,40	0,39	0,39	0,40	0,39	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,39	0,39	0,39
Al_2O_3	22,04	22,00	21,99	21,49	21,76	22,12	21,93	22,04	21,91	21,98	21,76	21,89	21,90	22,09	21,79	21,92	21,88	21,90	22,07	22,43	22,07	22,17
Cr_2O_3	0,27	0,28	0,29	0,28	0,28	0,28	0,27	0,28	0,28	0,28	0,29	0,30	0,32	0,34	0,31	0,28	0,27	0,27	0,24	0,24	0,28	0,29
Fe_2O_3*	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07
V_2O_3	0,80	0,80	0,86	0,84	0,85	0,85	0,85	0,84	0,85	0,86	0,85	0,86	0,88	0,91	0,88	0,85	0,80	0,78	0,76	0,75	0,80	0,80
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,56	0,57	0,57	0,57	0,57	0,58	0,57	0,58	0,58	0,57	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,57	0,57	0,56	0,57	0,56
MgO	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,58	0,57	0,58	0,58	0,58	0,57	0,58	0,58	0,58	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57
CaO	36,85	36,89	36,84	36,91	36,72	36,94	37,33	37,00	36,68	37,07	36,75	36,74	36,73	36,65	36,69	36,39	36,60	37,20	36,65	36,77	37,15	36,93
Total	101,49	101,74	101,49	101,32	101,09	101,64	101,77	101,73	101,21	101,48	101,17	101,19	100,97	101,62	100,55	100,82	100,76	101,93	101,16	101,62	102,12	101,84
Si	2,965	2,974	2,964	2,990	2,973	2,956	2,952	2,962	2,970	2,952	2,974	2,965	2,953	2,967	2,948	2,970	2,962	2,973	2,967	2,953	2,969	2,964
^{iv}Al	0,035	0,026	0,036	0,010	0,027	0,044	0,048	0,038	0,030	0,048	0,026	0,035	0,047	0,033	0,052	0,030	0,038	0,027	0,033	0,047	0,031	0,036
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,894	1,894	1,890	1,875	1,886	1,890	1,870	1,888	1,892	1,879	1,884	1,887	1,882	1,897	1,876	1,900	1,891	1,883	1,904	1,913	1,889	1,898
Ti	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022
Cr	0,016	0,016	0,017	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,017	0,018	0,019	0,020	0,019	0,017	0,016	0,016	0,014	0,014	0,016	0,017
Fe^{3+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
V^{3+}	0,048	0,048	0,051	0,050	0,051	0,050	0,051	0,050	0,051	0,051	0,051	0,051	0,053	0,054	0,053	0,051	0,048	0,046	0,045	0,044	0,047	0,047
	1,984	*1,984*	*1,984*	*1,968*	*1,979*	*1,983*	*1,963*	*1,980*	*1,985*	*1,972*	*1,978*	*1,982*	*1,980*	*1,996*	*1,974*	*1,994*	*1,982*	*1,970*	*1,989*	*1,997*	*1,978*	*1,988*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,035	0,035	0,036	0,036	0,036	0,036	0,036	0,036	0,037	0,036	0,036	0,036	0,037	0,037	0,037	0,037	0,037	0,035	0,036	0,035	0,036	0,035
Mg	0,064	0,063	0,063	0,063	0,064	0,063	0,064	0,063	0,064	0,064	0,065	0,064	0,064	0,064	0,064	0,064	0,064	0,063	0,063	0,063	0,063	0,063
Ca	2,932	2,927	2,932	2,943	2,934	2,937	2,969	2,939	2,926	2,955	2,934	2,933	2,941	2,911	2,952	2,913	2,935	2,949	2,924	2,919	2,939	2,927
	3,031	*3,025*	*3,031*	*3,042*	*3,034*	*3,036*	*3,068*	*3,038*	*3,027*	*3,055*	*3,035*	*3,034*	*3,042*	*3,011*	*3,053*	*3,013*	*3,035*	*3,047*	*3,022*	*3,017*	*3,037*	*3,026*
Total	8,014	8,010	8,015	8,010	8,013	8,019	8,031	8,018	8,012	8,027	8,013	8,016	8,022	8,008	8,027	8,007	8,017	8,017	8,011	8,014	8,015	8,013
Pyrope	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
Andradite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Uvarovite	0,8	0,8	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	1,0	1,0	0,9	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7	0,8	0,8
Goldmanite	2,4	2,4	2,6	2,6	2,6	2,5	2,6	2,5	2,6	2,6	2,6	2,6	2,7	2,7	2,7	2,6	2,4	2,4	2,3	2,2	2,4	2,4
Grossulaire	93,3	93,3	93,1	93,1	93,1	93,2	93,2	93,2	93,1	93,1	93,0	93,0	92,9	92,8	92,8	93,1	93,2	93,4	93,6	93,7	93,3	93,3
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-80 : Composition chimique des tsavorites du placer de Lemshuku

GISEMENT	PLACER LEMSHUKU																			
Echantillon	V8c																			
SiO_2	39,60	39,59	39,51	39,55	39,45	39,37	39,63	39,31	39,61	39,53	39,67	39,69	39,81	39,61	39,77	39,61	39,94	39,53	39,66	39,73
TiO_2	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,44
Al_2O_3	21,78	21,54	21,90	21,44	21,47	21,32	21,57	21,48	21,53	21,77	21,64	21,34	21,88	21,38	21,73	21,90	21,43	21,34	21,84	21,61
Cr_2O_3	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00
V_2O_3	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,52	0,51	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52	0,51	0,51	0,52	0,52
FeO*	0,06	0,07	0,07	0,06	0,00	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,00	0,07	0,07
MnO	0,74	0,72	0,74	0,73	0,74	0,72	0,74	0,73	0,73	0,73	0,74	0,73	0,74	0,74	0,75	0,73	0,74	0,73	0,75	0,72
MgO	0,58	0,58	0,58	0,58	0,59	0,58	0,59	0,59	0,58	0,57	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,59	0,58
CaO	35,00	35,24	35,35	35,60	35,81	35,01	35,18	35,32	35,36	35,77	35,41	35,60	35,93	35,20	35,50	35,45	35,14	35,94	35,32	35,02
Total	98,86	98,84	99,25	99,06	99,24	98,16	98,87	98,60	98,98	99,55	99,21	99,11	100,11	98,68	99,51	99,45	99,00	99,30	99,32	98,83
Si	3,003	3,007	2,989	3,001	2,991	3,011	3,008	2,996	3,005	2,986	3,003	3,010	2,989	3,013	3,001	2,991	3,025	2,996	2,997	3,014
^{iv}Al	0,000	0,000	0,011	0,000	0,009	0,000	0,000	0,004	0,000	0,014	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,009	0,000	0,004	0,003	0,000
	3,003	*3,007*	*3,000*	*3,001*	*3,000*	*3,011*	*3,008*	*3,000*	*3,005*	*3,000*	*3,003*	*3,010*	*3,000*	*3,013*	*3,001*	*3,000*	*3,025*	*3,000*	*3,000*	*3,014*
^{vi}Al	1,947	1,928	1,942	1,917	1,909	1,922	1,929	1,926	1,925	1,924	1,930	1,907	1,926	1,917	1,933	1,940	1,913	1,903	1,942	1,932
Ti	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	0,025	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	0,025
Cr	0,009	0,008	0,008	0,008	0,008	0,009	0,009	0,008	0,008	0,008	0,008	0,009	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
V^{3+}	0,031	0,031	0,031	0,031	0,031	0,031	0,031	0,032	0,031	0,031	0,032	0,031	0,031	0,032	0,031	0,031	0,031	0,031	0,031	0,032
	2,013	*1,993*	*2,007*	*1,983*	*1,979*	*1,987*	*1,995*	*1,992*	*1,991*	*1,989*	*1,996*	*1,973*	*1,990*	*1,983*	*1,998*	*2,005*	*1,978*	*1,972*	*2,007*	*1,997*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004
Mn	0,047	0,047	0,047	0,047	0,047	0,047	0,048	0,047	0,047	0,047	0,047	0,047	0,047	0,048	0,048	0,047	0,047	0,047	0,048	0,046
Mg	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,065	0,065	0,066	0,065	0,065	0,066	0,065	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066
Ca	2,845	2,867	2,865	2,894	2,909	2,868	2,861	2,884	2,874	2,895	2,871	2,892	2,891	2,869	2,871	2,868	2,852	2,919	2,859	2,847
	2,962	*2,984*	*2,983*	*3,011*	*3,023*	*2,985*	*2,979*	*3,002*	*2,991*	*3,010*	*2,988*	*3,009*	*3,007*	*2,987*	*2,987*	*2,984*	*2,970*	*3,031*	*2,978*	*2,963*
Total	7,978	7,984	7,989	7,995	8,002	7,983	7,982	7,993	7,987	7,999	7,987	7,991	7,998	7,983	7,987	7,989	7,973	8,003	7,985	7,974
Pyrope	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,1	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1
Spessartine	1,6	1,6	1,6	1,5	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,5	1,6	1,6
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
Uvarovite	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
Goldmanite	1,5	1,6	1,5	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6
Grossulaire	94,1	94,1	94,1	94,1	94,0	94,1	94,0	94,1	94,1	94,2	94,1	94,1	94,1	94,0	94,1	94,1	94,0	94,1	94,1	94,1
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-81 : Composition chimique des tsavorites du placer de Lemshuku

GISEMENT	PLACER LEMSHUKU																			
Echantillon	V10c																			
SiO_2	39,64	39,53	38,84	39,06	39,49	39,15	39,02	39,30	39,69	39,58	39,62	39,58	39,69	40,05	39,76	39,92	39,57	39,92	40,06	39,92
TiO_2	0,38	0,39	0,38	0,38	0,38	0,38	0,37	0,37	0,37	0,38	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,37	0,37	0,37	0,38	0,39
Al_2O_3	20,48	20,63	20,50	20,62	20,71	20,71	20,64	20,67	20,93	21,12	20,32	20,15	20,08	20,37	20,23	20,19	20,20	20,05	20,36	20,24
Cr_2O_3	0,33	0,32	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,34	0,34	0,34	0,35	0,35	0,36	0,36	0,36	0,35	0,35	0,36	0,37	0,36
Fe_2O_3*	0,08	0,09	0,09	0,09	0,00	0,08	0,09	0,08	0,08	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	2,51	2,47	2,50	2,52	2,50	2,49	2,49	2,53	2,52	2,53	2,49	2,48	2,49	2,50	2,50	2,46	2,48	2,54	2,57	2,56
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,00	0,07	0,08	0,08
MnO	1,25	1,25	1,27	1,27	1,28	1,28	1,28	1,29	1,30	1,29	1,25	1,23	1,23	1,23	1,24	1,26	1,26	1,24	1,24	1,24
MgO	0,55	0,55	0,55	0,55	0,56	0,56	0,56	0,57	0,56	0,56	0,53	0,53	0,53	0,52	0,53	0,53	0,54	0,53	0,53	0,52
CaO	35,89	35,55	35,79	36,05	35,10	36,04	35,30	36,06	36,23	35,69	35,30	35,16	34,99	35,16	35,47	35,05	35,46	35,12	35,09	35,37
Total	101,12	100,77	100,24	100,88	100,41	101,02	100,09	101,20	102,02	101,57	100,31	99,95	99,83	100,67	100,55	100,22	100,32	100,21	100,66	100,67
Si	2,975	2,973	2,946	2,944	2,978	2,946	2,957	2,951	2,954	2,954	2,992	3,000	3,010	3,010	2,997	3,014	2,991	3,015	3,010	3,004
^{iv}Al	0,025	0,027	0,054	0,056	0,022	0,054	0,043	0,049	0,046	0,046	0,008	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,010*	*3,010*	*3,000*	*3,014*	*3,000*	*3,015*	*3,010*	*3,004*
^{vi}Al	1,787	1,802	1,778	1,776	1,818	1,782	1,801	1,781	1,790	1,812	1,801	1,799	1,794	1,804	1,794	1,797	1,790	1,785	1,803	1,794
Ti	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,021	0,021	0,021	0,021	0,022
Cr	0,020	0,019	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,022	0,022	0,022
Fe^{3+}	0,005	0,005	0,005	0,005	0,000	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,151	0,149	0,152	0,152	0,151	0,150	0,151	0,152	0,150	0,151	0,151	0,151	0,151	0,151	0,151	0,149	0,150	0,154	0,155	0,155
	1,983	*1,997*	*1,977*	*1,975*	*2,010*	*1,978*	*1,999*	*1,978*	*1,986*	*2,010*	*1,995*	*1,994*	*1,989*	*1,998*	*1,988*	*1,988*	*1,987*	*1,982*	*2,001*	*1,993*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,000	0,005	0,005	0,005
Mn	0,079	0,080	0,081	0,081	0,082	0,081	0,082	0,082	0,082	0,082	0,080	0,079	0,079	0,079	0,079	0,080	0,080	0,079	0,079	0,079
Mg	0,061	0,061	0,062	0,061	0,062	0,063	0,064	0,063	0,063	0,062	0,059	0,060	0,059	0,059	0,060	0,060	0,061	0,060	0,059	0,058
Ca	2,886	2,865	2,908	2,912	2,836	2,905	2,867	2,901	2,890	2,854	2,857	2,855	2,842	2,831	2,865	2,835	2,872	2,842	2,825	2,851
	3,027	*3,006*	*3,051*	*3,054*	*2,985*	*3,050*	*3,012*	*3,047*	*3,034*	*2,998*	*3,001*	*2,998*	*2,986*	*2,973*	*3,008*	*2,980*	*3,013*	*2,986*	*2,968*	*2,992*
Total	8,010	8,004	8,028	8,029	7,995	8,028	8,011	8,025	8,020	8,007	7,995	7,992	7,984	7,980	7,996	7,982	8,000	7,983	7,979	7,989
Pyrope	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	1,9
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,2	0,2	0,2
Spessartine	2,6	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,6	2,7	2,6	2,6	2,7	2,7	2,7	2,7	2,6
Andradite	0,2	0,2	0,3	0,3	0,0	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1
Goldmanite	7,6	7,5	7,7	7,7	7,5	7,6	7,6	7,7	7,6	7,5	7,5	7,6	7,6	7,5	7,6	7,5	7,6	7,8	7,7	7,8
Grossulaire	86,5	86,6	86,4	86,3	86,5	86,4	86,3	86,3	86,4	86,4	86,6	86,6	86,5	86,6	86,6	86,6	86,5	86,3	86,4	86,4
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-68 : Composition chimique des tsavorites du placer de Lemshuku

GISEMENT	PLACER LEMSHUKU																			
Echantillon	V10d																			
SiO_2	39,47	39,71	39,44	39,85	39,50	39,74	39,87	39,83	39,72	39,86	39,84	39,70	39,88	39,82	39,66	39,60	39,72	39,78	39,59	39,34
TiO_2	0,43	0,41	0,41	0,42	0,41	0,44	0,43	0,43	0,44	0,43	0,41	0,42	0,42	0,43	0,43	0,43	0,43	0,42	0,43	0,43
Al_2O_3	20,50	20,55	20,14	20,22	20,49	20,27	19,87	19,84	20,21	19,97	20,07	19,97	19,76	19,99	20,19	20,44	20,66	20,65	21,03	20,37
Cr_2O_3	0,22	0,22	0,23	0,22	0,22	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,23	0,22	0,22	0,22	0,21	0,21	0,21	0,21	0,20	0,21
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	2,12	2,10	2,13	2,12	2,11	2,06	2,05	2,05	2,07	2,07	2,11	2,10	2,11	2,10	2,07	2,06	2,08	2,08	2,05	2,09
FeO*	0,06	0,06	0,06	0,06	0,01	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
MnO	0,83	0,84	0,84	0,83	0,84	0,82	0,84	0,83	0,83	0,84	0,84	0,84	0,83	0,82	0,82	0,82	0,83	0,84	0,83	0,83
MgO	0,51	0,52	0,52	0,51	0,51	0,50	0,52	0,51	0,51	0,50	0,50	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,52	0,52
CaO	35,59	35,57	35,35	35,50	35,77	34,81	35,28	35,11	34,91	35,13	35,37	34,99	35,51	35,59	34,92	35,59	35,19	35,68	35,08	34,92
Total	99,74	99,99	99,12	99,73	99,92	98,91	99,11	98,87	98,95	99,07	99,43	98,80	99,30	99,53	98,88	99,71	99,69	100,23	99,78	98,76
Si	2,992	3,001	3,008	3,018	2,990	3,028	3,037	3,040	3,027	3,036	3,026	3,032	3,035	3,024	3,025	3,001	3,006	2,999	2,991	3,006
^{iv}Al	0,008	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,009	0,000
	3,000	*3,001*	*3,008*	*3,018*	*3,000*	*3,028*	*3,037*	*3,040*	*3,027*	*3,036*	*3,026*	*3,032*	*3,035*	*3,024*	*3,025*	*3,001*	*3,006*	*3,000*	*3,000*	*3,006*
^{vi}Al	1,824	1,830	1,810	1,805	1,819	1,820	1,783	1,785	1,815	1,793	1,796	1,797	1,772	1,788	1,815	1,826	1,842	1,833	1,864	1,834
Ti	0,025	0,023	0,024	0,024	0,023	0,025	0,025	0,025	0,025	0,024	0,023	0,024	0,024	0,025	0,025	0,024	0,024	0,024	0,025	0,025
Cr	0,013	0,013	0,014	0,013	0,013	0,013	0,013	0,012	0,013	0,013	0,014	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,012	0,012	0,012	0,012
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,129	0,127	0,130	0,129	0,128	0,126	0,125	0,125	0,126	0,127	0,129	0,128	0,129	0,128	0,127	0,125	0,126	0,126	0,124	0,128
	1,991	*1,994*	*1,978*	*1,970*	*1,986*	*1,984*	*1,945*	*1,947*	*1,980*	*1,956*	*1,962*	*1,963*	*1,938*	*1,954*	*1,979*	*1,988*	*2,005*	*1,995*	*2,025*	*1,999*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,001	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,053	0,054	0,055	0,053	0,054	0,053	0,054	0,054	0,054	0,054	0,054	0,054	0,054	0,053	0,053	0,053	0,053	0,053	0,053	0,053
Mg	0,058	0,059	0,059	0,058	0,058	0,057	0,059	0,058	0,057	0,056	0,057	0,058	0,058	0,058	0,058	0,058	0,058	0,057	0,058	0,059
Ca	2,891	2,879	2,888	2,881	2,902	2,841	2,879	2,871	2,850	2,867	2,878	2,863	2,896	2,896	2,854	2,890	2,853	2,882	2,840	2,859
	3,006	*2,996*	*3,005*	*2,996*	*3,014*	*2,955*	*2,996*	*2,987*	*2,965*	*2,981*	*2,993*	*2,979*	*3,011*	*3,010*	*2,969*	*3,004*	*2,968*	*2,996*	*2,955*	*2,976*
Total	7,996	7,991	7,991	7,985	8,000	7,967	7,978	7,974	7,971	7,974	7,981	7,974	7,984	7,987	7,973	7,993	7,979	7,991	7,980	7,982
Pyrope	1,9	2,0	2,0	1,9	1,9	1,9	2,0	1,9	1,9	1,9	1,9	2,0	1,9	1,9	2,0	1,9	2,0	1,9	2,0	2,0
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Goldmanite	6,5	6,4	6,6	6,5	6,4	6,3	6,4	6,4	6,4	6,5	6,6	6,5	6,6	6,5	6,4	6,3	6,3	6,3	6,1	6,4
Grossulaire	89,0	89,0	88,8	89,0	89,0	89,2	89,1	89,1	89,1	89,0	88,9	88,9	88,9	89,0	89,1	89,3	89,2	89,2	89,4	89,1
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-69 : Composition chimique des tsavorites du placer de Lemshuku

GISEMENT	KOMOLO														
Echantillon	JF131-A														
SiO_2	39,85	39,10	38,23	39,30	39,44	39,03	36,90	36,72	37,87	36,83	38,64	38,43	37,01	37,57	37,66
TiO_2	0,38	0,38	0,37	0,38	0,38	0,37	0,36	0,36	0,37	0,37	0,37	0,38	0,38	0,38	0,37
Al_2O_3	22,20	22,17	21,94	22,25	22,20	21,96	22,04	21,92	21,82	21,93	22,43	22,12	21,96	22,11	22,24
Cr_2O_3	0,16	0,16	0,16	0,15	0,15	0,16	0,17	0,16	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
Fe_2O_3*	0,00	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06
V_2O_3	1,01	1,01	1,03	1,01	1,02	1,01	1,02	1,03	1,03	1,03	0,99	0,98	0,98	0,97	0,97
FeO*	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	1,14	1,15	1,16	1,15	1,15	1,15	1,16	1,15	1,15	1,14	1,14	1,14	1,15	1,16	1,14
MgO	0,55	0,54	0,54	0,54	0,55	0,55	0,56	0,55	0,54	0,54	0,54	0,55	0,55	0,56	0,57
CaO	35,45	35,63	35,38	36,07	35,66	35,66	36,32	35,75	36,17	35,54	35,68	35,77	36,05	35,83	36,10
Total	100,78	100,21	98,88	100,91	100,61	99,97	98,59	97,69	99,17	97,60	100,02	99,57	98,30	98,79	99,26
Si	2,976	2,944	2,922	2,940	2,955	2,947	2,847	2,855	2,897	2,864	2,917	2,918	2,861	2,882	2,877
^{iv}Al	0,024	0,056	0,078	0,060	0,045	0,053	0,153	0,145	0,103	0,136	0,083	0,082	0,139	0,118	0,123
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,929	1,910	1,898	1,902	1,915	1,901	1,851	1,864	1,863	1,873	1,913	1,897	1,860	1,881	1,879
Ti	0,021	0,022	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,022	0,021	0,021	0,022	0,022	0,021
Cr	0,009	0,009	0,010	0,009	0,009	0,010	0,010	0,010	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009
Fe^{3+}	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
V^{3+}	0,060	0,061	0,063	0,061	0,061	0,061	0,063	0,064	0,063	0,064	0,060	0,060	0,061	0,060	0,059
	2,020	*2,006*	*1,996*	*1,997*	*2,011*	*1,997*	*1,949*	*1,963*	*1,961*	*1,972*	*2,007*	*1,991*	*1,957*	*1,976*	*1,973*
Fe^{2+}	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,072	0,073	0,075	0,073	0,073	0,073	0,076	0,075	0,074	0,075	0,073	0,073	0,075	0,075	0,073
Mg	0,061	0,061	0,062	0,061	0,061	0,062	0,064	0,063	0,062	0,063	0,061	0,062	0,064	0,064	0,064
Ca	2,836	2,874	2,897	2,891	2,862	2,885	3,002	2,978	2,964	2,961	2,886	2,909	2,985	2,945	2,954
	2,972	*3,008*	*3,034*	*3,024*	*2,996*	*3,020*	*3,142*	*3,117*	*3,100*	*3,099*	*3,020*	*3,044*	*3,124*	*3,084*	*3,092*
Total	7,992	8,014	8,030	8,021	8,007	8,017	8,091	8,080	8,061	8,071	8,027	8,035	8,080	8,060	8,065
Pyrope	2,1	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1
Almandin	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	2,4	2,4	2,5	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4
Andradite	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Uvarovite	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5
Goldmanite	3,0	3,0	3,2	3,0	3,0	3,1	3,2	3,3	3,2	3,2	3,0	3,0	3,1	3,0	3,0
Grossulaire	92,0	91,8	91,6	91,9	91,9	91,8	91,6	91,6	91,7	91,6	91,9	91,9	91,8	91,8	91,9
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-82 : Composition chimique des tsavorites de Komolo (Lemshuku)

GISEMENT	NAMALULU																			
Echantillon	N1																			
SiO_2	39,76	39,62	39,63	39,50	40,00	39,78	39,74	39,55	39,36	39,20	39,61	39,25	39,27	39,70	39,85	39,57	39,33	39,93	39,51	40,16
TiO_2	0,37	0,38	0,37	0,37	0,36	0,38	0,36	0,36	0,37	0,37	0,37	0,36	0,36	0,37	0,37	0,36	0,39	0,39	0,39	0,38
Al_2O_3	21,44	21,45	21,66	21,77	21,49	21,81	21,68	21,64	22,08	21,96	22,03	21,59	21,22	21,58	21,56	21,48	21,44	21,56	21,38	20,90
Cr_2O_3	0,06	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,07	0,00	0,07	0,07	0,07	0,00	0,00	0,07	0,03	0,00	0,02	0,07	0,00	0,07	0,00
V_2O_3	0,50	0,50	0,50	0,51	0,48	0,51	0,49	0,49	0,49	0,46	0,48	0,47	0,47	0,49	0,49	0,45	0,49	0,50	0,55	0,52
FeO*	0,06	0,06	0,06	0,00	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,07	0,06	0,00	0,03	0,06	0,05	0,00	0,06	0,00	0,06
MnO	1,19	1,17	1,17	1,16	1,20	1,17	1,19	1,17	1,18	1,18	1,18	1,19	1,21	1,17	1,18	1,18	1,15	1,17	1,17	1,17
MgO	0,33	0,34	0,34	0,35	0,34	0,35	0,34	0,35	0,35	0,36	0,35	0,34	0,35	0,34	0,35	0,35	0,34	0,34	0,33	0,34
CaO	34,98	35,36	35,47	35,75	35,87	36,09	35,59	35,88	35,70	36,09	35,48	34,98	35,56	35,89	35,74	35,73	35,99	35,73	36,12	35,08
Total	98,69	98,94	99,26	99,53	99,85	100,21	99,51	99,56	99,67	99,73	99,61	98,30	98,55	99,66	99,64	99,22	99,26	99,74	99,58	98,67
Si	3,026	3,012	3,004	2,989	3,016	2,991	3,005	2,993	2,974	2,964	2,991	3,002	3,002	3,000	3,010	3,003	2,988	3,012	2,993	3,056
^{iv}Al	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,009	0,000	0,007	0,026	0,036	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,007	0,000
	3,026	*3,012*	*3,004*	*3,000*	*3,016*	*3,000*	*3,005*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,002*	*3,002*	*3,000*	*3,010*	*3,003*	*3,000*	*3,012*	*3,000*	*3,056*
^{vi}Al	1,923	1,922	1,935	1,930	1,909	1,923	1,932	1,923	1,940	1,922	1,951	1,946	1,913	1,922	1,919	1,921	1,908	1,917	1,902	1,875
Ti	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,022	0,022	0,022	0,022
Cr	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000	0,001	0,004	0,000	0,004	0,000
V^{3+}	0,030	0,030	0,030	0,031	0,029	0,031	0,030	0,029	0,030	0,028	0,029	0,029	0,029	0,030	0,030	0,027	0,030	0,030	0,033	0,032
	1,978	*1,978*	*1,989*	*1,989*	*1,962*	*1,983*	*1,986*	*1,980*	*1,998*	*1,978*	*2,003*	*1,999*	*1,969*	*1,978*	*1,973*	*1,973*	*1,968*	*1,973*	*1,965*	*1,932*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,002	0,004	0,003	0,000	0,004	0,000	0,004
Mn	0,076	0,076	0,075	0,075	0,077	0,075	0,076	0,075	0,076	0,075	0,075	0,077	0,078	0,075	0,075	0,076	0,074	0,075	0,075	0,075
Mg	0,038	0,039	0,038	0,039	0,038	0,039	0,039	0,039	0,039	0,040	0,040	0,039	0,040	0,038	0,039	0,039	0,039	0,038	0,037	0,038
Ca	2,852	2,880	2,881	2,898	2,897	2,907	2,883	2,909	2,890	2,925	2,870	2,867	2,913	2,906	2,892	2,906	2,930	2,888	2,932	2,861
	2,971	*2,999*	*2,998*	*3,012*	*3,016*	*3,020*	*3,002*	*3,023*	*3,005*	*3,041*	*2,989*	*2,987*	*3,031*	*3,022*	*3,010*	*3,024*	*3,043*	*3,005*	*3,044*	*2,979*
Total	7,975	7,988	7,991	8,001	7,993	8,003	7,992	8,003	8,003	8,018	7,993	7,988	8,003	8,000	7,993	8,000	8,011	7,990	8,010	7,967
Pyrope	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,2	1,3
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1
Spessartine	2,6	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,6	2,6	2,5	2,5	2,5	2,4	2,5	2,5	2,5
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,2	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0
Uvarovite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
Goldmanite	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,4	1,5	1,4	1,5	1,5	1,5	1,4	1,5	1,5	1,7	1,7
Grossulaire	94,3	94,3	94,4	94,3	94,4	94,3	94,4	94,4	94,3	94,4	94,4	94,4	94,3	94,4	94,4	94,5	94,4	94,4	94,2	94,2
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-83 : Composition chimique des tsavorites de Namalulu

GISEMENT	NAMALULU																			
Echantillon	N4																			
SiO_2	39,64	39,56	39,71	39,22	40,14	40,12	39,53	39,29	39,67	39,14	39,62	39,24	39,69	39,76	39,54	39,33	39,32	39,64	39,33	39,45
TiO_2	0,30	0,30	0,29	0,29	0,31	0,30	0,29	0,30	0,29	0,30	0,33	0,33	0,33	0,32	0,31	0,31	0,30	0,30	0,30	0,30
Al_2O_3	20,60	21,47	21,89	21,19	21,78	21,34	21,58	21,67	21,61	21,91	21,86	21,54	21,47	21,76	21,73	22,02	21,74	21,53	21,89	21,71
Cr_2O_3	0,10	0,10	0,09	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,07
V_2O_3	0,90	0,86	0,82	0,78	0,86	0,85	0,76	0,76	0,72	0,74	0,72	0,73	0,74	0,74	0,73	0,72	0,73	0,74	0,75	0,82
FeO*	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,00	0,06	0,00	0,06	0,07	0,06	0,03	0,06	0,00	0,06	0,06	0,07	0,00
MnO	1,14	1,14	1,15	1,16	1,09	1,10	1,15	1,10	1,15	1,11	1,09	1,07	1,09	1,08	1,10	1,11	1,13	1,13	1,14	1,09
MgO	0,35	0,36	0,36	0,35	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36
CaO	35,08	35,48	35,60	34,66	35,63	35,42	35,23	35,99	35,34	36,13	35,50	35,43	35,51	35,97	35,60	35,66	35,16	35,57	35,41	35,72
Total	98,18	99,33	99,99	97,82	100,31	99,63	99,04	99,63	99,28	99,84	99,61	98,83	99,31	100,14	99,50	99,65	98,88	99,40	99,32	99,61
Si	3,040	3,000	2,990	3,015	3,009	3,027	3,003	2,976	3,006	2,959	2,993	2,990	3,008	2,991	2,992	2,973	2,992	3,003	2,981	2,984
^{iv}Al	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,024	0,000	0,041	0,007	0,010	0,000	0,009	0,008	0,027	0,008	0,000	0,019	0,016
	3,040	*3,000*	*3,000*	*3,015*	*3,009*	*3,027*	*3,003*	*3,000*	*3,006*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,008*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,003*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,862	1,919	1,933	1,920	1,924	1,898	1,932	1,909	1,930	1,911	1,939	1,925	1,918	1,921	1,930	1,934	1,941	1,922	1,937	1,920
Ti	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,018	0,019	0,019	0,018	0,017	0,018	0,017	0,017	0,017	0,017
Cr	0,006	0,006	0,006	0,005	0,006	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,004
V^{3+}	0,056	0,052	0,050	0,048	0,051	0,051	0,046	0,046	0,044	0,045	0,043	0,044	0,045	0,044	0,044	0,044	0,045	0,045	0,046	0,050
	1,941	*1,994*	*2,005*	*1,991*	*1,999*	*1,972*	*2,000*	*1,982*	*1,995*	*1,982*	*2,006*	*1,993*	*1,986*	*1,991*	*1,996*	*2,004*	*2,007*	*1,989*	*2,004*	*1,996*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,002	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,000
Mn	0,074	0,073	0,073	0,076	0,069	0,070	0,074	0,071	0,074	0,071	0,070	0,069	0,070	0,069	0,071	0,071	0,073	0,072	0,073	0,070
Mg	0,039	0,040	0,041	0,040	0,040	0,040	0,041	0,040	0,040	0,041	0,039	0,040	0,039	0,039	0,040	0,040	0,041	0,041	0,041	0,041
Ca	2,883	2,883	2,872	2,855	2,862	2,864	2,867	2,920	2,869	2,926	2,873	2,893	2,883	2,899	2,887	2,888	2,866	2,886	2,876	2,895
	3,001	*3,001*	*2,990*	*2,975*	*2,975*	*2,978*	*2,986*	*3,031*	*2,988*	*3,038*	*2,986*	*3,006*	*2,996*	*3,009*	*3,001*	*2,999*	*2,984*	*3,003*	*2,994*	*3,005*
Total	7,981	7,995	7,994	7,981	7,983	7,978	7,989	8,013	7,988	8,020	7,992	7,999	7,990	8,000	7,997	8,003	7,992	7,995	7,999	8,001
Pyrope	1,3	1,3	1,4	1,4	1,3	1,3	1,4	1,3	1,4	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0
Spessartine	2,5	2,4	2,5	2,5	2,3	2,4	2,5	2,3	2,5	2,3	2,3	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,3
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2
Uvarovite	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3
Goldmanite	2,9	2,6	2,5	2,4	2,6	2,6	2,3	2,3	2,2	2,3	2,2	2,2	2,3	2,2	2,2	2,2	2,2	2,3	2,3	2,5
Grossulaire	92,9	93,2	93,3	93,3	93,3	93,3	93,5	93,5	93,6	93,6	93,8	93,8	93,7	93,7	93,7	93,7	93,6	93,6	93,5	93,3
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-84 : Composition chimique des tsavorites de Namalulu

GISEMENT	NAMALULU																									
Echantillon	N5																				JF095					
SiO_2	39,41	39,41	39,42	39,24	39,75	39,91	39,86	39,76	40,10	39,79	40,19	39,83	39,99	40,07	39,50	39,87	39,94	39,59	39,99	39,72	39,58	39,56	39,10	39,29	39,15	39,68
TiO_2	0,36	0,36	0,38	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,32	0,32	0,32	0,36	0,35	0,35	0,35	0,37	0,35	0,35	0,33	0,35	0,38	0,34	0,34	0,33
Al_2O_3	21,85	21,29	21,58	22,20	21,67	21,77	20,78	21,64	21,62	21,53	21,35	21,63	21,46	21,06	21,17	21,32	21,38	21,35	21,26	21,53	22,02	22,11	21,95	22,38	21,72	21,63
Cr_2O_3	0,08	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,14	0,15	0,16	0,14
Fe_2O_3*	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,07	0,07	0,07
V_2O_3	0,85	0,85	0,86	0,82	0,82	0,81	0,80	0,79	0,78	0,76	0,79	0,79	0,79	0,76	0,77	0,78	0,78	0,81	0,78	0,77	0,71	0,68	1,16	1,10	1,12	1,07
FeO*	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,03	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	1,22	1,23	1,23	1,17	1,17	1,17	1,16	1,17	1,15	1,15	1,19	1,18	1,17	1,16	1,15	1,16	1,16	1,22	1,16	1,16	1,15	1,08	1,02	1,03	1,01	1,03
MgO	0,40	0,40	0,39	0,37	0,36	0,36	0,35	0,35	0,35	0,34	0,34	0,35	0,34	0,34	0,34	0,35	0,34	0,39	0,35	0,35	0,37	0,35	0,39	0,37	0,37	0,36
CaO	36,25	35,95	35,53	36,22	36,08	35,75	35,95	35,61	35,75	35,63	35,88	35,69	35,57	35,54	35,70	35,51	35,13	35,31	35,19	35,62	35,10	35,58	36,50	35,70	35,51	35,95
Total	100,49	99,65	99,54	100,51	100,36	100,26	99,39	99,81	100,24	99,69	100,20	99,91	99,78	99,43	99,12	99,48	99,24	99,18	99,22	99,64	99,41	99,87	100,70	100,42	99,43	100,27
Si	2,962	2,986	2,985	2,947	2,987	2,997	3,025	2,999	3,011	3,005	3,020	3,002	3,016	3,033	3,004	3,017	3,025	3,006	3,030	3,002	2,992	2,980	2,937	2,948	2,969	2,984
^{iv}Al	0,038	0,014	0,015	0,053	0,013	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,020	0,063	0,052	0,031	0,016
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,025*	*3,000*	*3,011*	*3,005*	*3,020*	*3,002*	*3,016*	*3,033*	*3,004*	*3,017*	*3,025*	*3,006*	*3,030*	*3,002*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,897	1,888	1,911	1,913	1,907	1,924	1,859	1,924	1,913	1,916	1,891	1,922	1,908	1,879	1,898	1,902	1,909	1,910	1,898	1,917	1,955	1,944	1,880	1,928	1,909	1,901
Ti	0,020	0,020	0,021	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,018	0,018	0,018	0,020	0,020	0,020	0,020	0,021	0,020	0,020	0,019	0,020	0,021	0,019	0,019	0,019
Cr	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006	0,008	0,009	0,009	0,009
Fe^{3+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004
V^{3+}	0,051	0,052	0,052	0,049	0,049	0,049	0,048	0,048	0,047	0,046	0,048	0,048	0,048	0,046	0,047	0,047	0,048	0,049	0,048	0,047	0,043	0,041	0,070	0,066	0,068	0,064
	1,978	*1,969*	*1,993*	*1,991*	*1,984*	*1,998*	*1,932*	*1,996*	*1,984*	*1,987*	*1,962*	*1,992*	*1,978*	*1,950*	*1,972*	*1,973*	*1,981*	*1,986*	*1,970*	*1,989*	*2,022*	*2,010*	*1,983*	*2,026*	*2,010*	*1,997*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,002	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,078	0,079	0,079	0,074	0,075	0,075	0,074	0,074	0,073	0,074	0,076	0,075	0,075	0,074	0,074	0,074	0,074	0,078	0,074	0,074	0,073	0,069	0,065	0,065	0,065	0,066
Mg	0,045	0,045	0,044	0,041	0,041	0,040	0,040	0,039	0,039	0,039	0,038	0,039	0,038	0,039	0,039	0,039	0,039	0,044	0,039	0,040	0,041	0,040	0,044	0,041	0,041	0,041
Ca	2,919	2,919	2,883	2,915	2,905	2,876	2,923	2,878	2,876	2,883	2,889	2,882	2,875	2,882	2,909	2,878	2,851	2,872	2,857	2,885	2,843	2,872	2,937	2,870	2,885	2,896
	3,042	*3,043*	*3,007*	*3,031*	*3,020*	*2,995*	*3,041*	*2,996*	*2,992*	*2,999*	*3,007*	*3,000*	*2,992*	*2,999*	*3,024*	*2,996*	*2,968*	*2,999*	*2,974*	*3,002*	*2,962*	*2,985*	*3,046*	*2,977*	*2,991*	*3,003*
Total	8,020	8,012	8,000	8,021	8,004	7,993	7,999	7,992	7,987	7,991	7,990	7,993	7,986	7,982	8,000	7,986	7,974	7,990	7,975	7,993	7,984	7,995	8,029	8,003	8,001	8,000
Pyrope	1,5	1,5	1,5	1,4	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,5	1,3	1,3	1,4	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	2,6	2,6	2,6	2,5	2,5	2,5	2,4	2,5	2,4	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,4	2,5	2,5	2,6	2,5	2,5	2,5	2,3	2,1	2,2	2,2	2,2
Andradite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2
Uvarovite	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,4
Goldmanite	2,6	2,6	2,6	2,5	2,5	2,4	2,5	2,4	2,4	2,3	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,5	2,4	2,3	2,1	2,0	3,5	3,3	3,4	3,2
Grossulaire	92,9	92,8	92,8	93,3	93,3	93,4	93,4	93,5	93,5	93,6	93,4	93,5	93,5	93,5	93,5	93,5	93,4	93,0	93,4	93,5	93,6	93,9	92,3	92,5	92,4	92,6
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-85 : Composition chimique des tsavorites de Namalulu

GISEMENT	MERELANI																			
Echantillon	ME1-A										ME1-B									
SiO_2	39,80	39,76	40,03	39,47	40,03	39,89	39,85	39,84	40,05	39,57	40,01	39,62	39,78	39,51	39,47	39,85	40,13	39,71	39,87	39,94
TiO_2	0,38	0,37	0,38	0,39	0,38	0,38	0,39	0,38	0,38	0,38	0,38	0,39	0,38	0,38	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39
Al_2O_3	21,74	21,50	21,43	21,11	21,55	21,13	21,22	21,59	21,78	21,55	21,67	21,29	21,59	21,27	21,80	21,99	21,79	21,40	21,89	21,44
Cr_2O_3	0,26	0,24	0,26	0,26	0,26	0,28	0,26	0,26	0,26	0,26	0,27	0,26	0,26	0,27	0,27	0,26	0,27	0,26	0,26	0,25
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	0,27	0,18	0,27	0,27	0,27	0,28	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,26	0,26	0,27	0,27	0,26	0,27	0,27	0,26	0,26
FeO*	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,02	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07
MnO	0,73	0,71	0,74	0,74	0,74	0,74	0,74	0,75	0,74	0,75	0,76	0,76	0,76	0,76	0,77	0,75	0,76	0,76	0,77	0,77
MgO	0,58	0,53	0,59	0,60	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,58	0,59
CaO	35,18	35,39	36,07	35,22	35,50	35,00	35,96	35,77	35,50	35,61	35,69	35,26	35,24	35,52	35,67	35,91	35,94	35,74	35,13	35,21
Total	99,01	98,75	99,85	98,12	99,39	98,34	99,34	99,52	99,63	99,04	99,71	98,49	98,93	98,63	99,30	100,05	100,19	99,18	99,20	98,91
Si	3,014	3,021	3,014	3,021	3,022	3,041	3,017	3,008	3,015	3,002	3,013	3,020	3,016	3,011	2,988	2,992	3,008	3,009	3,012	3,028
^{iv}Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000
	3,014	*3,021*	*3,014*	*3,021*	*3,022*	*3,041*	*3,017*	*3,008*	*3,015*	*3,002*	*3,013*	*3,020*	*3,016*	*3,011*	*3,000*	*3,000*	*3,008*	*3,009*	*3,012*	*3,028*
^{vi}Al	1,940	1,925	1,902	1,904	1,918	1,898	1,893	1,921	1,932	1,927	1,923	1,912	1,929	1,910	1,933	1,938	1,925	1,912	1,949	1,915
Ti	0,022	0,021	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,021	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022
Cr	0,015	0,015	0,016	0,016	0,016	0,017	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,015	0,015	0,016	0,016	0,015	0,016	0,016	0,015	0,015
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,016	0,011	0,016	0,016	0,016	0,017	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016
	1,993	*1,972*	*1,955*	*1,959*	*1,971*	*1,954*	*1,947*	*1,975*	*1,986*	*1,981*	*1,977*	*1,966*	*1,982*	*1,964*	*1,990*	*1,991*	*1,979*	*1,965*	*2,002*	*1,969*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,001	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,047	0,046	0,047	0,048	0,048	0,048	0,048	0,048	0,047	0,048	0,048	0,049	0,049	0,049	0,049	0,048	0,048	0,049	0,049	0,049
Mg	0,066	0,060	0,066	0,068	0,066	0,067	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,067	0,067	0,067	0,067	0,066	0,066	0,067	0,065	0,066
Ca	2,854	2,881	2,910	2,889	2,871	2,858	2,917	2,894	2,863	2,894	2,880	2,880	2,863	2,900	2,893	2,889	2,887	2,902	2,843	2,860
	2,971	*2,990*	*3,028*	*3,009*	*2,989*	*2,977*	*3,034*	*3,012*	*2,981*	*3,013*	*2,998*	*3,001*	*2,983*	*3,020*	*3,010*	*3,006*	*3,005*	*3,022*	*2,962*	*2,980*
Total	7,978	7,983	7,997	7,989	7,982	7,971	7,999	7,994	7,981	7,996	7,988	7,986	7,981	7,996	8,000	7,997	7,992	7,997	7,976	7,977
Pyrope	2,2	2,0	2,2	2,3	2,2	2,3	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	1,6	1,5	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,7	1,7
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	0,8	0,7	0,8	0,8	0,8	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
Goldmanite	0,8	0,6	0,8	0,8	0,8	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
Grossulaire	94,5	95,0	94,5	94,4	94,4	94,3	94,5	94,5	94,5	94,5	94,4	94,4	94,4	94,4	94,3	94,5	94,5	94,4	94,4	94,4
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-86 : Composition chimique des tsavorites de Merelani

GISEMENT	MERELANI														
Echantillon	ME1-C										MEd				
SiO_2	40,16	39,82	39,87	39,49	39,40	39,93	39,54	39,93	40,02	39,33	39,14	39,50	40,03	39,72	39,97
TiO_2	0,38	0,38	0,39	0,38	0,38	0,39	0,38	0,38	0,38	0,39	0,43	0,42	0,43	0,43	0,40
Al_2O_3	21,91	21,73	21,67	21,12	21,39	21,77	21,79	21,77	21,97	21,69	22,54	22,14	22,14	22,30	22,15
Cr_2O_3	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06
V_2O_3	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,41	0,41	0,40	0,39	0,41
FeO*	0,07	0,07	0,00	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,74	0,74	0,74	0,76	0,76	0,75	0,74	0,75	0,75	0,75	0,34	0,34	0,35	0,35	0,34
MgO	0,59	0,59	0,59	0,58	0,58	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,48	0,46	0,47	0,47	0,46
CaO	35,91	35,73	36,10	35,30	34,99	35,80	35,68	35,35	35,72	35,14	37,01	36,67	37,50	37,35	37,63
Total	100,29	99,58	99,95	98,24	98,10	99,81	99,30	99,36	100,03	98,47	100,45	100,04	101,41	101,10	101,48
Si	3,007	3,004	2,999	3,020	3,014	3,004	2,992	3,014	3,003	2,998	2,935	2,969	2,972	2,959	2,968
^{iv}Al	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,002	0,065	0,031	0,028	0,041	0,032
	3,007	*3,004*	*3,000*	*3,020*	*3,014*	*3,004*	*3,000*	*3,014*	*3,003*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,933	1,932	1,920	1,904	1,928	1,931	1,935	1,937	1,943	1,946	1,927	1,930	1,910	1,916	1,906
Ti	0,022	0,021	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,024	0,024	0,024	0,024	0,022
Cr	0,015	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,015	0,016	0,016	0,016	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
V^{3+}	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,024	0,025	0,024	0,023	0,024
	1,986	*1,985*	*1,978*	*1,958*	*1,982*	*1,984*	*1,988*	*1,990*	*1,996*	*2,000*	*1,981*	*1,985*	*1,963*	*1,970*	*1,959*
Fe^{2+}	0,005	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,047	0,047	0,047	0,049	0,049	0,048	0,048	0,048	0,048	0,048	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022
Mg	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,067	0,054	0,052	0,052	0,052	0,051
Ca	2,880	2,887	2,910	2,892	2,868	2,886	2,893	2,859	2,871	2,870	2,974	2,953	2,983	2,980	2,994
	2,997	*3,005*	*3,023*	*3,012*	*2,987*	*3,004*	*3,011*	*2,977*	*2,989*	*2,989*	*3,049*	*3,027*	*3,057*	*3,054*	*3,066*
Total	7,990	7,993	8,001	7,990	7,984	7,992	7,999	7,980	7,988	7,990	8,030	8,011	8,020	8,024	8,025
Pyrope	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	1,8	1,7	1,7	1,7	1,7
Almandin	0,2	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
Andradite	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2
Uvarovite	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Goldmanite	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
Grossulaire	94,5	94,5	94,4	94,4	94,4	94,5	94,5	94,4	94,5	94,4	96,0	96,0	96,1	96,1	96,1
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-87 : Composition chimique des tsavorites de Merelani

GISEMENT	MERELANI																	
Echantillon	ME3																	
SiO_2	39,96	40,31	40,42	40,07	40,62	40,24	40,37	40,43	40,31	39,85	39,88	40,13	40,07	40,29	40,34	40,20	39,83	40,21
TiO_2	0,15	0,37	0,33	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,34	0,36	0,34	0,35	0,34	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35
Al_2O_3	22,63	22,12	22,50	22,56	22,65	22,31	22,69	22,47	22,50	22,39	22,56	22,69	22,51	22,61	22,55	22,42	22,16	22,60
Cr_2O_3	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,06	0,07	0,08	0,08
Fe_2O_3*	0,00	0,07	0,00	0,07	0,00	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	0,48	0,62	0,45	0,59	0,54	0,52	0,49	0,44	0,41	0,25	0,25	0,29	0,33	0,39	0,45	0,59	0,61	0,57
FeO*	0,00	0,00	0,06	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07
MnO	0,40	0,38	0,34	0,38	0,36	0,36	0,33	0,34	0,33	0,29	0,29	0,30	0,32	0,33	0,34	0,37	0,40	0,41
MgO	0,18	0,57	0,56	0,57	0,56	0,57	0,57	0,57	0,57	0,56	0,53	0,54	0,56	0,57	0,58	0,58	0,59	0,59
CaO	37,66	37,05	36,53	36,93	36,59	36,92	37,08	37,19	36,96	36,64	36,50	36,41	36,63	36,34	36,26	36,16	35,48	36,41
Total	101,54	101,56	101,26	101,59	101,82	101,41	102,00	101,92	101,54	100,42	100,44	100,81	100,87	100,98	100,99	100,80	99,56	101,28
Si	2,964	2,985	2,993	2,965	2,991	2,982	2,972	2,980	2,981	2,978	2,978	2,983	2,981	2,990	2,993	2,990	2,997	2,979
^{iv}Al	0,036	0,015	0,007	0,035	0,009	0,018	0,028	0,020	0,019	0,022	0,022	0,017	0,019	0,010	0,007	0,010	0,003	0,021
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,943	1,916	1,957	1,933	1,957	1,930	1,941	1,933	1,942	1,950	1,963	1,971	1,954	1,967	1,965	1,955	1,962	1,952
Ti	0,009	0,020	0,019	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,019	0,020	0,019	0,019	0,019	0,019	0,020	0,020	0,020	0,020
Cr	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,005	0,005
Fe^{3+}	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,029	0,037	0,027	0,035	0,032	0,031	0,029	0,026	0,024	0,015	0,015	0,017	0,020	0,023	0,027	0,035	0,037	0,034
	1,984	*1,981*	*2,006*	*1,996*	*2,013*	*1,988*	*1,997*	*1,986*	*1,992*	*1,991*	*2,003*	*2,010*	*1,999*	*2,013*	*2,015*	*2,014*	*2,024*	*2,011*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,025	0,024	0,021	0,024	0,023	0,023	0,021	0,021	0,021	0,018	0,018	0,019	0,020	0,021	0,022	0,023	0,025	0,026
Mg	0,020	0,063	0,062	0,062	0,062	0,063	0,062	0,063	0,063	0,062	0,059	0,060	0,062	0,063	0,064	0,064	0,066	0,065
Ca	2,993	2,940	2,898	2,928	2,887	2,931	2,926	2,938	2,929	2,934	2,920	2,900	2,919	2,889	2,882	2,882	2,860	2,890
	3,038	*3,026*	*2,985*	*3,014*	*2,975*	*3,017*	*3,008*	*3,022*	*3,012*	*3,014*	*2,997*	*2,983*	*3,001*	*2,976*	*2,971*	*2,973*	*2,956*	*2,985*
Total	8,022	8,007	7,991	8,010	7,988	8,005	8,005	8,007	8,004	8,005	8,000	7,993	8,000	7,989	7,986	7,988	7,980	7,995
Pyrope	0,7	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2
Almandin	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	0,8	0,8	0,7	0,8	0,8	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,8	0,9	0,9
Andradite	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Goldmanite	1,4	1,8	1,3	1,7	1,6	1,6	1,4	1,3	1,2	0,8	0,8	0,9	1,0	1,1	1,3	1,7	1,8	1,7
Grossulaire	96,9	94,9	95,6	95,0	95,3	95,2	95,5	95,6	95,7	96,3	96,4	96,2	96,0	95,8	95,5	95,0	94,7	94,9
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-88 : Composition chimique des tsavorites de Merelani

GISEMENT	MERELANI																			
Echantillon	KI1-A										KI1-B									
SiO_2	39,75	40,23	39,61	39,97	39,54	39,63	39,20	39,49	39,49	40,13	40,00	39,81	39,69	40,03	39,77	40,12	39,81	40,11	39,77	39,75
TiO_2	0,27	0,27	0,28	0,28	0,28	0,23	0,24	0,27	0,28	0,28	0,25	0,25	0,22	0,26	0,25	0,21	0,26	0,25	0,23	0,23
Al_2O_3	21,82	21,94	21,59	21,58	21,73	21,30	21,61	21,89	21,82	22,31	21,69	21,65	21,85	22,16	21,75	22,19	22,36	21,93	21,41	21,91
Cr_2O_3	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	0,30	0,28	0,27	0,27	0,28	0,32	0,29	0,27	0,27	0,27	0,21	0,25	0,30	0,30	0,34	0,22	0,25	0,30	0,31	0,34
FeO*	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,00	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,03	0,00	0,08	0,08	0,08	0,08
MnO	0,72	0,75	0,72	0,72	0,71	0,69	0,76	0,72	0,73	0,73	0,55	0,63	0,71	0,72	0,69	0,54	0,64	0,72	0,72	0,65
MgO	0,30	0,31	0,28	0,27	0,27	0,30	0,31	0,28	0,28	0,28	0,24	0,25	0,26	0,29	0,29	0,23	0,25	0,28	0,29	0,28
CaO	35,98	36,22	35,90	35,01	35,61	35,92	35,84	36,00	35,84	36,05	36,29	35,91	35,54	36,00	36,31	36,88	36,41	35,35	35,38	35,54
Total	99,26	100,11	98,76	98,21	98,53	98,51	98,38	99,03	98,82	100,17	99,34	98,86	98,67	99,89	99,52	100,51	100,10	99,06	98,24	98,82
Si	3,008	3,017	3,013	3,046	3,012	3,024	2,996	2,997	3,002	3,006	3,023	3,023	3,017	3,008	3,005	2,999	2,988	3,032	3,036	3,016
^{iv}Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,012	0,000	0,000	0,000
	3,008	*3,017*	*3,013*	*3,046*	*3,012*	*3,024*	*3,000*	*3,000*	*3,002*	*3,006*	*3,023*	*3,023*	*3,017*	*3,008*	*3,005*	*3,000*	*3,000*	*3,032*	*3,036*	*3,016*
^{vi}Al	1,946	1,939	1,936	1,938	1,951	1,915	1,944	1,955	1,955	1,970	1,932	1,937	1,957	1,962	1,937	1,955	1,966	1,954	1,927	1,959
Ti	0,015	0,015	0,016	0,016	0,016	0,013	0,014	0,015	0,016	0,015	0,014	0,014	0,012	0,015	0,014	0,012	0,015	0,014	0,013	0,013
Cr	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,018	0,017	0,016	0,016	0,017	0,020	0,018	0,016	0,016	0,016	0,013	0,015	0,018	0,018	0,020	0,013	0,015	0,018	0,019	0,021
	1,982	*1,973*	*1,970*	*1,973*	*1,986*	*1,951*	*1,983*	*1,989*	*1,989*	*2,004*	*1,961*	*1,968*	*1,990*	*1,997*	*1,976*	*1,987*	*1,998*	*1,989*	*1,961*	*1,996*
Fe^{2+}	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,000	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,002	0,000	0,005	0,005	0,005	0,005
Mn	0,046	0,047	0,047	0,046	0,046	0,044	0,049	0,046	0,047	0,046	0,035	0,041	0,045	0,046	0,044	0,034	0,041	0,046	0,046	0,042
Mg	0,034	0,034	0,032	0,031	0,031	0,034	0,035	0,032	0,032	0,031	0,026	0,029	0,030	0,032	0,033	0,026	0,028	0,032	0,033	0,031
Ca	2,917	2,911	2,926	2,859	2,907	2,936	2,935	2,927	2,919	2,893	2,938	2,921	2,894	2,898	2,939	2,954	2,928	2,863	2,894	2,889
	3,003	*2,997*	*3,010*	*2,941*	*2,988*	*3,020*	*3,020*	*3,011*	*3,003*	*2,975*	*3,005*	*2,995*	*2,974*	*2,981*	*3,019*	*3,015*	*3,002*	*2,946*	*2,979*	*2,967*
Total	7,993	7,988	7,994	7,960	7,987	7,994	8,003	7,999	7,995	7,985	7,989	7,986	7,981	7,986	8,000	8,001	8,000	7,967	7,977	7,979
Pyrope	1,1	1,1	1,1	1,1	1,0	1,1	1,2	1,1	1,1	1,0	0,9	1,0	1,0	1,1	1,1	0,9	0,9	1,1	1,1	1,1
Almandin	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2
Spessartine	1,5	1,6	1,5	1,6	1,5	1,5	1,6	1,5	1,6	1,6	1,2	1,4	1,5	1,5	1,5	1,1	1,4	1,6	1,6	1,4
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Goldmanite	0,9	0,8	0,8	0,8	0,9	1,0	0,9	0,8	0,8	0,8	0,6	0,8	0,9	0,9	1,0	0,7	0,8	0,9	1,0	1,0
Grossulaire	96,1	96,1	96,3	96,2	96,3	96,1	95,9	96,3	96,3	96,3	97,0	96,6	96,3	96,2	96,1	97,0	96,7	96,2	96,0	96,2
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-89 : Composition chimique des tsavorites de Merelani

GISEMENT	MERELANI																				
Echantillon	Ts-Mark																				
SiO_2	40,61	39,94	40,33	40,46	40,09	40,49	40,27	39,82	39,95	39,78	39,90	40,17	40,02	40,09	39,85	39,87	39,70	39,90	39,88	40,33	39,93
TiO_2	0,19	0,18	0,20	0,20	0,21	0,21	0,22	0,22	0,23	0,23	0,23	0,24	0,23	0,24	0,24	0,24	0,23	0,24	0,24	0,24	0,24
Al_2O_3	22,62	23,07	22,53	22,50	22,63	22,50	22,52	22,54	22,58	22,36	22,35	22,69	22,75	22,45	22,63	22,78	22,53	22,40	22,64	22,52	22,74
Cr_2O_3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03
Fe_2O_3*	0,00	0,02	0,07	0,08	0,09	0,00	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,13	0,13	0,12	0,13	0,12	0,12	0,13	0,13	0,13	0,12
V_2O_3	0,18	0,16	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
FeO*	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,07	0,16	0,07	0,08	0,09	0,11	0,10	0,08	0,09	0,09	0,10	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11	0,12	0,13	0,12	0,12	0,12
MgO	0,11	0,06	0,12	0,13	0,14	0,16	0,17	0,18	0,19	0,19	0,20	0,20	0,23	0,21	0,21	0,22	0,21	0,22	0,21	0,21	0,21
CaO	37,58	37,95	37,76	38,27	37,66	37,48	37,87	37,70	37,63	37,57	37,51	37,90	37,18	37,83	37,52	37,38	38,03	37,54	37,43	37,80	37,57
Total	101,44	101,57	101,27	101,92	101,11	101,23	101,46	100,83	100,96	100,53	100,59	101,63	100,84	101,23	100,88	100,90	101,12	100,73	100,85	101,53	101,12
Si	3,003	2,957	2,991	2,986	2,979	3,001	2,984	2,970	2,974	2,976	2,982	2,972	2,978	2,978	2,970	2,968	2,957	2,978	2,971	2,985	2,968
^{iv}Al	0,000	0,043	0,009	0,014	0,021	0,000	0,016	0,030	0,026	0,024	0,018	0,028	0,022	0,022	0,030	0,032	0,043	0,022	0,029	0,015	0,032
	3,003	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,001*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,972	1,970	1,960	1,943	1,961	1,966	1,950	1,952	1,955	1,948	1,950	1,951	1,973	1,944	1,957	1,967	1,935	1,948	1,960	1,950	1,960
Ti	0,011	0,010	0,011	0,011	0,011	0,012	0,012	0,012	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,014	0,014
Cr	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe^{3+}	0,000	0,001	0,004	0,004	0,005	0,000	0,006	0,006	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007
V^{3+}	0,011	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010
	1,994	*1,992*	*1,987*	*1,970*	*1,990*	*1,990*	*1,981*	*1,981*	*1,986*	*1,979*	*1,981*	*1,983*	*2,005*	*1,975*	*1,989*	*1,998*	*1,966*	*1,980*	*1,992*	*1,981*	*1,991*
Fe^{2+}	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,004	0,010	0,004	0,005	0,006	0,007	0,006	0,005	0,006	0,005	0,006	0,007	0,007	0,007	0,008	0,007	0,007	0,008	0,008	0,008	0,008
Mg	0,012	0,006	0,013	0,015	0,016	0,018	0,019	0,019	0,021	0,021	0,022	0,022	0,026	0,023	0,023	0,024	0,024	0,024	0,024	0,023	0,023
Ca	2,978	3,011	3,001	3,027	2,999	2,977	3,006	3,013	3,001	3,011	3,003	3,004	2,965	3,011	2,995	2,981	3,035	3,002	2,988	2,998	2,992
	2,998	*3,028*	*3,018*	*3,046*	*3,020*	*3,007*	*3,031*	*3,037*	*3,028*	*3,037*	*3,031*	*3,033*	*2,998*	*3,041*	*3,026*	*3,012*	*3,066*	*3,035*	*3,020*	*3,029*	*3,023*
Total	7,995	8,020	8,005	8,016	8,010	7,998	8,012	8,018	8,014	8,016	8,012	8,016	8,002	8,017	8,014	8,010	8,032	8,014	8,012	8,010	8,014
Pyrope	0,4	0,2	0,4	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
Almandin	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	0,1	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2
Andradite	0,0	0,1	0,2	0,2	0,2	0,0	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3
Uvarovite	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Goldmanite	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Grossulaire	98,7	98,8	98,6	98,5	98,4	98,4	98,3	98,3	98,2	98,2	98,2	98,1	98,0	98,1	98,1	98,1	98,1	98,0	98,0	98,1	98,1
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-90 : Composition chimique des tsavorites de Merelani

GISEMENT	KIMWENGAN																			
Echantillon	kim-a										kim-b									
SiO_2	38,46	38,45	39,09	38,68	38,39	38,96	38,82	38,61	38,38	38,32	38,77	38,58	38,77	38,55	38,95	38,48	38,62	38,65	39,01	39,35
TiO_2	0,30	0,29	0,29	0,29	0,29	0,30	0,29	0,29	0,29	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,30	0,28	0,29
Al_2O_3	22,12	22,16	22,25	22,49	22,71	22,39	22,52	22,52	22,51	22,32	22,36	22,36	22,34	22,28	22,80	22,81	22,36	22,51	22,17	22,30
Cr_2O_3	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,07
Fe_2O_3*	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04
V_2O_3	0,57	0,51	0,54	0,55	0,55	0,54	0,54	0,51	0,51	0,54	0,58	0,57	0,57	0,57	0,56	0,58	0,57	0,56	0,54	0,50
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,72	0,73	0,73	0,74	0,73	0,74	0,73	0,73	0,72	0,74	0,70	0,70	0,71	0,71	0,70	0,70	0,71	0,72	0,73	0,74
MgO	0,44	0,45	0,47	0,47	0,48	0,45	0,47	0,45	0,46	0,47	0,46	0,46	0,46	0,45	0,45	0,46	0,46	0,46	0,46	0,44
CaO	35,80	36,15	36,28	36,57	35,76	35,98	35,74	35,53	36,07	36,33	35,95	36,21	35,55	35,97	35,93	36,38	36,42	35,79	36,05	35,87
Total	98,54	98,86	99,77	99,91	99,03	99,49	99,22	98,75	99,05	99,12	99,21	99,29	98,79	98,93	99,78	99,81	99,53	99,11	99,38	99,60
Si	2,941	2,934	2,952	2,922	2,919	2,948	2,943	2,940	2,921	2,919	2,943	2,930	2,951	2,937	2,936	2,908	2,927	2,936	2,956	2,970
^{iv}Al	0,059	0,066	0,048	0,078	0,081	0,052	0,057	0,060	0,079	0,081	0,057	0,070	0,049	0,063	0,064	0,092	0,073	0,064	0,044	0,030
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,934	1,926	1,931	1,924	1,955	1,944	1,955	1,961	1,940	1,922	1,942	1,931	1,955	1,936	1,961	1,939	1,924	1,951	1,936	1,953
Ti	0,017	0,017	0,016	0,016	0,016	0,017	0,016	0,017	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,017	0,016	0,016
Cr	0,005	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004
Fe^{3+}	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002
V^{3+}	0,035	0,031	0,033	0,033	0,033	0,033	0,033	0,031	0,031	0,033	0,035	0,035	0,035	0,035	0,034	0,035	0,035	0,034	0,033	0,030
	1,994	*1,981*	*1,988*	*1,980*	*2,011*	*2,002*	*2,012*	*2,016*	*1,994*	*1,978*	*2,000*	*1,989*	*2,013*	*1,994*	*2,018*	*1,998*	*1,983*	*2,009*	*1,992*	*2,007*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,047	0,047	0,047	0,048	0,047	0,047	0,047	0,047	0,047	0,048	0,045	0,045	0,046	0,046	0,045	0,045	0,045	0,046	0,047	0,047
Mg	0,051	0,051	0,053	0,053	0,055	0,051	0,053	0,051	0,052	0,054	0,052	0,052	0,052	0,051	0,051	0,052	0,052	0,052	0,052	0,049
Ca	2,933	2,955	2,935	2,959	2,913	2,917	2,903	2,899	2,941	2,965	2,923	2,946	2,899	2,936	2,902	2,945	2,957	2,912	2,927	2,900
	3,030	*3,054*	*3,034*	*3,060*	*3,015*	*3,015*	*3,003*	*2,998*	*3,040*	*3,066*	*3,020*	*3,043*	*2,997*	*3,033*	*2,997*	*3,042*	*3,055*	*3,010*	*3,026*	*2,997*
Total	8,024	8,034	8,022	8,041	8,027	8,017	8,014	8,014	8,034	8,044	8,020	8,033	8,010	8,027	8,015	8,039	8,037	8,019	8,018	8,003
Pyrope	1,7	1,7	1,7	1,7	1,8	1,7	1,8	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,6
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	1,5	1,5	1,5	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,5	1,6	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,6	1,6
Andradite	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Uvarovite	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2
Goldmanite	1,7	1,6	1,6	1,7	1,7	1,6	1,6	1,5	1,6	1,7	1,7	1,8	1,7	1,7	1,7	1,8	1,8	1,7	1,7	1,5
Grossulaire	94,7	94,9	94,7	94,7	94,6	94,7	94,7	94,8	94,9	94,7	94,7	94,7	94,6	94,7	94,8	94,7	94,7	94,7	94,7	94,9
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-91 : Composition chimique des tsavorites de Kimwengan

GISEMENT	KIMWENGAN																			
Echantillon	kim-c									kim-d										
SiO_2	38,43	38,81	38,85	38,82	38,97	38,47	38,85	38,46	38,64	38,78	38,32	38,77	38,35	39,33	38,25	38,26	38,63	38,46	38,99
TiO_2	0,28	0,29	0,29	0,29	0,29	0,31	0,29	0,29	0,26	0,30	0,28	0,29	0,29	0,28	0,29	0,29	0,28	0,28	0,28
Al_2O_3	22,25	22,49	22,54	22,16	22,08	22,10	22,13	22,19	19,93	22,18	22,22	22,06	21,96	21,16	22,08	22,00	22,42	22,32	22,30
Cr_2O_3	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,37	0,08	0,08	0,09	0,09	0,10	0,08	0,09	0,09	0,09	0,10
Fe_2O_3*	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04	0,00	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04
V_2O_3	0,56	0,56	0,56	0,56	0,56	0,55	0,56	0,58	2,47	0,56	0,57	0,61	0,60	0,66	0,57	0,59	0,59	0,61	0,64
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,72	0,71	0,71	0,72	0,71	0,73	0,72	0,71	0,70	0,71	0,71	0,70	0,69	0,66	0,71	0,69	0,70	0,68	0,67
MgO	0,45	0,45	0,45	0,45	0,44	0,46	0,45	0,44	0,45	0,45	0,46	0,45	0,44	0,48	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45
CaO	36,05	36,03	36,11	35,99	35,95	35,80	35,93	35,85	35,35	35,73	36,37	36,09	35,86	35,51	35,74	36,09	36,06	35,96	36,37
Total	98,87	99,46	99,64	99,12	99,13	98,53	99,05	98,64	98,19	98,85	99,05	99,09	98,31	98,22	98,22	98,50	99,27	98,89	99,83
Si	2,931	2,938	2,936	2,950	2,960	2,942	2,953	2,938	2,982	2,953	2,921	2,949	2,941	3,011	2,935	2,931	2,932	2,931	2,943
^{iv}Al	0,069	0,062	0,064	0,050	0,040	0,058	0,047	0,062	0,018	0,047	0,079	0,051	0,059	0,000	0,065	0,069	0,068	0,069	0,057
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,011*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,931	1,945	1,944	1,935	1,936	1,934	1,936	1,935	1,795	1,943	1,917	1,926	1,926	1,909	1,933	1,918	1,938	1,936	1,928
Ti	0,016	0,016	0,017	0,017	0,017	0,018	0,016	0,016	0,015	0,017	0,016	0,016	0,017	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016
Cr	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,023	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006	0,005	0,005	0,005	0,006	0,006
Fe^{3+}	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,000	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002
V^{3+}	0,034	0,034	0,034	0,034	0,034	0,034	0,034	0,036	0,153	0,034	0,035	0,037	0,037	0,041	0,035	0,036	0,036	0,037	0,039
	1,989	*2,003*	*2,002*	*1,993*	*1,994*	*1,992*	*1,994*	*1,995*	*1,987*	*2,002*	*1,975*	*1,987*	*1,987*	*1,972*	*1,992*	*1,978*	*1,998*	*1,997*	*1,990*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,046	0,045	0,045	0,046	0,046	0,047	0,046	0,046	0,045	0,046	0,046	0,045	0,045	0,043	0,046	0,045	0,045	0,044	0,043
Mg	0,051	0,050	0,050	0,051	0,050	0,052	0,051	0,050	0,052	0,051	0,052	0,051	0,050	0,055	0,051	0,051	0,051	0,051	0,051
Ca	2,946	2,923	2,925	2,930	2,925	2,933	2,927	2,934	2,923	2,914	2,971	2,941	2,946	2,912	2,939	2,963	2,933	2,936	2,942
	3,043	*3,018*	*3,020*	*3,028*	*3,021*	*3,032*	*3,024*	*3,030*	*3,021*	*3,012*	*3,068*	*3,036*	*3,041*	*3,012*	*3,036*	*3,059*	*3,029*	*3,031*	*3,035*
Total	8,032	8,021	8,023	8,020	8,015	8,024	8,018	8,025	8,008	8,014	8,044	8,024	8,028	7,995	8,028	8,037	8,027	8,028	8,025
Pyrope	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,6	1,7	1,7	1,7	1,7	1,6	1,8	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,6	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,4	1,5	1,5	1,5	1,5	1,4
Andradite	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Uvarovite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	1,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Goldmanite	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,8	7,7	1,7	1,8	1,9	1,9	2,1	1,8	1,8	1,8	1,9	1,9
Grossulaire	94,7	94,8	94,8	94,7	94,7	94,7	94,7	94,7	87,9	94,7	94,7	94,6	94,6	94,3	94,6	94,6	94,6	94,6	94,6
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-92 : Composition chimique des tsavorites de Kimwengan

GISEMENT	KIMWENGAN														
Echantillon	kim-e														
SiO_2	39,18	39,10	38,75	38,75	38,59	39,91	39,08	39,22	39,14	39,21	38,80	38,67	38,41	38,29	38,06
TiO_2	0,43	0,35	0,45	0,30	0,31	0,32	0,32	0,32	0,33	0,33	0,32	0,33	0,33	0,33	0,33
Al_2O_3	21,99	21,95	21,87	22,24	19,45	22,57	22,31	22,60	22,40	22,51	22,45	22,50	22,47	22,57	22,65
Cr_2O_3	0,09	0,09	0,10	0,09	0,66	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09
Fe_2O_3*	0,08	0,07	0,07	0,06	0,07	0,00	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05
V_2O_3	0,83	0,68	0,93	0,53	3,98	0,58	0,57	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,55	0,55	0,62
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	1,21	1,13	1,25	0,85	0,75	0,82	0,83	0,83	0,82	0,83	0,83	0,82	0,82	0,82	0,81
MgO	0,61	0,56	0,64	0,53	0,46	0,52	0,54	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,51	0,52	0,54
CaO	35,83	36,13	35,52	36,67	36,18	35,93	36,63	36,21	36,58	36,68	36,64	37,07	36,73	36,33	36,72
Total	100,25	100,05	99,57	100,00	100,45	100,76	100,42	100,41	100,51	100,79	100,29	100,65	99,96	99,54	99,88
Si	2,949	2,950	2,939	2,927	2,935	2,975	2,936	2,941	2,937	2,935	2,921	2,906	2,905	2,905	2,883
^{iv}Al	0,051	0,050	0,061	0,073	0,065	0,025	0,064	0,059	0,063	0,065	0,079	0,094	0,095	0,095	0,117
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,901	1,902	1,894	1,907	1,679	1,957	1,913	1,939	1,918	1,920	1,913	1,899	1,908	1,923	1,905
Ti	0,024	0,020	0,026	0,017	0,018	0,018	0,018	0,018	0,018	0,018	0,018	0,018	0,019	0,019	0,019
Cr	0,006	0,005	0,006	0,005	0,040	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006
Fe^{3+}	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,000	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
V^{3+}	0,050	0,041	0,057	0,032	0,243	0,035	0,035	0,035	0,035	0,035	0,035	0,035	0,034	0,033	0,037
	1,985	*1,972*	*1,986*	*1,964*	*1,983*	*2,015*	*1,974*	*2,000*	*1,980*	*1,981*	*1,975*	*1,961*	*1,968*	*1,983*	*1,970*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,077	0,072	0,081	0,054	0,049	0,052	0,053	0,053	0,052	0,052	0,053	0,052	0,052	0,052	0,052
Mg	0,069	0,063	0,072	0,059	0,052	0,057	0,060	0,059	0,059	0,059	0,060	0,060	0,058	0,059	0,061
Ca	2,890	2,921	2,886	2,968	2,948	2,870	2,949	2,910	2,941	2,941	2,956	2,985	2,976	2,953	2,981
	3,036	*3,057*	*3,039*	*3,082*	*3,049*	*2,982*	*3,062*	*3,021*	*3,052*	*3,052*	*3,068*	*3,097*	*3,086*	*3,064*	*3,093*
Total	8,021	8,029	8,025	8,046	8,032	7,996	8,036	8,021	8,032	8,033	8,043	8,058	8,054	8,047	8,064
Pyrope	2,3	2,1	2,4	1,9	1,7	1,9	2,0	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	2,0
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	2,5	2,4	2,7	1,8	1,6	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7
Andradite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1
Uvarovite	0,3	0,3	0,3	0,3	2,0	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Goldmanite	2,5	2,1	2,8	1,6	12,2	1,7	1,8	1,7	1,8	1,8	1,8	1,8	1,7	1,7	1,9
Grossulaire	92,2	93,0	91,6	94,3	82,2	94,3	94,2	94,2	94,2	94,2	94,1	94,2	94,3	94,3	94,0
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-93 : Composition chimique des tsavorites de Kimwengan

GISEMENT	UMBA																			
Echantillon	UMBA-A										UMBA-B1									
SiO_2	39,13	39,69	39,77	39,54	39,68	39,46	40,26	39,44	39,53	39,87	40,13	39,78	39,95	39,61	39,09	38,91	39,76	39,11	40,01	40,26
TiO_2	0,39	0,39	0,38	0,38	0,39	0,37	0,38	0,38	0,37	0,39	0,36	0,36	0,36	0,34	0,33	0,35	0,35	0,34	0,35	0,36
Al_2O_3	21,71	21,85	22,18	21,60	22,07	22,11	21,97	21,80	22,02	22,14	22,41	22,62	22,13	22,12	22,00	22,14	22,22	21,99	22,33	22,43
Cr_2O_3	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12	0,13	0,13	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10	0,11	0,11	0,11
Fe_2O_3*	0,07	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,03	0,07	0,07	0,00	0,00	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07
V_2O_3	0,91	0,91	0,90	0,89	0,90	0,89	0,90	0,89	0,90	0,91	0,74	0,75	0,72	0,61	0,64	0,63	0,71	0,77	0,76	0,77
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,22	0,22	0,24	0,24	0,24	0,25	0,24	0,24	0,23	0,22	0,27	0,27	0,25	0,20	0,19	0,20	0,24	0,27	0,27	0,29
MgO	0,50	0,52	0,52	0,51	0,52	0,51	0,52	0,51	0,51	0,52	0,49	0,47	0,47	0,49	0,47	0,46	0,46	0,48	0,49	0,51
CaO	36,72	36,92	36,93	36,59	36,58	36,68	36,90	36,62	36,34	36,17	36,64	37,02	37,04	37,17	36,98	36,81	37,36	36,80	36,97	36,94
Total	99,78	100,70	101,11	99,95	100,57	100,46	101,37	100,07	100,10	100,42	101,20	101,44	101,09	100,70	99,86	99,66	101,28	99,94	101,35	101,74
Si	2,956	2,969	2,961	2,978	2,968	2,957	2,987	2,967	2,969	2,981	2,978	2,951	2,974	2,962	2,950	2,942	2,958	2,949	2,969	2,974
^{iv}Al	0,044	0,031	0,039	0,022	0,032	0,043	0,013	0,033	0,031	0,019	0,022	0,049	0,026	0,038	0,050	0,058	0,042	0,051	0,031	0,026
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,890	1,895	1,907	1,896	1,913	1,910	1,908	1,901	1,919	1,932	1,938	1,928	1,915	1,912	1,907	1,915	1,906	1,904	1,922	1,927
Ti	0,022	0,022	0,021	0,021	0,022	0,021	0,021	0,021	0,021	0,022	0,020	0,020	0,020	0,019	0,019	0,020	0,020	0,019	0,019	0,020
Cr	0,008	0,008	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,008	0,006	0,006	0,006	0,005	0,005	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006
Fe^{3+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,002	0,004	0,004	0,000	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
V^{3+}	0,055	0,054	0,054	0,054	0,054	0,053	0,054	0,054	0,054	0,054	0,044	0,045	0,043	0,036	0,039	0,038	0,042	0,047	0,045	0,046
	1,978	*1,983*	*1,994*	*1,983*	*2,000*	*1,996*	*1,992*	*1,987*	*2,006*	*2,016*	*2,008*	*2,002*	*1,988*	*1,976*	*1,974*	*1,982*	*1,978*	*1,980*	*1,997*	*2,003*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,014	0,014	0,015	0,015	0,015	0,016	0,015	0,015	0,015	0,014	0,017	0,017	0,016	0,013	0,012	0,013	0,015	0,017	0,017	0,018
Mg	0,056	0,058	0,057	0,057	0,058	0,057	0,058	0,057	0,057	0,058	0,054	0,052	0,052	0,054	0,053	0,051	0,051	0,054	0,055	0,056
Ca	2,972	2,958	2,946	2,953	2,932	2,945	2,933	2,952	2,925	2,898	2,914	2,942	2,954	2,978	2,990	2,982	2,977	2,974	2,939	2,924
	3,043	*3,030*	*3,018*	*3,025*	*3,004*	*3,017*	*3,008*	*3,025*	*2,996*	*2,974*	*2,988*	*3,011*	*3,022*	*3,045*	*3,055*	*3,046*	*3,044*	*3,045*	*3,011*	*2,998*
Total	8,022	8,013	8,012	8,009	8,005	8,013	8,000	8,012	8,002	7,990	7,997	8,014	8,009	8,021	8,029	8,028	8,022	8,026	8,008	8,001
Pyrope	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,8	1,7	1,7	1,8	1,7	1,7	1,7	1,8	1,8	1,9
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,5	0,4	0,4	0,4	0,5	0,6	0,6	0,6
Andradite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Uvarovite	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Goldmanite	2,8	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,2	2,2	2,2	1,8	2,0	1,9	2,1	2,4	2,3	2,3
Grossulaire	94,3	94,3	94,3	94,3	94,3	94,3	94,4	94,3	94,3	94,4	95,0	95,0	95,1	95,5	95,4	95,5	95,2	94,8	94,8	94,8
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-94 : Composition chimique des tsavorites d'Umba

GISEMENT	UMBA															MOSHI				
Echantillon	UMBA-B2					UMBA-C										Moshi				
SiO_2	39,95	39,75	39,42	39,53	39,28	39,19	39,58	39,74	39,45	39,87	39,50	39,50	39,56	39,54		39,50	39,61	39,34	39,74	39,27
TiO_2	0,33	0,37	0,38	0,37	0,37	0,40	0,41	0,39	0,40	0,41	0,39	0,40	0,39	0,39		0,39	0,39	0,39	0,39	0,39
Al_2O_3	22,62	22,41	22,68	22,30	22,42	21,85	21,97	22,02	21,94	22,10	22,25	21,88	22,13	22,19		20,67	20,63	20,50	20,81	21,29
Cr_2O_3	0,12	0,07	0,05	0,06	0,05	0,14	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,14		0,33	0,31	0,29	0,28	0,26
Fe_2O_3*	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,08	0,02	0,00	0,07	0,00	0,07	0,07	0,07	0,07		0,07	0,00	0,06	0,00	0,07
V_2O_3	0,92	0,61	0,46	0,48	0,39	0,92	0,93	0,90	0,90	0,92	0,91	0,90	0,90	0,91		2,40	2,33	2,19	2,11	2,03
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,07	0,01	0,06	0,00
MnO	0,25	0,18	0,17	0,16	0,13	0,18	0,18	0,18	0,17	0,19	0,18	0,17	0,17	0,18		1,30	1,27	1,26	1,24	1,23
MgO	0,49	0,48	0,48	0,48	0,47	0,49	0,50	0,48	0,48	0,50	0,48	0,48	0,48	0,48		0,70	0,69	0,69	0,68	0,72
CaO	36,73	36,84	36,72	37,22	37,66	36,74	36,36	36,49	36,58	36,56	36,95	37,13	36,82	37,14		35,58	35,22	35,03	35,35	35,64
Total	101,47	100,76	100,41	100,66	100,83	99,98	100,15	100,40	100,13	100,75	100,85	100,66	100,65	101,03		100,94	100,51	99,76	100,65	100,89
Si	2,959	2,965	2,949	2,956	2,937	2,954	2,972	2,976	2,965	2,975	2,949	2,958	2,958	2,949		2,967	2,983	2,984	2,986	2,947
^{iv}Al	0,041	0,035	0,051	0,044	0,063	0,046	0,028	0,024	0,035	0,025	0,051	0,042	0,042	0,051		0,033	0,017	0,016	0,014	0,053
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*		*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,934	1,935	1,949	1,921	1,912	1,895	1,916	1,919	1,908	1,918	1,907	1,889	1,909	1,899		1,797	1,814	1,817	1,829	1,831
Ti	0,019	0,020	0,021	0,021	0,021	0,022	0,023	0,022	0,023	0,023	0,022	0,022	0,022	0,022		0,022	0,022	0,022	0,022	0,022
Cr	0,007	0,004	0,003	0,003	0,003	0,008	0,009	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008		0,019	0,019	0,017	0,016	0,015
Fe^{3+}	0,004	0,003	0,004	0,003	0,004	0,004	0,001	0,000	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004		0,004	0,000	0,004	0,000	0,004
V^{3+}	0,055	0,036	0,027	0,029	0,023	0,056	0,056	0,054	0,054	0,055	0,054	0,054	0,054	0,054		0,145	0,140	0,133	0,127	0,122
	2,018	*1,999*	*2,005*	*1,977*	*1,963*	*1,986*	*2,005*	*2,003*	*1,998*	*2,004*	*1,996*	*1,978*	*1,997*	*1,988*		*1,987*	*1,995*	*1,993*	*1,994*	*1,994*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,004	0,001	0,004	0,000
Mn	0,015	0,011	0,011	0,010	0,008	0,011	0,011	0,011	0,011	0,012	0,011	0,011	0,011	0,011		0,083	0,081	0,081	0,079	0,078
Mg	0,054	0,054	0,053	0,053	0,052	0,054	0,056	0,053	0,053	0,056	0,053	0,053	0,053	0,053		0,079	0,078	0,078	0,076	0,080
Ca	2,915	2,944	2,944	2,982	3,016	2,967	2,924	2,927	2,946	2,923	2,956	2,979	2,950	2,968		2,864	2,842	2,847	2,845	2,866
	2,984	*3,009*	*3,008*	*3,046*	*3,077*	*3,033*	*2,995*	*2,996*	*3,010*	*2,995*	*3,021*	*3,043*	*3,014*	*3,032*		*3,025*	*3,005*	*3,007*	*3,005*	*3,024*
Total	8,002	8,008	8,012	8,023	8,040	8,019	8,000	7,999	8,007	7,999	8,016	8,021	8,011	8,020		8,012	8,000	8,000	7,999	8,018
Pyrope	1,8	1,8	1,8	1,8	1,7	1,8	1,9	1,8	1,8	1,9	1,8	1,7	1,8	1,8		2,6	2,6	2,6	2,5	2,6
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0		0,0	0,1	0,0	0,1	0,0
Spessartine	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4		2,7	2,7	2,7	2,6	2,6
Andradite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,0	0,2	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2		0,2	0,0	0,2	0,0	0,2
Uvarovite	0,4	0,2	0,2	0,2	0,1	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4		1,0	0,9	0,9	0,8	0,8
Goldmanite	2,7	1,8	1,4	1,4	1,2	2,8	2,8	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7		7,3	7,0	6,7	6,4	6,1
Grossulaire	94,4	95,7	96,2	96,1	96,5	94,4	94,4	94,6	94,5	94,5	94,5	94,6	94,6	94,5		86,2	86,6	87,0	87,5	87,7
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-95 : Composition chimique des tsavorites d'Umba et de Moshi

GISEMENT	RUANGWA																			
Echantillon	RU1										RU4									
SiO_2	40,05	38,88	38,99	38,72	39,81	39,57	39,74	39,41	39,26	40,33	40,43	39,88	40,00	39,79	39,88	39,75	39,59	39,62	40,19	40,29
TiO_2	0,48	0,48	0,47	0,47	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,49	0,42	0,42	0,44	0,35	0,43	0,41	0,27	0,33	0,33	0,33
Al_2O_3	20,98	20,07	20,71	20,51	21,26	21,17	20,60	20,34	20,25	21,31	22,38	21,78	21,78	21,46	21,48	21,62	20,03	21,94	21,58	21,49
Cr_2O_3	0,21	0,22	0,22	0,22	0,21	0,20	0,21	0,21	0,22	0,20	0,13	0,13	0,19	0,24	0,20	0,21	0,50	0,26	0,26	0,25
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,05	0,07	0,07	0,07
V_2O_3	1,47	1,43	1,44	1,43	1,47	1,48	1,47	1,46	1,45	1,46	0,87	0,87	1,27	1,38	1,36	1,37	3,27	1,41	1,44	1,37
FeO*	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,36	0,37	0,36	0,36	0,37	0,37	0,36	0,36	0,37	0,36	0,57	0,57	0,61	0,60	0,60	0,60	0,75	0,60	0,60	0,59
MgO	0,49	0,49	0,49	0,49	0,50	0,50	0,49	0,49	0,50	0,49	0,49	0,49	0,49	0,47	0,49	0,49	0,33	0,45	0,46	0,46
CaO	36,45	34,98	34,78	34,72	35,64	35,78	35,31	35,44	34,83	36,78	36,74	37,08	36,98	36,71	36,94	36,51	36,50	36,98	36,86	36,94
Total	100,56	96,99	97,52	96,98	99,80	99,62	98,71	98,26	97,41	101,48	102,10	101,28	101,83	101,07	101,46	101,02	101,28	101,65	101,79	101,80
Si	3,002	3,020	3,006	3,004	3,000	2,991	3,027	3,021	3,031	2,996	2,979	2,970	2,966	2,973	2,969	2,969	2,973	2,946	2,980	2,987
^{iv}Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,004	0,021	0,030	0,034	0,027	0,031	0,031	0,027	0,054	0,020	0,013
	3,002	*3,020*	*3,006*	*3,004*	*3,000*	*3,000*	*3,027*	*3,021*	*3,031*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,854	1,837	1,882	1,875	1,888	1,877	1,849	1,837	1,842	1,861	1,921	1,882	1,869	1,863	1,855	1,872	1,746	1,868	1,866	1,865
Ti	0,027	0,028	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027	0,028	0,027	0,023	0,024	0,024	0,019	0,024	0,023	0,015	0,018	0,019	0,018
Cr	0,012	0,013	0,013	0,013	0,013	0,012	0,013	0,013	0,013	0,012	0,008	0,008	0,011	0,014	0,012	0,013	0,030	0,015	0,015	0,015
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004
V^{3+}	0,088	0,089	0,089	0,089	0,089	0,090	0,090	0,090	0,090	0,087	0,051	0,052	0,076	0,083	0,081	0,082	0,197	0,084	0,086	0,082
	1,982	*1,968*	*2,011*	*2,005*	*2,017*	*2,006*	*1,979*	*1,967*	*1,973*	*1,987*	*2,004*	*1,969*	*1,984*	*1,983*	*1,976*	*1,994*	*1,990*	*1,989*	*1,989*	*1,984*
Fe^{2+}	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,023	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,023	0,023	0,024	0,023	0,035	0,036	0,038	0,038	0,038	0,038	0,048	0,038	0,038	0,037
Mg	0,055	0,056	0,056	0,057	0,056	0,057	0,055	0,056	0,057	0,054	0,054	0,054	0,054	0,052	0,054	0,054	0,037	0,050	0,051	0,051
Ca	2,927	2,911	2,873	2,886	2,878	2,898	2,882	2,910	2,880	2,927	2,900	2,959	2,937	2,939	2,947	2,921	2,937	2,946	2,928	2,934
	3,009	*2,996*	*2,957*	*2,970*	*2,962*	*2,982*	*2,964*	*2,994*	*2,966*	*3,008*	*2,993*	*3,050*	*3,029*	*3,029*	*3,039*	*3,014*	*3,022*	*3,034*	*3,017*	*3,022*
Total	7,993	7,983	7,975	7,980	7,978	7,988	7,970	7,982	7,969	7,995	7,997	8,019	8,013	8,012	8,015	8,007	8,011	8,023	8,006	8,005
Pyrope	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,8	1,8	1,7	1,8	1,8	1,2	1,7	1,7	1,7
Almandin	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	1,2	1,2	1,3	1,3	1,2	1,3	1,6	1,2	1,2	1,2
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2
Uvarovite	0,6	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,6	0,4	0,4	0,6	0,7	0,6	0,6	1,5	0,8	0,8	0,8
Goldmanite	4,4	4,5	4,4	4,4	4,4	4,5	4,5	4,6	4,6	4,4	2,6	2,6	3,8	4,2	4,1	4,1	9,9	4,2	4,3	4,1
Grossulaire	92,2	91,9	92,1	92,0	92,1	92,1	92,0	92,0	91,9	92,3	93,9	93,8	92,4	91,9	92,1	92,0	85,7	91,9	91,8	92,0
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-96 : Composition chimique des tsavorites de Ruangwa

GISEMENT	TUNDURU																			
Echantillon	TU1										TU2									
SiO_2	40,54	40,10	40,10	40,22	40,54	40,63	40,48	40,26	40,51	40,18	40,75	39,77	38,86	39,74	39,88	40,82	40,05	39,92	39,98	40,24
TiO_2	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,49	0,48	0,48	0,50	0,51	0,50	0,51	0,50	0,49	0,50	0,51	0,51	0,49
Al_2O_3	22,53	22,35	21,98	21,83	21,95	21,98	21,99	22,23	21,81	22,38	21,34	21,15	20,98	21,18	22,37	21,86	21,54	21,70	21,72	22,07
Cr_2O_3	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
Fe_2O_3*	0,00	0,08	0,08	0,00	0,00	0,00	0,08	0,08	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37	0,56	0,54	0,54	0,53	0,55	0,54	0,54	0,54	0,56	0,56
FeO*	0,07	0,00	0,00	0,07	0,07	0,07	0,00	0,00	0,07	0,00	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07
MnO	0,94	0,97	0,95	0,95	0,94	0,96	0,95	0,96	0,96	0,96	1,20	1,21	1,21	1,30	1,32	1,23	1,22	1,21	1,30	1,31
MgO	0,61	0,61	0,60	0,60	0,59	0,60	0,61	0,61	0,60	0,61	0,43	0,43	0,43	0,51	0,53	0,43	0,44	0,44	0,51	0,52
CaO	36,42	36,53	36,45	35,98	36,28	36,53	36,73	36,97	36,43	36,42	36,32	34,77	34,94	34,74	35,71	36,11	35,44	35,53	35,46	35,92
Total	102,06	101,59	101,11	100,60	101,33	101,72	101,79	102,05	101,33	101,58	101,26	98,56	97,63	98,69	101,04	101,66	99,90	100,02	100,23	101,28
Si	2,985	2,971	2,986	3,004	3,006	3,004	2,993	2,973	3,007	2,976	3,030	3,031	2,999	3,026	2,971	3,019	3,015	3,003	3,001	2,991
^{iv}Al	0,015	0,029	0,014	0,000	0,000	0,000	0,007	0,027	0,000	0,024	0,000	0,000	0,001	0,000	0,029	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,004*	*3,006*	*3,004*	*3,000*	*3,000*	*3,007*	*3,000*	*3,030*	*3,031*	*3,000*	*3,026*	*3,000*	*3,019*	*3,015*	*3,003*	*3,001*	*3,000*
^{vi}Al	1,939	1,923	1,914	1,922	1,919	1,915	1,910	1,907	1,908	1,928	1,870	1,900	1,907	1,901	1,935	1,906	1,911	1,923	1,922	1,924
Ti	0,027	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028	0,027	0,027	0,027	0,028	0,029	0,029	0,029	0,028	0,027	0,028	0,029	0,029	0,027
Cr	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006	0,007	0,007	0,007	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006
Fe^{3+}	0,000	0,005	0,004	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,033	0,033	0,033	0,033	0,033	0,032	0,032	0,033	0,034	0,033
	1,994	*1,982*	*1,973*	*1,977*	*1,974*	*1,970*	*1,969*	*1,966*	*1,962*	*1,987*	*1,937*	*1,969*	*1,976*	*1,969*	*2,003*	*1,971*	*1,978*	*1,991*	*1,991*	*1,991*
Fe^{2+}	0,004	0,000	0,000	0,004	0,005	0,004	0,000	0,000	0,005	0,000	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005
Mn	0,059	0,061	0,060	0,060	0,059	0,060	0,059	0,060	0,060	0,060	0,076	0,078	0,079	0,084	0,083	0,077	0,078	0,077	0,083	0,082
Mg	0,067	0,067	0,067	0,067	0,065	0,066	0,067	0,067	0,067	0,068	0,048	0,049	0,049	0,057	0,058	0,048	0,049	0,049	0,058	0,057
Ca	2,873	2,900	2,907	2,880	2,883	2,894	2,910	2,924	2,898	2,890	2,893	2,840	2,889	2,834	2,850	2,862	2,859	2,863	2,852	2,861
	3,003	*3,028*	*3,034*	*3,011*	*3,012*	*3,024*	*3,036*	*3,051*	*3,029*	*3,018*	*3,021*	*2,970*	*3,021*	*2,980*	*2,997*	*2,991*	*2,989*	*2,993*	*2,997*	*3,005*
Total	7,997	8,010	8,007	7,993	7,993	7,998	8,005	8,017	7,998	8,005	7,988	7,970	7,998	7,975	7,999	7,981	7,982	7,987	7,989	7,996
Pyrope	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	1,6	1,6	1,6	1,9	1,9	1,6	1,6	1,6	1,9	1,9
Almandin	0,1	0,0	0,0	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2
Spessartine	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,5	2,6	2,6	2,8	2,8	2,6	2,6	2,6	2,8	2,7
Andradite	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Goldmanite	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,7	1,7	1,7	1,7	1,6	1,6	1,6	1,6	1,7	1,7
Grossulaire	94,3	94,2	94,2	94,2	94,4	94,3	94,2	94,2	94,3	94,2	93,7	93,6	93,6	93,1	93,2	93,7	93,7	93,7	93,1	93,2
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-97 : Composition chimique des tsavorites de Tunduru

GISEMENT	TUNDURU																			
Echantillon	TU3										TU4									
SiO_2	40,52	39,74	39,69	39,72	40,17	40,22	40,11	39,73	39,75	39,54	40,15	39,74	39,86	39,91	40,04	40,62	40,27	39,94	39,18	40,28
TiO_2	0,44	0,43	0,45	0,45	0,46	0,44	0,45	0,45	0,44	0,45	0,40	0,41	0,40	0,40	0,41	0,40	0,41	0,40	0,41	0,40
Al_2O_3	21,90	21,42	21,43	21,54	22,29	21,84	21,60	21,22	21,23	22,16	21,33	20,37	20,57	20,71	21,52	21,26	21,41	21,01	20,52	21,61
Cr_2O_3	0,28	0,29	0,29	0,29	0,28	0,27	0,28	0,29	0,30	0,30	0,26	0,26	0,27	0,28	0,24	0,25	0,26	0,27	0,26	0,27
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,07	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
V_2O_3	0,94	0,95	0,97	0,97	0,97	0,93	0,96	0,99	0,99	1,02	1,79	1,65	1,66	1,64	1,59	1,74	1,63	1,67	1,63	1,69
FeO*	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,00	0,00	0,06	0,06	0,06	0,00	0,06	0,06	0,06	0,06	0,00
MnO	0,48	0,49	0,47	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,49	0,93	0,92	0,91	0,88	0,82	0,93	0,93	0,93	0,87	0,86
MgO	0,44	0,44	0,44	0,45	0,45	0,44	0,45	0,44	0,43	0,46	0,57	0,56	0,56	0,55	0,57	0,55	0,56	0,55	0,55	0,57
CaO	36,20	35,68	35,82	36,32	36,65	36,15	36,52	36,34	36,05	36,43	36,42	35,61	35,49	35,44	36,41	35,97	36,17	35,18	34,88	36,44
Total	101,26	99,50	99,62	100,28	101,82	100,82	100,91	100,02	99,74	100,90	101,90	99,58	99,77	99,86	101,67	101,78	101,69	100,01	98,35	102,19
Si	3,006	3,002	2,996	2,984	2,970	2,998	2,993	2,994	3,001	2,952	2,978	3,014	3,014	3,014	2,974	3,009	2,989	3,008	3,005	2,976
^{iv}Al	0,000	0,000	0,004	0,016	0,030	0,002	0,007	0,006	0,000	0,048	0,022	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	0,011	0,000	0,000	0,024
	3,006	*3,002*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,001*	*3,000*	*3,000*	*3,014*	*3,014*	*3,014*	*3,000*	*3,009*	*3,000*	*3,008*	*3,005*	*3,000*
^{vi}Al	1,914	1,907	1,904	1,891	1,911	1,916	1,892	1,878	1,889	1,902	1,842	1,821	1,833	1,843	1,858	1,856	1,861	1,865	1,854	1,858
Ti	0,024	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,022	0,023	0,023	0,023	0,023	0,022	0,023	0,023	0,023	0,022
Cr	0,016	0,017	0,017	0,017	0,016	0,016	0,017	0,017	0,018	0,017	0,015	0,016	0,016	0,016	0,014	0,015	0,015	0,016	0,016	0,015
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
V^{3+}	0,056	0,058	0,058	0,058	0,058	0,055	0,057	0,060	0,060	0,061	0,106	0,100	0,101	0,099	0,095	0,103	0,097	0,101	0,100	0,100
	2,011	*2,006*	*2,005*	*1,992*	*2,010*	*2,012*	*1,991*	*1,981*	*1,992*	*2,010*	*1,990*	*1,960*	*1,973*	*1,981*	*1,993*	*1,996*	*1,996*	*2,005*	*1,994*	*2,000*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,005	0,005	0,004	0,000	0,000	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000
Mn	0,030	0,031	0,030	0,030	0,030	0,030	0,030	0,031	0,031	0,031	0,058	0,059	0,058	0,056	0,052	0,059	0,058	0,059	0,056	0,054
Mg	0,049	0,050	0,049	0,050	0,050	0,049	0,050	0,050	0,049	0,051	0,063	0,063	0,063	0,062	0,063	0,061	0,062	0,062	0,063	0,063
Ca	2,877	2,888	2,897	2,923	2,903	2,887	2,919	2,934	2,915	2,914	2,894	2,893	2,876	2,867	2,898	2,854	2,876	2,839	2,866	2,884
	2,960	*2,973*	*2,981*	*3,008*	*2,987*	*2,970*	*3,004*	*3,019*	*2,999*	*2,996*	*3,016*	*3,020*	*3,000*	*2,989*	*3,012*	*2,978*	*3,000*	*2,964*	*2,989*	*3,001*
Total	7,977	7,982	7,986	8,000	7,997	7,983	7,995	8,000	7,991	8,006	8,005	7,994	7,988	7,984	8,005	7,982	7,996	7,978	7,987	8,001
Pyrope	1,6	1,7	1,7	1,7	1,7	1,6	1,7	1,6	1,6	1,7	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0
Spessartine	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,9	2,0	1,9	1,9	1,7	2,0	1,9	2,0	1,9	1,8
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
Uvarovite	0,8	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8
Goldmanite	2,8	2,9	2,9	2,9	2,9	2,7	2,9	3,0	3,0	3,0	5,3	5,1	5,1	5,0	4,8	5,2	4,9	5,0	5,0	5,0
Grossulaire	93,6	93,4	93,4	93,4	93,5	93,7	93,5	93,3	93,3	93,2	89,7	89,9	89,9	90,1	90,5	89,9	90,2	90,0	90,1	90,1
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-98 : Composition chimique des tsavorites de Tunduru

KENYA

Mwatate	*p.39-41*
Tsavo	*p.42*
Baraka	*p.43-49*
Tsavolite	*p.50-51*
Dickham	*p.52-53*
Aqua	*p.54*
Nadan1	*p.55*
Nadan2	*p.55*

GISEMENT	MWATATE																			
Echantillon	MWA-1a																			
SiO_2	39,98	39,56	39,62	39,53	40,31	39,47	40,03	39,59	40,05	40,17	40,22	40,20	40,00	39,96	40,03	40,40	40,32	40,13	39,90	40,01
TiO_2	0,34	0,33	0,34	0,34	0,34	0,37	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,37	0,34	0,35	0,35	0,35	0,36	0,36	0,37
Al_2O_3	22,56	22,45	22,29	22,02	22,33	22,50	22,51	22,59	22,33	22,70	22,73	22,71	22,26	23,04	22,45	22,95	22,65	23,04	22,38	22,72
Cr_2O_3	0,41	0,41	0,41	0,41	0,40	0,42	0,43	0,43	0,44	0,45	0,45	0,44	0,43	0,41	0,41	0,41	0,39	0,39	0,39	0,38
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00
V_2O_3	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
FeO*	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10	0,08	0,10	0,10	0,10	0,00	0,09
MnO	0,27	0,26	0,27	0,26	0,26	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,28	0,26	0,26	0,27	0,27	0,27	0,26	0,27	0,27	0,27
MgO	0,57	0,59	0,59	0,59	0,58	0,58	0,59	0,59	0,59	0,60	0,59	0,58	0,59	0,60	0,59	0,58	0,58	0,59	0,59	0,60
CaO	35,32	34,84	35,24	35,31	35,72	35,06	35,62	34,96	36,23	36,29	35,74	35,78	35,87	35,95	36,52	36,01	36,16	35,92	36,49	36,44
Total	99,62	98,62	98,93	98,62	100,11	98,84	99,99	99,00	100,47	101,05	100,58	100,53	99,97	100,76	100,79	101,13	100,90	100,87	100,56	100,95
Si	3,000	2,997	2,996	3,001	3,012	2,986	2,995	2,989	2,989	2,980	2,992	2,992	2,997	2,970	2,981	2,988	2,992	2,977	2,978	2,973
^{iv}Al	0,000	0,003	0,004	0,000	0,000	0,014	0,005	0,011	0,011	0,020	0,008	0,008	0,003	0,030	0,019	0,012	0,008	0,023	0,022	0,027
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,001*	*3,012*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,994	2,002	1,983	1,970	1,966	1,992	1,980	1,999	1,954	1,964	1,984	1,983	1,963	1,988	1,950	1,989	1,974	1,991	1,946	1,962
Ti	0,019	0,019	0,019	0,019	0,019	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,019	0,019	0,019	0,019	0,020	0,020	0,020
Cr	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,025	0,025	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	0,024	0,024	0,024	0,023	0,023	0,023	0,022
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000
V^{3+}	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
	2,043	*2,050*	*2,032*	*2,019*	*2,013*	*2,043*	*2,032*	*2,051*	*2,006*	*2,017*	*2,037*	*2,036*	*2,015*	*2,036*	*2,000*	*2,037*	*2,021*	*2,039*	*2,000*	*2,009*
Fe^{2+}	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,005	0,006	0,006	0,006	0,000	0,006
Mn	0,017	0,017	0,018	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017
Mg	0,064	0,066	0,066	0,066	0,065	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,065	0,066	0,066	0,065	0,064	0,064	0,065	0,065	0,066
Ca	2,839	2,828	2,855	2,872	2,859	2,842	2,855	2,828	2,897	2,884	2,849	2,853	2,880	2,862	2,913	2,854	2,876	2,855	2,918	2,901
	2,926	*2,917*	*2,945*	*2,961*	*2,946*	*2,931*	*2,944*	*2,918*	*2,986*	*2,974*	*2,938*	*2,940*	*2,968*	*2,952*	*3,000*	*2,941*	*2,962*	*2,943*	*3,000*	*2,989*
Total	7,969	7,967	7,976	7,980	7,972	7,975	7,976	7,969	7,992	7,991	7,975	7,976	7,983	7,988	8,000	7,978	7,984	7,982	8,001	7,999
Pyrope	2,2	2,3	2,3	2,2	2,2	2,2	2,2	2,3	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2
Almandin	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,2
Spessartine	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
Uvarovite	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,2	1,2	1,2	1,1	1,1	1,2	1,1
Goldmanite	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Grossulaire	95,6	95,5	95,5	95,5	95,6	95,5	95,5	95,4	95,5	95,4	95,4	95,5	95,5	95,5	95,6	95,6	95,7	95,7	95,6	95,7
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-99 : Composition chimique des tsavorites de Mwatate

GISEMENT	MWATATE																				
Echantillon	MWA-1b																				
SiO_2	40,41	40,09	39,60	41,83	39,75	39,12	39,69	39,35	39,14	38,90	38,20	39,93	40,00	39,77	39,98	39,31	39,96	39,20	39,53	39,99	40,19
TiO_2	0,37	0,38	0,38	0,14	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,41	0,39	0,40	0,40	0,40	0,40	0,39	0,40	0,39	0,39	0,40
Al_2O_3	22,75	23,04	22,76	20,44	22,86	22,74	22,74	22,56	22,53	22,37	22,47	22,63	22,90	22,32	22,49	22,53	22,66	22,92	22,94	22,56	22,74
Cr_2O_3	0,38	0,39	0,37	0,48	0,36	0,34	0,36	0,34	0,33	0,32	0,31	0,36	0,35	0,34	0,34	0,35	0,35	0,33	0,33	0,33	0,33
Fe_2O_3*	0,00	0,10	0,10	0,00	0,10	0,09	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09
V_2O_3	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,08	0,08
FeO*	0,09	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,26	0,26	0,27	0,45	0,27	0,26	0,27	0,27	0,27	0,27	0,26	0,27	0,25	0,25	0,26	0,26	0,27	0,27	0,27	0,27	0,26
MgO	0,59	0,61	0,61	0,48	0,59	0,59	0,60	0,60	0,59	0,59	0,59	0,59	0,57	0,59	0,57	0,59	0,60	0,60	0,60	0,61	0,60
CaO	36,30	37,75	37,66	37,88	37,27	37,25	37,34	37,44	37,22	36,74	37,13	37,27	37,49	37,76	36,83	37,85	37,06	37,32	37,51	37,26	37,75
Total	101,23	102,69	101,82	101,97	101,67	100,86	101,57	101,12	100,65	99,75	99,54	101,61	102,14	101,61	101,05	101,46	101,45	101,20	101,73	101,57	102,43
Si	2,989	2,938	2,931	3,089	2,941	2,923	2,941	2,933	2,930	2,936	2,898	2,956	2,946	2,951	2,971	2,924	2,960	2,918	2,927	2,961	2,953
^{iv}Al	0,011	0,062	0,069	0,000	0,059	0,077	0,059	0,067	0,070	0,064	0,102	0,044	0,054	0,049	0,029	0,076	0,040	0,082	0,073	0,039	0,047
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,089*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,973	1,929	1,916	1,779	1,935	1,925	1,927	1,915	1,918	1,927	1,907	1,930	1,934	1,902	1,941	1,899	1,938	1,929	1,928	1,929	1,922
Ti	0,021	0,021	0,021	0,008	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,023	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,021	0,022
Cr	0,022	0,022	0,022	0,028	0,021	0,020	0,021	0,020	0,019	0,019	0,019	0,021	0,021	0,020	0,020	0,021	0,020	0,020	0,019	0,019	0,019
Fe^{3+}	0,000	0,006	0,006	0,000	0,006	0,005	0,006	0,006	0,006	0,005	0,006	0,006	0,005	0,006	0,005	0,005	0,005	0,006	0,005	0,006	0,005
V^{3+}	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
	2,021	*1,982*	*1,969*	*1,819*	*1,988*	*1,977*	*1,981*	*1,967*	*1,970*	*1,978*	*1,959*	*1,982*	*1,986*	*1,954*	*1,994*	*1,952*	*1,990*	*1,981*	*1,979*	*1,979*	*1,973*
Fe^{2+}	0,006	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,016	0,016	0,017	0,028	0,017	0,016	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,016	0,016	0,016	0,016	0,017	0,017	0,017	0,017	0,016
Mg	0,065	0,066	0,067	0,053	0,065	0,065	0,066	0,066	0,066	0,067	0,066	0,065	0,063	0,065	0,063	0,066	0,066	0,066	0,066	0,067	0,066
Ca	2,877	2,965	2,987	2,997	2,955	2,981	2,964	2,990	2,986	2,971	3,018	2,956	2,958	3,001	2,933	3,017	2,941	2,976	2,975	2,956	2,971
	2,964	*3,047*	*3,071*	*3,091*	*3,037*	*3,063*	*3,047*	*3,073*	*3,069*	*3,054*	*3,101*	*3,038*	*3,037*	*3,082*	*3,012*	*3,099*	*3,024*	*3,059*	*3,058*	*3,040*	*3,053*
Total	7,985	8,029	8,040	7,998	8,025	8,039	8,028	8,039	8,039	8,032	8,060	8,020	8,023	8,036	8,006	8,051	8,014	8,040	8,036	8,019	8,026
Pyrope	2,2	2,2	2,2	1,7	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,2	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,2	2,1
Almandin	0,2	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	0,6	0,5	0,5	0,9	0,5	0,5	0,6	0,5	0,6	0,6	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,5	0,6	0,5
Andradite	0,0	0,3	0,3	0,0	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Uvarovite	1,1	1,1	1,1	1,5	1,1	1,0	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,0	1,0	1,0	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
Goldmanite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Grossulaire	95,7	95,6	95,6	95,2	95,7	95,8	95,7	95,8	95,8	95,8	95,8	95,7	95,9	95,8	95,8	95,8	95,7	95,8	95,8	95,8	95,9
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-100 : Composition chimique des tsavorites de Mwatate

GISEMENT	MWATATE																			
Echantillon	MWA-1c																			
SiO_2	38,35	39,47	39,08	39,14	39,49	39,05	39,94	39,96	39,27	39,62	40,44	39,90	40,51	39,92	39,89	37,99	39,89	39,61	39,34	39,69
TiO_2	0,37	0,38	0,40	0,39	0,40	0,39	0,39	0,39	0,40	0,38	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,32	0,40	0,39	0,40	0,39
Al_2O_3	22,39	22,14	22,31	22,77	22,31	22,39	22,36	22,78	23,33	23,00	22,67	22,75	22,91	23,09	22,55	23,28	22,98	22,74	22,78	23,04
Cr_2O_3	0,33	0,34	0,33	0,35	0,37	0,38	0,38	0,40	0,38	0,45	0,38	0,36	0,35	0,36	0,36	0,52	0,37	0,38	0,38	0,39
Fe_2O_3*	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,09	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,00	0,10	0,10	0,10	0,10
V_2O_3	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,10	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,26	0,27	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,24	0,28	0,27	0,27	0,26	0,26	0,27	0,21	0,27	0,26	0,27	0,26
MgO	0,59	0,58	0,59	0,59	0,59	0,60	0,59	0,60	0,65	0,61	0,60	0,60	0,61	0,59	0,59	0,53	0,60	0,60	0,59	0,61
CaO	36,42	36,82	36,86	37,03	36,92	37,14	37,10	37,41	38,29	37,17	37,17	37,34	37,13	37,13	37,13	33,69	37,24	37,85	37,39	37,63
Total	98,87	100,17	100,00	100,71	100,52	100,39	101,21	101,98	102,72	101,71	102,09	101,77	102,34	101,91	101,35	96,69	101,92	102,00	101,33	102,18
Si	2,921	2,964	2,943	2,926	2,956	2,932	2,968	2,948	2,887	2,931	2,975	2,949	2,971	2,943	2,959	2,932	2,943	2,928	2,925	2,926
^{iv}Al	0,079	0,036	0,057	0,074	0,044	0,068	0,032	0,052	0,113	0,069	0,025	0,051	0,029	0,057	0,041	0,068	0,057	0,072	0,075	0,074
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,932	1,924	1,922	1,932	1,923	1,913	1,925	1,928	1,908	1,936	1,940	1,931	1,951	1,950	1,931	2,051	1,941	1,909	1,922	1,927
Ti	0,021	0,021	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,021	0,022	0,021	0,021	0,021	0,021	0,022	0,022	0,019	0,022	0,022	0,022	0,022
Cr	0,020	0,020	0,020	0,021	0,022	0,023	0,022	0,023	0,022	0,026	0,022	0,021	0,020	0,021	0,021	0,032	0,022	0,022	0,022	0,023
Fe^{3+}	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,000	0,006	0,006	0,006	0,006
V^{3+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,006	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005
	1,982	*1,976*	*1,974*	*1,985*	*1,978*	*1,968*	*1,980*	*1,984*	*1,962*	*1,995*	*1,993*	*1,983*	*2,003*	*2,002*	*1,984*	*2,105*	*1,995*	*1,964*	*1,977*	*1,981*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,017	0,017	0,016	0,017	0,017	0,017	0,016	0,016	0,015	0,017	0,017	0,017	0,016	0,016	0,017	0,013	0,017	0,016	0,017	0,016
Mg	0,067	0,064	0,066	0,066	0,066	0,067	0,065	0,066	0,071	0,067	0,066	0,066	0,067	0,065	0,065	0,061	0,066	0,066	0,066	0,066
Ca	2,972	2,962	2,974	2,966	2,961	2,988	2,953	2,957	3,016	2,946	2,930	2,957	2,917	2,933	2,951	2,787	2,943	2,998	2,979	2,971
	3,056	*3,044*	*3,056*	*3,048*	*3,044*	*3,071*	*3,035*	*3,040*	*3,102*	*3,031*	*3,012*	*3,040*	*3,000*	*3,014*	*3,033*	*2,866*	*3,025*	*3,080*	*3,061*	*3,054*
Total	8,038	8,019	8,030	8,033	8,022	8,039	8,015	8,023	8,065	8,026	8,005	8,023	8,003	8,016	8,017	7,972	8,020	8,043	8,038	8,036
Pyrope	2,2	2,1	2,2	2,2	2,2	2,2	2,1	2,2	2,3	2,2	2,2	2,2	2,2	2,1	2,2	2,1	2,2	2,1	2,1	2,2
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Andradite	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,0	0,3	0,3	0,3	0,3
Uvarovite	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,2	1,1	1,3	1,1	1,1	1,0	1,0	1,1	1,5	1,1	1,1	1,1	1,1
Goldmanite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Grossulaire	95,8	95,8	95,8	95,8	95,6	95,6	95,6	95,6	95,6	95,3	95,7	95,7	95,7	95,8	95,7	95,5	95,7	95,7	95,7	95,6
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-101 : Composition chimique des tsavorites de Mwatate

GISEMENT	TSAVO																			
Echantillon	TSAVO-2																			
SiO_2	39,94	39,35	42,75	39,28	39,51	39,82	39,24	39,50	39,55	39,69	38,96	39,75	39,59	39,57	39,61	39,46	39,77	39,73	39,58	39,51
TiO_2	0,47	0,47	0,40	0,47	0,45	0,51	0,45	0,46	0,45	0,37	0,47	0,46	0,46	0,45	0,50	0,45	0,45	0,53	0,46	0,45
Al_2O_3	20,35	20,31	15,88	20,73	20,10	21,13	20,60	20,36	20,25	20,59	20,46	19,76	20,51	20,50	21,04	20,44	20,80	20,74	20,04	19,98
Cr_2O_3	0,79	0,78	0,68	0,79	0,78	0,61	0,77	0,73	0,77	0,78	0,78	0,79	0,76	0,78	0,60	0,76	0,75	0,60	0,77	0,75
Fe_2O_3*	0,00	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,08	0,07	0,06	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	2,84	2,82	2,39	2,85	2,88	1,96	2,84	2,70	2,96	2,81	2,92	2,90	2,78	2,81	1,94	2,74	2,54	2,31	2,91	2,80
FeO*	0,06	0,00	0,08	0,00	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06
MnO	1,27	1,28	0,98	1,18	1,23	1,22	1,21	1,23	1,23	1,22	1,28	1,29	1,24	1,22	1,21	1,24	1,21	1,21	1,23	1,22
MgO	0,65	0,66	0,44	0,66	0,60	0,59	0,60	0,61	0,61	0,58	0,69	0,65	0,64	0,61	0,60	0,61	0,61	0,62	0,60	0,60
CaO	35,37	35,49	34,74	35,57	35,11	35,16	35,16	35,52	35,55	35,79	35,33	34,86	34,97	34,22	34,79	34,94	34,88	34,36	34,79	34,81
Total	101,72	101,24	98,35	101,58	100,72	101,05	100,96	101,19	101,43	101,90	100,96	100,53	101,01	100,22	100,36	100,71	101,07	100,15	100,44	100,19
Si	2,979	2,955	3,275	2,938	2,978	2,978	2,951	2,964	2,963	2,959	2,935	3,000	2,971	2,986	2,981	2,971	2,977	2,994	2,988	2,990
^{iv}Al	0,021	0,045	0,000	0,062	0,022	0,022	0,049	0,036	0,037	0,041	0,065	0,000	0,029	0,014	0,019	0,029	0,023	0,006	0,012	0,010
	3,000	*3,000*	*3,275*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,768	1,752	1,434	1,765	1,763	1,840	1,776	1,765	1,751	1,768	1,752	1,757	1,785	1,809	1,847	1,785	1,813	1,837	1,771	1,772
Ti	0,026	0,027	0,023	0,026	0,026	0,028	0,026	0,026	0,026	0,021	0,027	0,026	0,026	0,026	0,028	0,026	0,025	0,030	0,026	0,026
Cr	0,046	0,046	0,041	0,047	0,046	0,036	0,046	0,043	0,046	0,046	0,046	0,047	0,045	0,046	0,036	0,045	0,044	0,035	0,046	0,045
Fe^{3+}	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,170	0,170	0,147	0,171	0,174	0,118	0,171	0,163	0,178	0,168	0,176	0,175	0,168	0,170	0,117	0,165	0,153	0,139	0,176	0,170
	2,010	*1,999*	*1,645*	*2,013*	*2,009*	*2,022*	*2,023*	*2,001*	*2,004*	*2,007*	*2,006*	*2,006*	*2,024*	*2,051*	*2,028*	*2,021*	*2,035*	*2,042*	*2,019*	*2,013*
Fe^{2+}	0,004	0,000	0,005	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,080	0,081	0,063	0,075	0,078	0,077	0,077	0,078	0,078	0,077	0,082	0,082	0,079	0,078	0,077	0,079	0,076	0,077	0,078	0,078
Mg	0,072	0,074	0,050	0,073	0,067	0,066	0,067	0,068	0,068	0,064	0,077	0,073	0,071	0,069	0,067	0,069	0,068	0,069	0,068	0,068
Ca	2,826	2,855	2,852	2,851	2,835	2,817	2,832	2,856	2,854	2,858	2,852	2,818	2,812	2,766	2,805	2,819	2,798	2,775	2,814	2,822
	2,982	*3,010*	*2,970*	*2,998*	*2,984*	*2,965*	*2,977*	*3,003*	*3,000*	*3,000*	*3,010*	*2,978*	*2,966*	*2,917*	*2,953*	*2,970*	*2,946*	*2,925*	*2,964*	*2,973*
Total	7,992	8,010	7,891	8,011	7,994	7,986	8,000	8,004	8,004	8,006	8,016	7,984	7,990	7,969	7,981	7,991	7,981	7,967	7,983	7,986
Pyrope	2,4	2,5	1,7	2,4	2,3	2,2	2,3	2,3	2,3	2,1	2,6	2,5	2,4	2,4	2,3	2,3	2,3	2,4	2,3	2,3
Almandin	0,1	0,0	0,2	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	2,7	2,7	2,1	2,5	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,7	2,8	2,6	2,7	2,6	2,7	2,6	2,6	2,6	2,6
Andradite	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	2,3	2,3	2,5	2,3	2,3	1,8	2,3	2,2	2,3	2,3	2,3	2,4	2,2	2,3	1,8	2,3	2,2	1,7	2,3	2,2
Goldmanite	8,4	8,5	8,9	8,5	8,7	5,8	8,5	8,1	8,9	8,4	8,8	8,7	8,3	8,3	5,8	8,2	7,5	6,8	8,7	8,4
Grossulaire	84,0	83,8	84,6	84,1	84,0	87,4	84,2	84,6	83,8	84,4	83,4	83,5	84,3	84,3	87,5	84,5	85,3	86,3	83,9	84,3
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-102 : Composition chimique des tsavorites de Tsavo

GISEMENT	BARAKA																			
Echantillon	T-BAR-4/6a																			
SiO_2	39,68	38,97	38,66	38,63	38,69	38,94	38,87	38,76	39,15	39,81	39,74	38,27	38,24	37,92	37,95	38,43	38,55	38,66	39,41	39,43
TiO_2	0,52	0,51	0,50	0,49	0,50	0,49	0,50	0,50	0,50	0,49	0,49	0,49	0,50	0,48	0,48	0,48	0,47	0,50	0,50	0,50
Al_2O_3	21,91	21,40	21,58	21,63	21,82	21,46	21,76	21,71	21,60	22,04	21,47	21,47	21,46	21,34	21,16	21,29	21,60	21,62	21,78	21,95
Cr_2O_3	0,57	0,54	0,55	0,53	0,54	0,55	0,52	0,49	0,40	0,47	0,50	0,54	0,51	0,51	0,53	0,54	0,48	0,54	0,53	0,54
Fe_2O_3*	0,08	0,07	0,09	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,03	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
V_2O_3	0,41	0,40	0,40	0,40	0,39	0,39	0,39	0,39	0,37	0,38	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,40	0,39	0,40	0,40	0,40
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,88	0,91	0,90	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,90	0,91	0,90	0,90	0,89	0,90	0,90	0,90	0,90	0,91	0,91	0,92
MgO	0,60	0,59	0,60	0,60	0,60	0,59	0,60	0,60	0,60	0,60	0,58	0,59	0,59	0,59	0,60	0,59	0,60	0,60	0,60	0,61
CaO	35,98	36,18	35,11	35,75	36,10	36,14	35,83	36,61	36,22	36,62	35,87	35,45	35,34	35,32	35,65	35,54	36,03	36,29	36,20	36,10
Total	100,62	99,58	98,38	99,02	99,63	99,55	99,45	100,04	99,81	101,39	100,02	98,16	97,99	97,53	97,74	98,24	99,10	99,59	100,41	100,53
Si	2,970	2,957	2,960	2,945	2,934	2,955	2,949	2,931	2,961	2,961	2,992	2,943	2,945	2,937	2,937	2,953	2,939	2,936	2,961	2,957
^{iv}Al	0,030	0,043	0,040	0,055	0,066	0,045	0,051	0,069	0,039	0,039	0,008	0,057	0,055	0,063	0,063	0,047	0,061	0,064	0,039	0,043
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,902	1,870	1,908	1,888	1,884	1,874	1,894	1,866	1,886	1,893	1,897	1,889	1,892	1,884	1,867	1,882	1,880	1,870	1,889	1,898
Ti	0,029	0,029	0,029	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028	0,027	0,028	0,028	0,029	0,028	0,028	0,028	0,027	0,028	0,028	0,028
Cr	0,034	0,032	0,033	0,032	0,032	0,033	0,031	0,030	0,024	0,028	0,030	0,033	0,031	0,031	0,032	0,033	0,029	0,032	0,032	0,032
Fe^{3+}	0,005	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004	0,002	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005
V^{3+}	0,025	0,025	0,025	0,024	0,024	0,024	0,024	0,023	0,023	0,023	0,023	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024
	1,995	*1,961*	*1,999*	*1,978*	*1,973*	*1,963*	*1,982*	*1,952*	*1,965*	*1,975*	*1,980*	*1,979*	*1,981*	*1,973*	*1,956*	*1,971*	*1,964*	*1,959*	*1,977*	*1,986*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,056	0,059	0,059	0,059	0,059	0,059	0,058	0,058	0,057	0,057	0,058	0,058	0,058	0,059	0,059	0,059	0,058	0,058	0,058	0,058
Mg	0,067	0,066	0,068	0,068	0,068	0,067	0,068	0,068	0,067	0,067	0,066	0,067	0,068	0,068	0,069	0,068	0,069	0,068	0,068	0,068
Ca	2,886	2,941	2,880	2,920	2,933	2,938	2,912	2,967	2,934	2,919	2,894	2,921	2,916	2,931	2,956	2,926	2,943	2,952	2,914	2,901
	3,009	*3,066*	*3,007*	*3,047*	*3,059*	*3,064*	*3,038*	*3,092*	*3,059*	*3,043*	*3,020*	*3,047*	*3,042*	*3,058*	*3,084*	*3,053*	*3,070*	*3,079*	*3,039*	*3,028*
Total	8,003	8,027	8,006	8,025	8,032	8,027	8,020	8,044	8,023	8,018	8,000	8,025	8,023	8,031	8,040	8,024	8,035	8,038	8,017	8,014
Pyrope	2,2	2,2	2,3	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,3
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9
Andradite	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Uvarovite	1,7	1,7	1,7	1,6	1,6	1,7	1,6	1,5	1,2	1,4	1,5	1,7	1,6	1,6	1,7	1,6	1,5	1,6	1,6	1,6
Goldmanite	1,2	1,3	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
Grossulaire	92,8	92,8	92,6	92,8	92,8	92,8	92,8	93,0	93,3	93,1	93,1	92,8	92,9	92,8	92,7	92,7	92,9	92,8	92,8	92,8
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-103 : Composition chimique des tsavorites de Baraka

GISEMENT	BARAKA															
Echantillon	T-BAR-4/6b															
SiO_2	39,61	39,57	39,12	39,25	39,10	38,91	39,10	39,01	39,27	39,80	39,47	39,58	39,24	38,75	38,67	38,71
TiO_2	0,50	0,51	0,50	0,51	0,51	0,52	0,52	0,52	0,53	0,52	0,51	0,51	0,50	0,51	0,52	0,52
Al_2O_3	21,86	22,20	22,02	21,93	21,85	21,77	21,25	21,24	21,45	22,34	21,96	21,59	21,74	21,53	21,29	21,37
Cr_2O_3	0,57	0,55	0,44	0,54	0,48	0,63	0,62	0,63	0,63	0,54	0,67	0,64	0,59	0,64	0,65	0,62
Fe_2O_3*	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
V_2O_3	0,42	0,42	0,41	0,42	0,42	0,44	0,44	0,44	0,44	0,43	0,46	0,45	0,44	0,45	0,45	0,44
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,91	0,91	0,90	0,90	0,91	0,89	0,89	0,89	0,89	0,89	0,90	0,91	0,90	0,89	0,88	0,89
MgO	0,60	0,60	0,59	0,60	0,59	0,60	0,60	0,60	0,60	0,62	0,61	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60
CaO	36,75	36,42	35,89	36,12	36,02	36,14	35,81	36,49	36,18	36,90	36,68	36,44	36,40	35,88	36,09	36,07
Total	101,30	101,25	99,95	100,35	99,95	99,98	99,31	99,90	100,07	102,12	101,34	100,80	100,49	99,33	99,22	99,29
Si	2,954	2,948	2,950	2,950	2,951	2,940	2,971	2,954	2,963	2,942	2,943	2,965	2,950	2,946	2,947	2,947
^{iv}Al	0,046	0,052	0,050	0,050	0,049	0,060	0,029	0,046	0,037	0,058	0,057	0,035	0,050	0,054	0,053	0,053
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,875	1,897	1,907	1,893	1,895	1,878	1,875	1,850	1,871	1,888	1,873	1,871	1,875	1,876	1,859	1,864
Ti	0,028	0,028	0,029	0,029	0,029	0,030	0,029	0,029	0,030	0,029	0,028	0,029	0,028	0,029	0,030	0,029
Cr	0,033	0,033	0,026	0,032	0,029	0,038	0,037	0,038	0,038	0,032	0,039	0,038	0,035	0,039	0,039	0,037
Fe^{3+}	0,004	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004	0,004	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004
V^{3+}	0,025	0,025	0,025	0,026	0,025	0,027	0,027	0,027	0,027	0,025	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027
	1,966	*1,987*	*1,992*	*1,985*	*1,982*	*1,977*	*1,973*	*1,949*	*1,970*	*1,979*	*1,973*	*1,969*	*1,970*	*1,976*	*1,960*	*1,962*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,058	0,057	0,058	0,057	0,058	0,057	0,057	0,057	0,057	0,056	0,057	0,058	0,057	0,058	0,057	0,057
Mg	0,067	0,066	0,066	0,067	0,066	0,067	0,068	0,068	0,067	0,068	0,068	0,067	0,067	0,068	0,068	0,068
Ca	2,936	2,907	2,900	2,910	2,912	2,926	2,916	2,960	2,925	2,922	2,930	2,925	2,931	2,923	2,947	2,942
	3,060	*3,031*	*3,023*	*3,034*	*3,037*	*3,050*	*3,041*	*3,085*	*3,049*	*3,046*	*3,055*	*3,049*	*3,056*	*3,049*	*3,072*	*3,068*
Total	8,026	8,018	8,015	8,018	8,019	8,027	8,013	8,034	8,019	8,025	8,028	8,019	8,026	8,024	8,032	8,031
Pyrope	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,8	1,9	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9
Andradite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Uvarovite	1,7	1,6	1,3	1,6	1,5	1,9	1,9	1,9	1,9	1,6	2,0	1,9	1,8	2,0	2,0	1,9
Goldmanite	1,3	1,3	1,2	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4	1,3	1,4	1,4	1,3	1,4	1,4	1,4
Grossulaire	92,7	92,8	93,1	92,8	92,9	92,4	92,4	92,4	92,4	92,8	92,3	92,4	92,6	92,3	92,3	92,4
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-104 : Composition chimique des tsavorites de Baraka

GISEMENT	BARAKA																			
Echantillon	T-BAR-4/6c																			
SiO_2	40,57	40,11	39,74	40,24	40,07	40,05	39,74	40,12	39,82	39,94	40,08	39,86	39,93	39,88	39,69	40,15	39,50	40,09	39,95	40,07
TiO_2	0,50	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,50	0,48	0,49	0,50	0,50	0,51	0,50	0,51	0,52	0,51	0,50	0,51	0,51
Al_2O_3	21,64	21,71	21,57	21,67	21,59	21,68	21,92	21,74	21,69	21,60	21,96	21,98	21,35	21,40	21,75	21,58	21,57	21,59	21,34	21,47
Cr_2O_3	0,54	0,54	0,54	0,55	0,54	0,45	0,55	0,51	0,47	0,51	0,53	0,50	0,52	0,44	0,53	0,53	0,52	0,52	0,53	0,53
Fe_2O_3*	0,00	0,07	0,06	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,08	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,08	0,00
V_2O_3	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,40	0,41	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,40	0,39	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40
FeO*	0,07	0,00	0,01	0,07	0,07	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,00	0,07	0,00	0,07
MnO	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,89	0,91	0,88	0,90	0,86	0,89	0,89	0,88	0,88	0,89	0,89	0,89	0,90
MgO	0,58	0,58	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,60	0,59	0,59	0,58	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,58
CaO	36,29	36,69	35,92	36,33	35,98	35,71	36,07	36,02	36,15	36,16	35,70	35,88	35,88	35,95	35,78	35,74	36,23	35,74	36,22	35,57
Total	101,48	101,51	100,24	101,24	100,63	100,33	100,74	100,83	100,58	100,64	100,73	100,62	100,12	100,11	100,19	100,46	100,28	100,38	100,49	100,09
Si	3,008	2,980	2,986	2,994	2,997	3,001	2,971	2,994	2,983	2,989	2,991	2,980	3,003	3,000	2,982	3,005	2,971	3,003	2,996	3,010
^{iv}Al	0,000	0,020	0,014	0,006	0,003	0,000	0,029	0,006	0,017	0,011	0,009	0,020	0,000	0,000	0,018	0,000	0,029	0,000	0,004	0,000
	3,008	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,001*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,003*	*3,000*	*3,000*	*3,005*	*3,000*	*3,003*	*3,000*	*3,010*
^{vi}Al	1,891	1,881	1,896	1,894	1,900	1,914	1,903	1,907	1,897	1,895	1,923	1,917	1,892	1,896	1,908	1,904	1,883	1,907	1,882	1,901
Ti	0,028	0,029	0,029	0,028	0,029	0,028	0,029	0,028	0,027	0,027	0,028	0,028	0,029	0,028	0,029	0,029	0,029	0,028	0,028	0,029
Cr	0,031	0,032	0,032	0,032	0,032	0,027	0,032	0,030	0,028	0,030	0,031	0,029	0,031	0,026	0,032	0,032	0,031	0,031	0,031	0,032
Fe^{3+}	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000
V^{3+}	0,024	0,024	0,025	0,024	0,025	0,024	0,024	0,024	0,023	0,023	0,024	0,023	0,024	0,023	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024
	1,975	*1,970*	*1,985*	*1,979*	*1,985*	*1,993*	*1,993*	*1,989*	*1,980*	*1,980*	*2,006*	*1,999*	*1,975*	*1,974*	*1,992*	*1,989*	*1,971*	*1,990*	*1,970*	*1,985*
Fe^{2+}	0,005	0,000	0,001	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,005	0,004	0,004	0,005	0,004	0,005	0,000	0,004	0,000	0,004
Mn	0,055	0,056	0,056	0,055	0,056	0,056	0,055	0,056	0,057	0,056	0,057	0,054	0,057	0,057	0,056	0,056	0,057	0,056	0,056	0,057
Mg	0,064	0,064	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,065	0,066	0,066	0,066	0,064	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,065
Ca	2,883	2,920	2,892	2,896	2,883	2,867	2,890	2,880	2,901	2,900	2,855	2,875	2,891	2,897	2,880	2,867	2,920	2,869	2,910	2,862
	3,007	*3,040*	*3,015*	*3,021*	*3,009*	*2,994*	*3,011*	*3,005*	*3,025*	*3,021*	*2,982*	*2,998*	*3,018*	*3,025*	*3,006*	*2,992*	*3,043*	*2,995*	*3,032*	*2,989*
Total	7,990	8,011	8,000	8,000	7,994	7,988	8,004	7,994	8,005	8,002	7,988	7,996	7,995	7,999	7,999	7,986	8,014	7,988	8,003	7,983
Pyrope	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,1	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2
Almandin	0,2	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,0	0,1	0,0	0,1
Spessartine	1,8	1,8	1,9	1,8	1,8	1,9	1,8	1,9	1,9	1,8	1,9	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9
Andradite	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0
Uvarovite	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,3	1,6	1,5	1,4	1,5	1,6	1,5	1,6	1,3	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6
Goldmanite	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
Grossulaire	93,0	93,0	92,9	93,0	93,0	93,2	92,9	93,1	93,1	93,0	93,0	93,2	93,0	93,3	93,0	93,0	92,9	93,0	93,0	93,0
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-105 : Composition chimique des tsavorites de Baraka

GISEMENT	BARAKA																			
Echantillon	T-BAR-4/8																			
SiO_2	40,26	39,70	38,99	38,52	38,83	38,48	38,79	38,73	39,10	39,58	40,59	37,81	37,66	37,15	37,18	37,60	38,35	39,28	39,35	39,54
TiO_2	0,50	0,55	0,49	0,49	0,50	0,47	0,48	0,49	0,50	0,47	0,47	0,49	0,48	0,48	0,49	0,52	0,48	0,50	0,49	0,48
Al_2O_3	21,97	21,96	22,04	21,74	21,94	21,88	21,46	21,96	21,74	22,08	22,00	21,72	21,26	21,12	21,38	21,73	21,78	22,18	22,14	22,57
Cr_2O_3	0,26	0,29	0,32	0,33	0,41	0,36	0,33	0,46	0,44	0,41	0,29	0,31	0,33	0,40	0,36	0,37	0,44	0,46	0,44	0,39
Fe_2O_3*	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,00	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
V_2O_3	0,29	0,29	0,31	0,32	0,33	0,34	0,34	0,35	0,35	0,36	0,31	0,31	0,32	0,33	0,32	0,33	0,35	0,35	0,35	0,35
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,90	0,90	0,91	0,93	0,92	0,93	0,92	0,92	0,93	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,91	0,93	0,92	0,92
MgO	0,58	0,58	0,59	0,59	0,60	0,60	0,59	0,60	0,60	0,60	0,57	0,58	0,59	0,59	0,60	0,60	0,60	0,60	0,61	0,62
CaO	36,50	36,45	35,94	35,80	35,88	35,62	35,89	36,13	35,93	36,50	36,23	35,46	35,37	35,34	35,59	35,67	35,37	35,80	36,74	37,01
Total	101,35	100,79	99,67	98,78	99,48	98,75	98,88	99,72	99,66	100,99	101,45	97,67	96,99	96,40	96,92	97,79	98,36	100,17	101,12	101,96
Si	2,990	2,968	2,948	2,942	2,944	2,939	2,960	2,933	2,958	2,956	3,007	2,923	2,934	2,917	2,904	2,907	2,940	2,953	2,939	2,928
^{iv}Al	0,010	0,032	0,052	0,058	0,056	0,061	0,040	0,067	0,042	0,044	0,000	0,077	0,066	0,083	0,096	0,093	0,060	0,047	0,061	0,072
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,007*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,913	1,903	1,913	1,900	1,905	1,909	1,890	1,893	1,897	1,899	1,921	1,902	1,886	1,871	1,873	1,888	1,908	1,919	1,888	1,898
Ti	0,028	0,031	0,028	0,028	0,028	0,027	0,027	0,028	0,028	0,026	0,026	0,029	0,028	0,028	0,029	0,030	0,028	0,028	0,028	0,027
Cr	0,015	0,017	0,019	0,020	0,024	0,021	0,020	0,028	0,026	0,024	0,017	0,019	0,020	0,025	0,022	0,022	0,026	0,027	0,026	0,023
Fe^{3+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,005	0,005	0,004	0,000	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004
V^{3+}	0,017	0,017	0,019	0,020	0,020	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,018	0,019	0,020	0,021	0,020	0,020	0,022	0,021	0,021	0,021
	1,978	*1,973*	*1,983*	*1,972*	*1,982*	*1,982*	*1,963*	*1,975*	*1,978*	*1,976*	*1,982*	*1,973*	*1,959*	*1,950*	*1,949*	*1,964*	*1,989*	*2,000*	*1,967*	*1,973*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,056	0,057	0,058	0,060	0,059	0,060	0,060	0,059	0,060	0,058	0,058	0,060	0,061	0,061	0,061	0,060	0,059	0,059	0,058	0,058
Mg	0,064	0,065	0,066	0,068	0,067	0,068	0,067	0,067	0,068	0,067	0,062	0,067	0,068	0,069	0,069	0,069	0,068	0,067	0,068	0,068
Ca	2,904	2,920	2,912	2,930	2,914	2,915	2,935	2,931	2,913	2,920	2,875	2,937	2,952	2,973	2,979	2,955	2,905	2,884	2,940	2,937
	3,025	*3,042*	*3,037*	*3,058*	*3,041*	*3,043*	*3,061*	*3,058*	*3,040*	*3,046*	*3,000*	*3,064*	*3,081*	*3,103*	*3,110*	*3,085*	*3,033*	*3,010*	*3,066*	*3,063*
Total	8,002	8,014	8,020	8,029	8,023	8,026	8,025	8,032	8,018	8,021	7,989	8,038	8,040	8,053	8,059	8,049	8,022	8,009	8,033	8,036
Pyrope	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,1	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,3	2,2	2,2	2,2
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	1,9	1,9	1,9	2,0	1,9	2,0	1,9	1,9	2,0	1,9	1,9	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	1,9	1,9
Andradite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Uvarovite	0,8	0,9	1,0	1,0	1,2	1,1	1,0	1,4	1,3	1,2	0,9	1,0	1,0	1,3	1,1	1,1	1,3	1,4	1,3	1,2
Goldmanite	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1	0,9	1,0	1,0	1,1	1,0	1,0	1,1	1,0	1,1	1,1
Grossulaire	94,1	94,0	93,7	93,6	93,4	93,4	93,5	93,2	93,2	93,4	94,1	93,7	93,5	93,2	93,4	93,4	93,1	93,2	93,3	93,5
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-106 : Composition chimique des tsavorites de Baraka

GISEMENT	BARAKA																			
Echantillon	T-BAR-7/8a																			
SiO_2	40,18	40,17	39,41	39,99	40,22	40,05	40,35	40,07	39,91	40,11	39,08	39,88	39,81	40,01	40,12	40,15	40,01	39,99	40,08	39,94
TiO_2	0,50	0,49	0,50	0,51	0,51	0,51	0,50	0,50	0,50	0,50	0,51	0,51	0,51	0,51	0,49	0,51	0,49	0,50	0,49	0,49
Al_2O_3	21,72	22,02	22,28	21,97	21,87	21,87	21,78	21,88	21,94	22,16	22,22	21,81	21,73	21,52	21,66	21,93	21,80	21,71	21,30	20,97
Cr_2O_3	0,53	0,53	0,54	0,50	0,51	0,51	0,50	0,50	0,50	0,50	0,55	0,55	0,55	0,54	0,45	0,51	0,51	0,50	0,53	0,54
Fe_2O_3*	0,08	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,08	0,00	0,08	0,08	0,08	0,08	0,00	0,08	0,00	0,08	0,00	0,08
V_2O_3	0,39	0,39	0,39	0,39	0,40	0,39	0,40	0,39	0,40	0,40	0,41	0,41	0,41	0,41	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39
FeO*	0,00	0,07	0,00	0,07	0,07	0,07	0,04	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,07	0,00	0,07	0,00
MnO	0,89	0,91	0,91	0,90	0,89	0,89	0,88	0,89	0,90	0,89	0,88	0,89	0,89	0,89	0,89	0,90	0,90	0,89	0,90	0,91
MgO	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,60	0,59	0,63	0,61	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,58
CaO	36,42	36,04	36,65	36,01	35,79	35,61	36,47	36,12	36,27	36,05	36,43	36,57	36,47	36,28	35,68	36,31	35,80	36,53	36,01	36,46
Total	101,28	101,21	101,34	100,92	100,83	100,49	101,53	101,00	101,09	101,28	100,78	101,30	101,05	100,82	100,36	101,38	100,55	101,18	100,36	100,36
Si	2,989	2,986	2,936	2,982	2,998	2,995	2,993	2,986	2,974	2,979	2,928	2,970	2,972	2,991	3,005	2,982	2,993	2,980	3,007	3,003
^{iv}Al	0,011	0,014	0,064	0,018	0,002	0,005	0,007	0,014	0,026	0,021	0,072	0,030	0,028	0,009	0,000	0,018	0,007	0,020	0,000	0,000
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,005*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,007*	*3,003*
^{vi}Al	1,892	1,915	1,892	1,913	1,919	1,923	1,896	1,908	1,901	1,919	1,890	1,884	1,883	1,886	1,912	1,902	1,914	1,887	1,883	1,858
Ti	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028	0,029	0,028	0,028	0,029	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028
Cr	0,031	0,031	0,032	0,029	0,030	0,030	0,029	0,029	0,029	0,029	0,033	0,032	0,033	0,032	0,026	0,030	0,030	0,030	0,031	0,032
Fe^{3+}	0,005	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,005	0,000	0,004	0,000	0,005
V^{3+}	0,023	0,023	0,023	0,023	0,024	0,024	0,024	0,023	0,024	0,024	0,025	0,024	0,025	0,024	0,023	0,023	0,023	0,023	0,024	0,024
	1,979	*1,997*	*1,980*	*1,994*	*2,001*	*2,005*	*1,979*	*1,989*	*1,987*	*2,000*	*1,980*	*1,973*	*1,973*	*1,976*	*1,990*	*1,989*	*1,996*	*1,972*	*1,966*	*1,946*
Fe^{2+}	0,000	0,005	0,000	0,004	0,004	0,005	0,002	0,004	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,005	0,000	0,005	0,000
Mn	0,056	0,057	0,057	0,057	0,056	0,057	0,055	0,056	0,057	0,056	0,056	0,056	0,056	0,056	0,057	0,057	0,057	0,056	0,057	0,058
Mg	0,065	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,065	0,066	0,066	0,066	0,071	0,067	0,066	0,066	0,066	0,065	0,066	0,065	0,066	0,065
Ca	2,903	2,870	2,925	2,877	2,859	2,853	2,898	2,884	2,895	2,869	2,925	2,918	2,917	2,905	2,864	2,890	2,869	2,917	2,895	2,937
	3,024	*2,997*	*3,048*	*3,004*	*2,985*	*2,980*	*3,021*	*3,010*	*3,018*	*2,996*	*3,052*	*3,041*	*3,040*	*3,027*	*2,991*	*3,012*	*2,996*	*3,038*	*3,022*	*3,060*
Total	8,002	7,994	8,028	7,998	7,986	7,986	8,000	7,999	8,005	7,996	8,032	8,014	8,013	8,003	7,986	8,000	7,992	8,010	7,996	8,009
Pyrope	2,1	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,3	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,1	2,2	2,1
Almandin	0,0	0,2	0,0	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0	0,1	0,0
Spessartine	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,8	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,8	1,9	1,9
Andradite	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,2	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0	0,2
Uvarovite	1,6	1,6	1,6	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,7	1,6	1,7	1,6	1,3	1,5	1,5	1,5	1,6	1,6
Goldmanite	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
Grossulaire	93,0	93,0	93,0	93,1	93,1	93,1	93,2	93,2	93,0	93,1	92,7	92,8	92,8	92,9	93,2	93,0	93,1	93,1	93,0	92,9
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-107 : Composition chimique des tsavorites de Baraka

GISEMENT	BARAKA																			
Echantillon	T-BAR-7/8b																			
SiO_2	40,11	39,61	40,09	40,02	40,41	40,03	40,15	40,11	39,96	39,86	40,01	39,96	40,04	40,15	39,87	39,90	40,20	40,25	39,92	40,24
TiO_2	0,49	0,48	0,50	0,49	0,47	0,48	0,48	0,47	0,45	0,45	0,50	0,50	0,49	0,49	0,48	0,47	0,49	0,48	0,48	0,48
Al_2O_3	21,56	21,61	22,11	21,61	21,85	21,30	21,51	21,68	22,02	22,03	21,61	21,72	22,11	21,58	21,97	21,86	22,03	21,94	22,05	22,07
Cr_2O_3	0,49	0,52	0,47	0,49	0,39	0,45	0,45	0,34	0,41	0,34	0,43	0,48	0,47	0,47	0,41	0,39	0,48	0,45	0,46	0,45
Fe_2O_3*	0,00	0,07	0,08	0,08	0,00	0,00	0,04	0,08	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,08	0,00	0,01	0,07	0,00
V_2O_3	0,38	0,39	0,38	0,38	0,37	0,38	0,37	0,35	0,36	0,35	0,37	0,37	0,38	0,38	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37
FeO*	0,07	0,00	0,00	0,00	0,07	0,06	0,03	0,00	0,07	0,00	0,07	0,07	0,07	0,07	0,00	0,00	0,07	0,06	0,00	0,07
MnO	0,91	0,90	0,88	0,89	0,89	0,89	0,89	0,90	0,92	0,90	0,90	0,89	0,89	0,89	0,89	0,89	0,89	0,89	0,89	0,89
MgO	0,58	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,60	0,59	0,59	0,60	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,60	0,59	0,59	0,59
CaO	36,17	36,35	36,33	36,21	36,40	36,12	36,26	36,71	35,81	36,31	35,79	35,77	36,13	36,14	36,28	36,46	36,14	36,33	36,46	36,19
Total	100,76	100,51	101,44	100,76	101,44	100,29	100,78	101,23	100,58	100,92	100,26	100,34	101,17	100,76	100,93	101,00	101,25	101,36	101,29	101,34
Si	2,998	2,973	2,975	2,992	2,998	3,006	3,000	2,987	2,987	2,974	3,001	2,995	2,978	3,000	2,975	2,977	2,987	2,989	2,969	2,987
^{iv}Al	0,002	0,027	0,025	0,008	0,002	0,000	0,000	0,013	0,013	0,026	0,000	0,005	0,022	0,000	0,025	0,023	0,013	0,011	0,031	0,013
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,006*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,001*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,897	1,884	1,909	1,895	1,908	1,885	1,895	1,889	1,927	1,912	1,911	1,914	1,917	1,900	1,907	1,899	1,916	1,909	1,903	1,918
Ti	0,028	0,027	0,028	0,028	0,026	0,027	0,027	0,026	0,025	0,025	0,028	0,028	0,028	0,028	0,027	0,026	0,027	0,027	0,027	0,027
Cr	0,029	0,031	0,028	0,029	0,023	0,027	0,027	0,020	0,024	0,020	0,025	0,028	0,028	0,027	0,024	0,023	0,028	0,026	0,027	0,026
Fe^{3+}	0,000	0,004	0,005	0,004	0,000	0,000	0,003	0,004	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,004	0,000
V^{3+}	0,023	0,024	0,023	0,023	0,022	0,023	0,022	0,021	0,022	0,021	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022
	1,976	*1,969*	*1,992*	*1,979*	*1,979*	*1,961*	*1,973*	*1,961*	*1,998*	*1,983*	*1,986*	*1,993*	*1,994*	*1,978*	*1,984*	*1,975*	*1,993*	*1,985*	*1,983*	*1,993*
Fe^{2+}	0,004	0,000	0,000	0,000	0,005	0,004	0,002	0,000	0,005	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,004
Mn	0,057	0,057	0,055	0,056	0,056	0,056	0,056	0,057	0,058	0,057	0,057	0,056	0,056	0,056	0,056	0,056	0,056	0,056	0,056	0,056
Mg	0,065	0,066	0,066	0,066	0,065	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,065	0,066	0,066	0,066	0,066	0,065	0,065	0,065
Ca	2,897	2,923	2,889	2,900	2,894	2,906	2,903	2,929	2,868	2,902	2,877	2,873	2,880	2,893	2,901	2,914	2,877	2,890	2,906	2,878
	3,023	*3,046*	*3,010*	*3,022*	*3,019*	*3,033*	*3,027*	*3,052*	*2,997*	*3,025*	*3,004*	*2,999*	*3,006*	*3,019*	*3,023*	*3,036*	*3,003*	*3,015*	*3,028*	*3,004*
Total	7,999	8,015	8,002	8,001	7,998	8,000	8,000	8,013	7,995	8,008	7,992	7,992	8,000	7,997	8,007	8,011	7,996	8,000	8,010	7,997
Pyrope	2,1	2,2	2,2	2,2	2,1	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2
Almandin	0,1	0,0	0,0	0,0	0,2	0,1	0,1	0,0	0,2	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1
Spessartine	1,9	1,9	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9
Andradite	0,0	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,1	0,2	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0
Uvarovite	1,5	1,6	1,4	1,5	1,2	1,4	1,3	1,0	1,2	1,0	1,3	1,4	1,4	1,4	1,2	1,2	1,4	1,3	1,4	1,3
Goldmanite	1,2	1,2	1,1	1,2	1,1	1,2	1,1	1,1	1,1	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1
Grossulaire	93,2	93,0	93,2	93,1	93,6	93,3	93,3	93,7	93,4	93,6	93,4	93,2	93,3	93,3	93,4	93,5	93,3	93,4	93,3	93,4
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-108 : Composition chimique des tsavorites de Baraka

GISEMENT	BARAKA																			
Echantillon	T-BAR-7/8c																			
SiO_2	40,30	40,23	40,03	39,58	39,97	40,08	40,14	40,39	39,95	39,70	40,01	40,00	40,34	40,33	40,04	39,99	40,32	39,82	40,02	39,78
TiO_2	0,49	0,49	0,51	0,49	0,49	0,50	0,47	0,47	0,48	0,49	0,48	0,47	0,47	0,46	0,50	0,48	0,50	0,51	0,51	0,49
Al_2O_3	21,82	22,00	21,56	21,73	22,07	21,81	22,29	21,70	22,10	22,35	22,03	22,18	21,87	21,88	22,22	22,16	22,06	21,70	21,61	21,99
Cr_2O_3	0,51	0,51	0,48	0,48	0,45	0,47	0,41	0,38	0,34	0,41	0,44	0,37	0,35	0,43	0,44	0,35	0,47	0,43	0,46	0,45
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,08	0,08	0,07	0,08	0,00	0,00	0,08	0,08	0,08	0,08	0,05	0,00	0,08	0,07	0,00	0,08	0,02	0,00
V_2O_3	0,39	0,39	0,38	0,37	0,37	0,36	0,35	0,35	0,33	0,33	0,35	0,34	0,34	0,36	0,36	0,35	0,37	0,36	0,37	0,37
FeO*	0,06	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	0,00	0,00	0,07	0,00	0,05	0,07
MnO	0,90	0,90	0,89	0,88	0,90	0,89	0,91	0,91	0,92	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,90	0,91	0,89	0,90	0,89	0,88
MgO	0,59	0,59	0,60	0,59	0,60	0,60	0,59	0,59	0,59	0,60	0,60	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,60	0,59	0,59	0,60
CaO	35,99	36,16	36,33	36,52	36,29	36,24	36,19	36,36	36,65	36,88	36,56	36,48	36,41	36,37	36,33	36,44	36,19	36,38	36,14	35,80
Total	101,05	101,33	100,84	100,72	101,20	101,04	101,41	101,22	101,44	101,75	101,45	101,43	101,36	101,41	101,47	101,33	101,45	100,75	100,65	100,42
Si	3,000	2,987	2,991	2,965	2,974	2,987	2,978	3,003	2,968	2,944	2,972	2,970	2,995	2,994	2,971	2,972	2,989	2,979	2,994	2,980
^{iv}Al	0,000	0,013	0,009	0,035	0,026	0,013	0,022	0,000	0,032	0,056	0,028	0,030	0,005	0,006	0,029	0,028	0,011	0,021	0,006	0,020
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,003*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,913	1,913	1,889	1,884	1,909	1,903	1,926	1,901	1,903	1,898	1,900	1,912	1,909	1,908	1,914	1,913	1,917	1,892	1,899	1,921
Ti	0,027	0,027	0,028	0,028	0,027	0,028	0,026	0,026	0,027	0,027	0,027	0,026	0,026	0,026	0,028	0,027	0,028	0,028	0,029	0,028
Cr	0,030	0,030	0,028	0,028	0,027	0,028	0,024	0,023	0,020	0,024	0,026	0,022	0,021	0,025	0,026	0,020	0,027	0,025	0,027	0,027
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,004	0,005	0,004	0,004	0,000	0,000	0,005	0,004	0,004	0,004	0,003	0,000	0,005	0,004	0,000	0,004	0,001	0,000
V^{3+}	0,023	0,023	0,023	0,022	0,022	0,022	0,021	0,021	0,020	0,020	0,021	0,020	0,020	0,021	0,021	0,021	0,022	0,021	0,022	0,022
	1,994	*1,993*	*1,973*	*1,967*	*1,990*	*1,984*	*1,997*	*1,971*	*1,974*	*1,974*	*1,978*	*1,984*	*1,979*	*1,980*	*1,994*	*1,985*	*1,994*	*1,972*	*1,978*	*1,998*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004	0,000	0,000	0,004	0,000	0,003	0,004
Mn	0,057	0,056	0,056	0,056	0,056	0,056	0,057	0,057	0,058	0,057	0,057	0,057	0,057	0,057	0,057	0,057	0,056	0,057	0,057	0,056
Mg	0,065	0,065	0,066	0,066	0,066	0,066	0,065	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,066	0,065	0,065	0,065	0,066	0,065	0,066	0,067
Ca	2,870	2,877	2,908	2,931	2,893	2,894	2,876	2,897	2,917	2,930	2,910	2,903	2,897	2,893	2,888	2,901	2,875	2,916	2,897	2,873
	2,996	*3,003*	*3,030*	*3,053*	*3,015*	*3,016*	*3,002*	*3,024*	*3,041*	*3,054*	*3,033*	*3,025*	*3,021*	*3,020*	*3,010*	*3,023*	*3,000*	*3,038*	*3,022*	*3,000*
Total	7,990	7,996	8,004	8,020	8,005	8,001	7,999	7,998	8,015	8,027	8,011	8,010	8,000	8,000	8,004	8,008	7,994	8,010	8,000	7,997
Pyrope	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,1	2,2	2,2	2,2	2,2
Almandin	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1
Spessartine	1,9	1,9	1,8	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9
Andradite	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,0	0,2	0,2	0,0	0,2	0,1	0,0
Uvarovite	1,5	1,5	1,4	1,4	1,3	1,4	1,2	1,1	1,0	1,2	1,3	1,1	1,0	1,3	1,3	1,0	1,4	1,3	1,4	1,3
Goldmanite	1,2	1,2	1,2	1,1	1,1	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,0	1,0	1,1	1,1	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1
Grossulaire	93,1	93,1	93,1	93,2	93,3	93,2	93,6	93,6	93,7	93,5	93,4	93,6	93,7	93,4	93,3	93,7	93,3	93,4	93,3	93,3
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-109 : Composition chimique des tsavorites de Baraka

GISEMENT	TSAVOLITE																			
Echantillon	TSAVOL-1-4/8																			
SiO_2	39,70	39,70	39,35	39,77	39,15	39,21	39,41	39,66	39,21	39,33	39,45	39,36	39,65	39,35	39,69	39,57	39,02	39,12	39,22	39,33
TiO_2	0,40	0,41	0,41	0,42	0,41	0,43	0,42	0,41	0,41	0,43	0,40	0,41	0,36	0,41	0,43	0,43	0,41	0,43	0,40	0,42
Al_2O_3	20,95	21,20	21,06	21,12	21,48	21,21	21,09	20,95	21,20	21,49	20,91	21,22	21,12	21,38	21,15	21,15	22,08	21,53	21,24	21,34
Cr_2O_3	0,55	0,52	0,49	0,37	0,45	0,41	0,51	0,47	0,52	0,45	0,54	0,45	0,48	0,45	0,42	0,37	0,39	0,38	0,52	0,41
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	2,09	2,02	1,96	1,65	1,87	1,79	2,07	1,88	2,05	1,97	2,09	1,91	1,89	1,86	1,85	1,67	1,69	1,71	2,01	1,78
FeO*	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06
MnO	1,23	1,24	1,22	1,22	1,21	1,22	1,23	1,23	1,23	1,25	1,24	1,21	1,23	1,20	1,24	1,22	1,24	1,21	1,24	1,26
MgO	0,61	0,63	0,63	0,63	0,63	0,62	0,64	0,63	0,64	0,65	0,63	0,63	0,61	0,63	0,64	0,64	0,67	0,64	0,63	0,64
CaO	34,84	34,81	34,25	34,37	34,55	34,15	34,51	33,99	34,29	34,54	34,60	34,63	34,17	34,55	34,50	34,31	34,39	33,87	34,92	34,79
Total	100,43	100,58	99,42	99,61	99,80	99,11	99,93	99,28	99,62	100,17	99,93	99,89	99,57	99,91	100,00	99,41	99,96	98,95	100,24	100,03
Si	2,986	2,980	2,985	3,006	2,960	2,982	2,977	3,008	2,971	2,963	2,982	2,974	3,000	2,971	2,992	2,997	2,942	2,976	2,958	2,969
^{iv}Al	0,014	0,020	0,015	0,000	0,040	0,018	0,023	0,000	0,029	0,037	0,018	0,026	0,000	0,029	0,008	0,003	0,058	0,024	0,042	0,031
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,006*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,008*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,843	1,856	1,868	1,881	1,874	1,883	1,855	1,872	1,863	1,871	1,845	1,864	1,882	1,873	1,871	1,885	1,905	1,906	1,847	1,867
Ti	0,022	0,023	0,023	0,024	0,023	0,025	0,024	0,024	0,024	0,024	0,023	0,023	0,020	0,024	0,025	0,024	0,023	0,025	0,023	0,024
Cr	0,033	0,031	0,029	0,022	0,027	0,025	0,030	0,028	0,031	0,027	0,032	0,027	0,029	0,027	0,025	0,022	0,023	0,023	0,031	0,024
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,126	0,122	0,119	0,100	0,113	0,109	0,126	0,114	0,125	0,119	0,127	0,116	0,115	0,113	0,112	0,101	0,102	0,104	0,121	0,108
	2,025	*2,031*	*2,039*	*2,027*	*2,037*	*2,041*	*2,034*	*2,038*	*2,043*	*2,041*	*2,027*	*2,030*	*2,046*	*2,037*	*2,033*	*2,033*	*2,054*	*2,057*	*2,022*	*2,023*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,078	0,079	0,079	0,078	0,078	0,079	0,078	0,079	0,079	0,080	0,079	0,077	0,079	0,077	0,079	0,078	0,079	0,078	0,079	0,080
Mg	0,069	0,070	0,071	0,070	0,071	0,071	0,072	0,071	0,072	0,073	0,071	0,071	0,068	0,071	0,072	0,072	0,075	0,073	0,071	0,072
Ca	2,808	2,799	2,784	2,783	2,799	2,782	2,793	2,761	2,783	2,788	2,802	2,804	2,769	2,795	2,787	2,785	2,779	2,760	2,822	2,813
	2,959	*2,952*	*2,937*	*2,935*	*2,952*	*2,935*	*2,948*	*2,916*	*2,939*	*2,945*	*2,957*	*2,956*	*2,921*	*2,947*	*2,942*	*2,939*	*2,937*	*2,915*	*2,977*	*2,970*
Total	7,983	7,983	7,976	7,969	7,990	7,976	7,982	7,961	7,982	7,986	7,984	7,986	7,967	7,984	7,975	7,972	7,990	7,972	7,998	7,992
Pyrope	2,3	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,5	2,5	2,4	2,4	2,3	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5	2,4	2,4
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	2,6	2,7	2,7	2,7	2,6	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,6	2,7	2,6	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	1,6	1,5	1,4	1,1	1,3	1,2	1,5	1,4	1,5	1,3	1,6	1,3	1,4	1,3	1,2	1,1	1,1	1,1	1,5	1,2
Goldmanite	6,2	6,0	5,8	4,9	5,6	5,3	6,2	5,6	6,1	5,8	6,2	5,7	5,6	5,5	5,5	5,0	5,0	5,1	6,0	5,3
Grossulaire	87,0	87,3	87,5	88,8	87,9	88,2	87,1	87,7	87,1	87,5	86,9	87,8	87,8	88,0	88,0	88,7	88,5	88,5	87,3	88,2
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-110 : Composition chimique des tsavorites de Tsavolite

GISEMENT	TSAVOLITE																			
Echantillon	TSAVOL-1-5/6																			
SiO_2	39,81	39,09	39,18	39,03	39,05	39,12	39,09	38,79	39,03	39,02	38,92	39,47	39,26	39,05	39,11	39,02	39,02	38,82	38,84	39,29
TiO_2	0,44	0,43	0,43	0,42	0,44	0,45	0,44	0,44	0,44	0,36	0,43	0,43	0,44	0,43	0,44	0,43	0,42	0,42	0,42	0,42
Al_2O_3	20,94	21,40	20,88	21,32	21,32	21,25	21,19	21,53	21,14	20,97	21,40	21,33	21,36	21,02	21,13	21,02	20,70	20,91	21,03	21,00
Cr_2O_3	0,46	0,46	0,41	0,45	0,42	0,40	0,40	0,41	0,46	0,56	0,38	0,43	0,40	0,41	0,42	0,44	0,45	0,42	0,42	0,43
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	2,01	2,00	1,85	1,94	1,83	1,77	1,76	1,82	1,96	2,04	1,73	1,87	1,77	1,82	1,86	1,86	1,94	1,84	1,83	1,86
FeO*	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06
MnO	1,22	1,23	1,22	1,24	1,23	1,21	1,22	1,21	1,23	1,24	1,23	1,24	1,22	1,22	1,21	1,23	1,22	1,23	1,22	1,23
MgO	0,64	0,64	0,65	0,65	0,64	0,63	0,64	0,66	0,64	0,61	0,66	0,64	0,64	0,64	0,64	0,65	0,65	0,64	0,64	0,64
CaO	34,12	34,47	34,13	33,69	34,12	34,56	34,10	34,05	34,08	34,63	34,46	34,31	33,69	34,40	33,70	33,76	33,99	33,82	33,61	33,88
Total	99,71	99,79	98,82	98,81	99,09	99,44	98,92	98,98	99,04	99,49	99,29	99,78	98,84	99,06	98,57	98,45	98,46	98,16	98,08	98,82
Si	3,007	2,958	2,990	2,975	2,971	2,969	2,979	2,955	2,973	2,965	2,959	2,981	2,988	2,975	2,987	2,986	2,990	2,982	2,983	2,995
^{iv}Al	0,000	0,042	0,010	0,025	0,029	0,031	0,021	0,045	0,027	0,035	0,041	0,019	0,012	0,025	0,013	0,014	0,010	0,018	0,017	0,005
	3,007	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,864	1,866	1,868	1,890	1,882	1,869	1,882	1,888	1,870	1,844	1,876	1,880	1,904	1,863	1,889	1,881	1,859	1,875	1,887	1,881
Ti	0,025	0,024	0,025	0,024	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,020	0,025	0,024	0,025	0,025	0,025	0,025	0,024	0,024	0,024	0,024
Cr	0,028	0,028	0,025	0,027	0,025	0,024	0,024	0,024	0,028	0,033	0,023	0,026	0,024	0,025	0,026	0,026	0,027	0,026	0,025	0,026
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,122	0,121	0,113	0,118	0,111	0,108	0,108	0,111	0,120	0,124	0,105	0,113	0,108	0,111	0,114	0,114	0,119	0,113	0,113	0,114
	2,038	*2,040*	*2,030*	*2,060*	*2,043*	*2,026*	*2,039*	*2,049*	*2,043*	*2,023*	*2,029*	*2,043*	*2,061*	*2,023*	*2,054*	*2,047*	*2,030*	*2,038*	*2,050*	*2,045*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,078	0,079	0,079	0,080	0,079	0,078	0,079	0,078	0,079	0,080	0,079	0,080	0,079	0,079	0,078	0,080	0,079	0,080	0,079	0,079
Mg	0,072	0,072	0,074	0,074	0,072	0,071	0,073	0,074	0,073	0,069	0,075	0,072	0,073	0,073	0,073	0,074	0,074	0,073	0,073	0,073
Ca	2,761	2,794	2,790	2,752	2,781	2,810	2,784	2,779	2,781	2,820	2,807	2,776	2,747	2,809	2,758	2,767	2,790	2,783	2,765	2,767
	2,916	*2,949*	*2,947*	*2,910*	*2,937*	*2,963*	*2,939*	*2,936*	*2,937*	*2,973*	*2,965*	*2,932*	*2,903*	*2,965*	*2,913*	*2,925*	*2,948*	*2,940*	*2,922*	*2,923*
Total	7,961	7,989	7,978	7,970	7,980	7,990	7,978	7,985	7,980	7,996	7,994	7,976	7,963	7,988	7,967	7,971	7,978	7,978	7,971	7,968
Pyrope	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,4	2,5	2,5	2,5	2,3	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	2,7	2,7	2,7	2,8	2,7	2,6	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	1,4	1,4	1,2	1,3	1,2	1,2	1,2	1,2	1,4	1,7	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3	1,2	1,3
Goldmanite	6,0	5,9	5,6	5,7	5,4	5,3	5,3	5,4	5,9	6,2	5,2	5,5	5,2	5,5	5,5	5,6	5,9	5,6	5,5	5,6
Grossulaire	87,4	87,4	87,9	87,5	88,0	88,3	88,2	88,0	87,5	87,0	88,3	87,9	88,2	88,0	87,9	87,8	87,4	87,9	87,9	87,8
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-111 : Composition chimique des tsavorites de Tsavolite

GISEMENT	DICKHAM																		
Echantillon	DICK2-A																		
SiO_2	40,06	39,59	39,69	39,50	39,20	39,27	39,20	39,26	39,85	40,43	40,24	39,76	39,84	39,23	39,26	39,80	39,35	39,69	39,67
TiO_2	0,45	0,44	0,43	0,44	0,48	0,48	0,48	0,46	0,46	0,48	0,49	0,49	0,49	0,49	0,46	0,44	0,44	0,43	0,41
Al_2O_3	21,35	21,55	21,51	20,97	21,37	21,43	21,31	21,40	21,53	21,46	21,16	21,57	21,01	21,26	21,33	21,58	21,48	20,85	21,41
Cr_2O_3	1,43	1,45	1,48	1,47	1,41	1,40	1,45	1,37	1,41	1,42	1,43	1,44	1,41	1,41	1,45	1,42	1,37	1,37	1,42
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	0,31	0,31	0,31	0,30	0,30	0,30	0,30	0,29	0,29	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30
FeO*	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06
MnO	0,27	0,27	0,27	0,27	0,28	0,28	0,27	0,26	0,26	0,27	0,28	0,28	0,28	0,28	0,27	0,28	0,27	0,27	0,27
MgO	0,57	0,57	0,55	0,58	0,59	0,59	0,58	0,57	0,56	0,56	0,58	0,58	0,59	0,59	0,58	0,56	0,57	0,57	0,57
CaO	36,15	35,97	35,28	35,75	35,31	35,17	35,40	35,53	35,60	35,41	35,69	35,39	35,49	35,20	35,25	35,41	35,01	34,61	34,53
Total	100,65	100,21	99,57	99,34	98,99	98,98	99,04	99,19	100,02	100,39	100,24	99,86	99,47	98,82	98,96	99,86	98,85	98,16	98,64
Si	2,996	2,974	2,994	2,994	2,979	2,982	2,978	2,978	2,994	3,021	3,016	2,991	3,011	2,986	2,983	2,994	2,990	3,032	3,014
^{iv}Al	0,004	0,026	0,006	0,006	0,021	0,018	0,022	0,022	0,006	0,000	0,000	0,009	0,000	0,014	0,017	0,006	0,010	0,000	0,000
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,021*	*3,016*	*3,000*	*3,011*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,032*	*3,014*
^{vi}Al	1,878	1,883	1,907	1,868	1,892	1,900	1,887	1,891	1,900	1,890	1,870	1,903	1,871	1,892	1,894	1,907	1,913	1,877	1,916
Ti	0,025	0,025	0,025	0,025	0,027	0,028	0,027	0,026	0,026	0,027	0,028	0,028	0,028	0,028	0,026	0,025	0,025	0,025	0,024
Cr	0,085	0,086	0,088	0,088	0,085	0,084	0,087	0,082	0,084	0,084	0,085	0,085	0,084	0,085	0,087	0,084	0,082	0,083	0,085
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,018	0,019	0,019	0,018	0,018	0,018	0,018	0,017	0,017	0,018	0,018	0,018	0,018	0,018	0,018	0,018	0,018	0,018	0,018
	2,006	*2,013*	*2,038*	*2,000*	*2,022*	*2,030*	*2,019*	*2,017*	*2,027*	*2,018*	*2,000*	*2,034*	*2,002*	*2,023*	*2,025*	*2,034*	*2,038*	*2,003*	*2,043*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,017	0,017	0,017	0,017	0,018	0,018	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,018	0,018	0,018	0,017	0,018	0,017	0,017	0,017
Mg	0,064	0,064	0,062	0,065	0,067	0,067	0,066	0,064	0,063	0,063	0,065	0,065	0,066	0,067	0,065	0,063	0,064	0,065	0,065
Ca	2,896	2,896	2,851	2,904	2,875	2,862	2,882	2,888	2,866	2,834	2,866	2,852	2,873	2,870	2,870	2,854	2,850	2,832	2,810
	2,981	*2,981*	*2,934*	*2,990*	*2,963*	*2,951*	*2,969*	*2,973*	*2,949*	*2,918*	*2,953*	*2,939*	*2,962*	*2,958*	*2,957*	*2,939*	*2,936*	*2,919*	*2,896*
Total	7,987	7,994	7,972	7,990	7,986	7,980	7,988	7,989	7,976	7,957	7,970	7,973	7,974	7,981	7,982	7,973	7,974	7,954	7,953
Pyrope	2,1	2,2	2,1	2,2	2,3	2,3	2,2	2,2	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,3	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	4,2	4,3	4,3	4,4	4,2	4,1	4,3	4,1	4,1	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,3	4,1	4,0	4,1	4,2
Goldmanite	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
Grossulaire	92,0	91,9	91,9	91,8	91,9	92,0	91,9	92,2	92,2	92,1	91,9	92,0	91,9	91,9	91,9	92,1	92,1	92,0	92,0
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-112 : Composition chimique des tsavorites de Dickham

GISEMENT	DICKHAM																		
Echantillon	DICK2-B																		
SiO_2	39,90	39,72	39,70	39,85	39,93	40,13	39,17	39,92	39,91	40,59	40,03	39,94	40,15	39,98	40,29	40,33	40,26	40,14	40,31
TiO_2	0,42	0,41	0,42	0,42	0,42	0,42	0,43	0,42	0,39	0,43	0,43	0,43	0,43	0,42	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43
Al_2O_3	21,90	21,63	21,72	21,63	21,79	21,95	22,69	21,91	22,02	21,86	21,96	21,63	22,17	21,95	22,10	21,75	21,89	22,10	21,68
Cr_2O_3	0,99	0,97	0,97	1,00	0,98	0,97	0,98	0,99	1,02	1,00	0,99	0,98	0,99	0,97	0,98	0,99	0,99	1,00	0,98
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	0,19	0,19	0,19	0,21	0,20	0,20	0,21	0,21	0,21	0,20	0,20	0,20	0,19	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
FeO*	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
MnO	0,30	0,29	0,29	0,31	0,29	0,29	0,29	0,30	0,28	0,29	0,29	0,30	0,29	0,28	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29
MgO	0,56	0,55	0,55	0,57	0,55	0,55	0,55	0,55	0,54	0,55	0,56	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55
CaO	35,23	35,42	35,23	35,58	34,92	34,89	34,66	34,97	35,29	35,91	35,47	35,96	36,42	36,06	35,93	35,93	35,90	36,59	36,17
Total	99,56	99,25	99,13	99,65	99,17	99,48	99,03	99,34	99,72	100,91	100,01	100,05	101,26	100,49	100,84	100,55	100,58	101,36	100,69
Si	3,003	3,003	3,002	3,002	3,014	3,017	2,961	3,008	2,999	3,016	3,001	2,999	2,980	2,989	2,997	3,010	3,003	2,978	3,007
^{iv}Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,039	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,020	0,011	0,003	0,000	0,000	0,022	0,000
	3,003	*3,003*	*3,002*	*3,002*	*3,014*	*3,017*	*3,000*	*3,008*	*3,000*	*3,016*	*3,001*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,010*	*3,003*	*3,000*	*3,007*
^{vi}Al	1,942	1,927	1,936	1,920	1,938	1,945	1,982	1,946	1,949	1,914	1,940	1,913	1,919	1,922	1,934	1,913	1,925	1,910	1,906
Ti	0,024	0,023	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,022	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024
Cr	0,059	0,058	0,058	0,060	0,059	0,058	0,058	0,059	0,061	0,059	0,059	0,058	0,058	0,057	0,058	0,058	0,058	0,058	0,058
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,012	0,012	0,012	0,013	0,012	0,012	0,012	0,013	0,013	0,012	0,012	0,012	0,011	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012
	2,036	*2,020*	*2,029*	*2,016*	*2,033*	*2,039*	*2,077*	*2,041*	*2,044*	*2,009*	*2,035*	*2,007*	*2,012*	*2,015*	*2,028*	*2,008*	*2,019*	*2,004*	*2,000*
Fe^{2+}	0,005	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004
Mn	0,019	0,018	0,019	0,020	0,019	0,018	0,018	0,019	0,018	0,019	0,019	0,019	0,018	0,018	0,018	0,019	0,018	0,018	0,018
Mg	0,062	0,062	0,062	0,064	0,062	0,062	0,062	0,062	0,060	0,061	0,062	0,062	0,061	0,061	0,061	0,061	0,061	0,061	0,061
Ca	2,841	2,869	2,855	2,871	2,824	2,811	2,807	2,824	2,841	2,859	2,848	2,892	2,896	2,888	2,864	2,873	2,869	2,909	2,890
	2,927	*2,953*	*2,940*	*2,960*	*2,910*	*2,895*	*2,891*	*2,909*	*2,923*	*2,943*	*2,934*	*2,978*	*2,980*	*2,971*	*2,947*	*2,957*	*2,954*	*2,992*	*2,975*
Total	7,967	7,976	7,971	7,978	7,957	7,952	7,969	7,959	7,967	7,968	7,970	7,985	7,992	7,986	7,975	7,974	7,976	7,997	7,981
Pyrope	2,1	2,1	2,1	2,2	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,0	2,1	2,1	2,1	2,1	2,0	2,1
Almandin	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2
Spessartine	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	2,9	2,9	2,9	3,0	2,9	2,8	2,8	2,9	3,0	2,9	2,9	2,9	2,9	2,8	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9
Goldmanite	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Grossulaire	93,6	93,7	93,7	93,4	93,6	93,7	93,7	93,6	93,6	93,6	93,6	93,6	93,8	93,7	93,7	93,6	93,7	93,7	93,7
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-113 : Composition chimique des tsavorites de Dickham

GISEMENT	AQUA																									
Echantillon	AQUA1-A									AQUA1-B											AQUA1-C					
SiO_2	38,96	38,84	39,13	39,20	39,92	39,52	39,10	39,53	39,65	39,32	39,30	39,42	39,18	39,75	39,42	39,11	39,08	39,39	39,20	39,27	39,11	39,28	38,97	39,75
TiO_2	0,43	0,43	0,45	0,46	0,45	0,47	0,47	0,45	0,44	0,42	0,42	0,42	0,42	0,44	0,43	0,42	0,43	0,43	0,43	0,42	0,41	0,41	0,41	0,41
Al_2O_3	21,45	21,07	21,06	21,42	21,11	21,51	21,77	21,60	21,18	20,71	21,08	21,30	21,14	21,10	21,33	20,98	20,85	20,85	21,06	21,57	21,13	21,01	21,00	20,76
Cr_2O_3	0,43	0,36	0,34	0,34	0,39	0,34	0,34	0,34	0,35	0,49	0,49	0,46	0,43	0,39	0,40	0,43	0,43	0,44	0,46	0,40	0,42	0,42	0,44	0,44
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	1,79	1,62	1,51	1,47	1,75	1,49	1,47	1,54	1,68	2,14	2,10	1,94	1,89	1,77	1,78	1,85	1,86	1,91	2,00	1,77	1,81	1,85	1,92	1,96
FeO*	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06
MnO	1,27	1,24	1,24	1,22	1,24	1,24	1,23	1,24	1,24	1,23	1,22	1,21	1,21	1,20	1,20	1,21	1,21	1,21	1,21	1,21	1,22	1,21	1,23	1,22
MgO	0,68	0,65	0,64	0,64	0,63	0,64	0,64	0,65	0,65	0,66	0,66	0,65	0,66	0,65	0,64	0,66	0,66	0,66	0,66	0,67	0,66	0,65	0,65	0,65
CaO	34,07	33,59	33,94	34,10	34,64	34,49	34,36	34,55	34,87	34,99	34,89	34,40	34,56	34,67	34,56	34,39	33,94	34,22	34,45	34,42	34,10	33,67	34,29	34,22
Total	99,12	97,86	98,37	98,93	100,19	99,76	99,44	99,94	100,12	100,02	100,22	99,86	99,56	100,04	99,82	99,11	98,53	99,16	99,53	99,79	98,92	98,57	98,96	99,46
Si	2,963	2,988	2,995	2,982	3,002	2,983	2,962	2,979	2,987	2,975	2,965	2,977	2,971	2,995	2,978	2,978	2,990	2,995	2,974	2,966	2,981	2,999	2,973	3,011
^{iv}Al	0,037	0,012	0,005	0,018	0,000	0,017	0,038	0,021	0,013	0,025	0,035	0,023	0,029	0,005	0,022	0,022	0,010	0,005	0,026	0,034	0,019	0,001	0,027	0,000
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,002*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,011*
^{vi}Al	1,886	1,898	1,894	1,903	1,871	1,897	1,905	1,897	1,868	1,821	1,840	1,872	1,860	1,869	1,877	1,861	1,870	1,863	1,856	1,887	1,878	1,890	1,861	1,853
Ti	0,025	0,025	0,026	0,027	0,025	0,026	0,027	0,025	0,025	0,024	0,024	0,024	0,024	0,025	0,024	0,024	0,025	0,025	0,024	0,024	0,023	0,024	0,023	0,023
Cr	0,026	0,022	0,021	0,021	0,023	0,021	0,020	0,020	0,021	0,029	0,029	0,027	0,026	0,023	0,024	0,026	0,026	0,027	0,028	0,024	0,025	0,026	0,026	0,026
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,109	0,100	0,093	0,090	0,105	0,090	0,090	0,093	0,102	0,130	0,127	0,118	0,115	0,107	0,108	0,113	0,114	0,116	0,122	0,107	0,111	0,113	0,117	0,119
	2,045	*2,044*	*2,033*	*2,040*	*2,025*	*2,034*	*2,042*	*2,035*	*2,016*	*2,004*	*2,020*	*2,041*	*2,025*	*2,025*	*2,033*	*2,024*	*2,035*	*2,031*	*2,030*	*2,041*	*2,037*	*2,052*	*2,028*	*2,022*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,082	0,081	0,080	0,079	0,079	0,079	0,079	0,079	0,079	0,079	0,078	0,078	0,078	0,077	0,077	0,078	0,078	0,078	0,078	0,078	0,079	0,078	0,079	0,078
Mg	0,077	0,075	0,073	0,073	0,071	0,072	0,072	0,072	0,073	0,075	0,074	0,073	0,075	0,073	0,072	0,075	0,075	0,075	0,075	0,076	0,075	0,074	0,073	0,073
Ca	2,776	2,768	2,783	2,780	2,791	2,789	2,788	2,789	2,814	2,836	2,820	2,784	2,808	2,799	2,797	2,806	2,782	2,788	2,799	2,785	2,784	2,754	2,803	2,777
	2,938	*2,927*	*2,941*	*2,936*	*2,945*	*2,945*	*2,943*	*2,945*	*2,970*	*2,994*	*2,976*	*2,939*	*2,965*	*2,953*	*2,950*	*2,963*	*2,940*	*2,944*	*2,956*	*2,943*	*2,942*	*2,911*	*2,960*	*2,933*
Total	7,983	7,972	7,973	7,976	7,973	7,978	7,985	7,980	7,986	7,999	7,996	7,979	7,990	7,978	7,983	7,987	7,975	7,975	7,986	7,984	7,979	7,963	7,988	7,966
Pyrope	2,6	2,6	2,5	2,5	2,4	2,5	2,4	2,5	2,4	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,4	2,5	2,6	2,5	2,5	2,6	2,5	2,6	2,5	2,5
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	2,8	2,8	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,7	2,6	2,6	2,6	2,7	2,7	2,7	2,7
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	1,2	1,1	1,0	1,0	1,2	1,0	1,0	1,0	1,0	1,5	1,4	1,3	1,3	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3	1,4	1,2	1,2	1,2	1,3	1,3
Goldmanite	5,3	4,9	4,6	4,4	5,2	4,4	4,4	4,6	5,0	6,5	6,3	5,8	5,7	5,3	5,3	5,6	5,6	5,7	6,0	5,3	5,4	5,5	5,8	5,9
Grossulaire	87,9	88,6	89,1	89,3	88,4	89,3	89,4	89,2	88,7	86,8	87,0	87,6	87,8	88,3	88,4	87,8	87,7	87,6	87,3	88,2	88,0	87,8	87,6	87,5
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-114 : Composition chimique des tsavorites d'Aqua

GISEMENT	NADAN1					NADAN2				
Echantillon	Nadan1					Nadan2				
SiO_2	40,29	39,71	39,96	39,48	39,74	39,89	39,86	39,71	39,76	39,23
TiO_2	0,46	0,46	0,45	0,42	0,44	0,45	0,46	0,45	0,45	0,45
Al_2O_3	21,64	21,93	21,68	22,54	22,01	21,87	21,75	22,03	22,33	22,24
Cr_2O_3	0,54	0,53	0,55	0,57	0,58	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10
Fe_2O_3*	0,00	0,09	0,02	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07
V_2O_3	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,82	0,82	0,81	0,80	0,80
FeO*	0,08	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,40	0,40	0,39	0,41	0,39	0,50	0,49	0,49	0,50	0,49
MgO	0,54	0,54	0,55	0,57	0,54	0,60	0,59	0,60	0,60	0,64
CaO	36,41	36,83	36,48	36,87	36,96	36,52	36,88	36,88	36,59	36,54
Total	100,48	100,61	100,29	101,09	100,87	100,84	101,02	101,15	101,20	100,54
Si	3,012	2,972	2,996	2,941	2,967	2,978	2,973	2,959	2,957	2,940
^{iv}Al	0,000	0,028	0,004	0,059	0,033	0,022	0,027	0,041	0,043	0,060
	3,012	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,906	1,905	1,912	1,920	1,904	1,902	1,886	1,893	1,914	1,904
Ti	0,026	0,026	0,025	0,024	0,025	0,025	0,026	0,025	0,025	0,025
Cr	0,032	0,031	0,033	0,034	0,034	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006
Fe^{3+}	0,000	0,005	0,001	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
V^{3+}	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008	0,049	0,049	0,048	0,048	0,048
	1,972	*1,976*	*1,979*	*1,990*	*1,976*	*1,986*	*1,971*	*1,977*	*1,997*	*1,988*
Fe^{2+}	0,005	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,025	0,025	0,025	0,026	0,024	0,032	0,031	0,031	0,031	0,031
Mg	0,060	0,060	0,062	0,064	0,060	0,067	0,066	0,067	0,067	0,071
Ca	2,916	2,953	2,930	2,943	2,957	2,920	2,948	2,944	2,916	2,934
	3,006	*3,038*	*3,021*	*3,032*	*3,041*	*3,019*	*3,044*	*3,042*	*3,014*	*3,036*
Total	7,989	8,013	8,000	8,022	8,016	8,005	8,015	8,019	8,011	8,023
Pyrope	2,0	2,0	2,0	2,1	2,0	2,2	2,2	2,2	2,2	2,3
Almandin	0,2	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	0,8	0,8	0,8	0,9	0,8	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0
Andradite	0,0	0,3	0,1	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Uvarovite	1,6	1,6	1,7	1,7	1,7	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Goldmanite	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	2,5	2,5	2,4	2,4	2,4
Grossulaire	95,0	95,0	94,9	94,7	94,9	93,7	93,8	93,8	93,8	93,7
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-115 : Composition chimique des tsavorites de Nadan1 et de Nadan2

MADAGASCAR

Gogogogo *p.57-61*
Behara *p.62-68*

GISEMENT	GOGOGOGO																			
Echantillon	GO1-3/4																			
SiO_2	39,01	38,60	38,69	38,26	37,52	42,27	36,99	37,84	38,09	38,41	39,18	38,28	38,49	38,10	38,38	38,48	38,57	38,96	38,84	39,36
TiO_2	0,40	0,40	0,41	0,40	0,41	0,30	0,40	0,40	0,40	0,40	0,41	0,39	0,40	0,41	0,41	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40
Al_2O_3	19,80	19,52	19,92	19,71	19,62	17,49	19,78	19,83	19,69	19,61	19,53	19,56	19,54	19,54	19,85	19,83	19,61	19,63	19,98	20,74
Cr_2O_3	0,61	0,56	0,54	0,52	0,50	0,53	0,45	0,44	0,44	0,44	0,47	0,47	0,47	0,47	0,46	0,46	0,45	0,48	0,44	0,43
Fe_2O_3*	0,07	0,08	0,07	0,08	0,08	0,00	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
V_2O_3	3,73	3,46	3,30	3,19	3,10	2,72	2,86	2,81	2,77	2,70	2,97	2,92	2,97	2,94	2,92	2,90	2,88	3,04	2,87	2,87
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	1,11	1,11	1,11	1,11	1,10	1,09	1,15	1,15	1,15	1,14	1,10	1,11	1,10	1,12	1,13	1,14	1,14	1,15	1,16	1,17
MgO	0,68	0,69	0,69	0,68	0,68	0,70	0,68	0,68	0,69	0,67	0,68	0,68	0,68	0,68	0,69	0,69	0,69	0,69	0,70	0,70
CaO	35,80	35,19	35,35	34,49	34,77	29,98	35,08	34,94	34,76	34,48	35,10	34,84	34,93	35,13	35,14	35,04	35,16	35,20	35,18	35,89
Total	101,21	99,62	100,08	98,43	97,76	95,15	97,47	98,15	98,06	97,93	99,51	98,33	98,65	98,45	99,04	99,02	98,96	99,62	99,64	101,61
Si	2,940	2,952	2,944	2,954	2,925	3,295	2,898	2,935	2,954	2,976	2,990	2,960	2,966	2,948	2,948	2,955	2,964	2,973	2,961	2,943
^{iv}Al	0,060	0,048	0,056	0,046	0,075	0,000	0,102	0,065	0,046	0,024	0,010	0,040	0,034	0,052	0,052	0,045	0,036	0,027	0,039	0,057
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,295*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,699	1,711	1,730	1,748	1,727	1,606	1,724	1,747	1,753	1,767	1,746	1,744	1,741	1,729	1,745	1,750	1,740	1,739	1,757	1,770
Ti	0,023	0,023	0,023	0,023	0,024	0,018	0,024	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023	0,024	0,024	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023
Cr	0,036	0,034	0,032	0,032	0,031	0,033	0,028	0,027	0,027	0,027	0,028	0,029	0,029	0,029	0,028	0,028	0,028	0,029	0,026	0,025
Fe^{3+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
V^{3+}	0,226	0,212	0,201	0,197	0,194	0,170	0,179	0,174	0,172	0,168	0,182	0,181	0,184	0,182	0,180	0,178	0,177	0,186	0,176	0,172
	1,988	*1,985*	*1,991*	*2,005*	*1,980*	*1,827*	*1,959*	*1,976*	*1,980*	*1,990*	*1,984*	*1,980*	*1,981*	*1,968*	*1,980*	*1,983*	*1,972*	*1,981*	*1,986*	*1,994*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,071	0,072	0,071	0,073	0,072	0,072	0,077	0,076	0,075	0,075	0,071	0,073	0,072	0,073	0,074	0,074	0,074	0,074	0,075	0,074
Mg	0,076	0,079	0,078	0,078	0,079	0,082	0,079	0,078	0,080	0,078	0,077	0,078	0,078	0,079	0,079	0,079	0,079	0,078	0,080	0,078
Ca	2,891	2,884	2,882	2,854	2,904	2,504	2,944	2,903	2,887	2,863	2,870	2,887	2,884	2,911	2,892	2,883	2,895	2,878	2,874	2,875
	3,037	*3,035*	*3,031*	*3,004*	*3,055*	*2,662*	*3,100*	*3,057*	*3,042*	*3,015*	*3,018*	*3,038*	*3,033*	*3,063*	*3,045*	*3,036*	*3,048*	*3,031*	*3,029*	*3,027*
Total	8,025	8,020	8,021	8,009	8,035	7,783	8,060	8,033	8,022	8,005	8,002	8,018	8,014	8,031	8,024	8,019	8,020	8,011	8,015	8,020
Pyrope	2,5	2,6	2,6	2,6	2,6	3,1	2,6	2,6	2,6	2,6	2,5	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	2,3	2,4	2,3	2,4	2,4	2,7	2,5	2,5	2,5	2,5	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,5	2,5	2,4
Andradite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Uvarovite	1,8	1,7	1,6	1,6	1,6	1,8	1,4	1,4	1,4	1,3	1,4	1,4	1,5	1,5	1,4	1,4	1,4	1,5	1,3	1,3
Goldmanite	11,3	10,7	10,1	9,8	9,8	9,3	9,2	8,8	8,7	8,4	9,2	9,1	9,3	9,3	9,1	9,0	9,0	9,4	8,8	8,6
Grossulaire	81,8	82,4	83,1	83,3	83,5	83,0	84,2	84,6	84,6	84,9	84,3	84,2	84,1	84,1	84,3	84,3	84,4	83,9	84,5	84,9
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-116 : Composition chimique des tsavorites de Gogogogo

GISEMENT	**GOGOGOGO**									
Echantillon	GO1-3/6									
SiO_2	39,14	39,07	38,77	39,02	39,54	39,69	39,20	38,52	38,36	38,70
TiO_2	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,39	0,38	0,38	0,36
Al_2O_3	20,73	20,52	20,37	20,88	21,13	20,88	20,54	20,27	20,15	20,21
Cr_2O_3	0,33	0,33	0,34	0,33	0,32	0,34	0,35	0,37	0,38	0,39
Fe_2O_3*	0,08	0,08	0,08	0,07	0,06	0,00	0,08	0,07	0,08	0,07
V_2O_3	1,99	2,02	2,03	2,03	2,02	2,09	2,14	2,19	2,23	2,29
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,99	1,00	1,00	1,00	0,99	1,01	1,01	1,02	1,03	1,04
MgO	0,66	0,66	0,67	0,68	0,67	0,68	0,68	0,67	0,67	0,67
CaO	35,64	35,40	36,01	35,40	35,81	35,50	35,82	35,71	35,05	35,17
Total	99,93	99,47	99,64	99,79	100,93	100,62	100,21	99,20	98,32	98,89
Si	2,966	2,974	2,954	2,960	2,964	2,982	2,966	2,949	2,959	2,967
^{iv}Al	0,034	0,026	0,046	0,040	0,036	0,018	0,034	0,051	0,041	0,033
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,817	1,814	1,784	1,826	1,830	1,830	1,797	1,779	1,791	1,793
Ti	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,021	0,022	0,022	0,022	0,020
Cr	0,020	0,020	0,020	0,020	0,019	0,020	0,021	0,022	0,023	0,024
Fe^{3+}	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004
V^{3+}	0,121	0,123	0,124	0,123	0,121	0,126	0,130	0,134	0,138	0,141
	1,983	*1,984*	*1,954*	*1,995*	*1,995*	*1,997*	*1,975*	*1,961*	*1,979*	*1,982*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,063	0,064	0,064	0,064	0,063	0,064	0,065	0,066	0,067	0,068
Mg	0,075	0,075	0,076	0,077	0,075	0,076	0,076	0,076	0,076	0,076
Ca	2,893	2,886	2,940	2,877	2,876	2,858	2,903	2,930	2,897	2,889
	3,032	*3,026*	*3,081*	*3,017*	*3,014*	*3,002*	*3,044*	*3,072*	*3,041*	*3,033*
Total	8,015	8,010	8,035	8,012	8,010	8,000	8,019	8,034	8,020	8,015
Pyrope	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2
Andradite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2
Uvarovite	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,2	1,2
Goldmanite	6,1	6,2	6,3	6,2	6,1	6,3	6,6	6,8	7,0	7,1
Grossulaire	88,1	87,9	87,9	87,9	88,2	87,9	87,5	87,2	86,9	86,8
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-117 : Composition chimique des tsavorites de Gogogogo

GISEMENT	GOGOGOGO																			
Echantillon	GO1-6/6-A																			
SiO_2	39,89	40,02	39,98	40,11	40,06	40,28	39,87	39,74	39,76	40,23	39,85	40,08	39,62	39,74	39,68	39,68	39,71	40,06	39,82	40,03
TiO_2	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37	0,36	0,37	0,37	0,36	0,37	0,37	0,34	0,36	0,36	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37
Al_2O_3	21,87	21,78	21,83	21,95	21,52	21,57	21,70	21,87	21,32	21,74	21,64	21,74	21,51	21,61	21,54	21,73	21,65	21,50	21,38	21,45
Cr_2O_3	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,22	0,23	0,23	0,22	0,22	0,23	0,23	0,23	0,24	0,24
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	1,44	1,43	1,44	1,46	1,43	1,44	1,44	1,44	1,44	1,42	1,37	1,39	1,39	1,39	1,40	1,41	1,43	1,44	1,48	1,51
FeO*	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07
MnO	0,82	0,83	0,82	0,82	0,82	0,83	0,83	0,83	0,82	0,84	0,74	0,76	0,78	0,79	0,80	0,82	0,82	0,84	0,84	0,86
MgO	0,66	0,66	0,66	0,64	0,66	0,65	0,66	0,65	0,66	0,66	0,64	0,64	0,63	0,65	0,65	0,66	0,66	0,65	0,66	0,66
CaO	34,37	35,15	34,28	34,81	34,65	34,89	34,42	34,66	35,03	34,71	35,43	34,70	34,75	34,92	34,94	35,10	35,06	34,17	34,94	35,03
Total	99,71	100,52	99,67	100,43	99,80	100,32	99,56	99,86	99,69	100,26	100,32	99,98	99,31	99,74	99,65	100,05	99,98	99,33	99,78	100,21
Si	3,000	2,993	3,006	2,997	3,013	3,014	3,004	2,988	3,000	3,010	2,989	3,007	2,998	2,994	2,993	2,983	2,987	3,023	3,001	3,003
^{iv}Al	0,000	0,007	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,011	0,000	0,002	0,006	0,007	0,017	0,013	0,000	0,000	0,000
	3,000	*3,000*	*3,006*	*3,000*	*3,013*	*3,014*	*3,004*	*3,000*	*3,000*	*3,010*	*3,000*	*3,007*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,023*	*3,001*	*3,003*
^{vi}Al	1,939	1,912	1,935	1,930	1,908	1,902	1,927	1,927	1,896	1,918	1,901	1,923	1,915	1,913	1,909	1,908	1,907	1,912	1,899	1,897
Ti	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,020	0,021	0,021	0,019	0,020	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021
Cr	0,014	0,013	0,014	0,014	0,014	0,013	0,014	0,014	0,014	0,013	0,013	0,013	0,014	0,013	0,013	0,013	0,014	0,014	0,014	0,014
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,087	0,086	0,087	0,087	0,086	0,086	0,087	0,087	0,087	0,085	0,082	0,084	0,084	0,084	0,085	0,085	0,086	0,087	0,089	0,091
	2,060	*2,032*	*2,056*	*2,052*	*2,028*	*2,023*	*2,048*	*2,048*	*2,018*	*2,037*	*2,017*	*2,041*	*2,033*	*2,031*	*2,027*	*2,028*	*2,027*	*2,033*	*2,023*	*2,023*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005
Mn	0,052	0,053	0,052	0,052	0,052	0,053	0,053	0,053	0,052	0,053	0,047	0,049	0,050	0,050	0,051	0,052	0,052	0,053	0,054	0,055
Mg	0,074	0,074	0,074	0,071	0,074	0,073	0,074	0,073	0,074	0,074	0,072	0,072	0,071	0,073	0,073	0,073	0,074	0,074	0,074	0,073
Ca	2,770	2,816	2,762	2,787	2,792	2,798	2,779	2,793	2,832	2,783	2,847	2,790	2,817	2,819	2,824	2,827	2,826	2,763	2,822	2,816
	2,899	*2,946*	*2,892*	*2,913*	*2,922*	*2,927*	*2,909*	*2,923*	*2,963*	*2,914*	*2,970*	*2,914*	*2,942*	*2,947*	*2,952*	*2,957*	*2,956*	*2,894*	*2,953*	*2,949*
Total	7,959	7,978	7,955	7,965	7,963	7,964	7,961	7,971	7,981	7,961	7,987	7,962	7,975	7,977	7,979	7,985	7,983	7,950	7,977	7,975
Pyrope	2,5	2,5	2,6	2,4	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,4	2,5	2,4	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
Spessartine	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,6	1,7	1,7	1,7	1,7	1,8	1,8	1,8	1,8	1,9
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
Goldmanite	4,2	4,2	4,2	4,3	4,3	4,3	4,2	4,2	4,3	4,2	4,1	4,1	4,2	4,1	4,2	4,2	4,2	4,3	4,4	4,5
Grossulaire	90,7	90,7	90,6	90,7	90,6	90,6	90,6	90,6	90,6	90,6	91,1	91,0	90,9	90,9	90,8	90,8	90,7	90,5	90,4	90,3
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-118 : Composition chimique des tsavorites de Gogogogo

GISEMENT	GOGOGOGO																			
Echantillon	GO1-6/6-B																			
SiO_2	39,79	39,86	39,44	39,83	39,91	39,85	39,90	39,96	39,76	40,08	39,61	39,63	39,65	39,76	40,27	39,86	39,53	39,69	39,75	39,74
TiO_2	0,37	0,37	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,37
Al_2O_3	21,56	22,01	21,80	22,23	22,09	22,21	21,91	21,92	21,85	22,04	21,82	21,65	21,80	21,67	21,85	21,82	21,82	21,83	21,95	22,15
Cr_2O_3	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,18
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	1,20	1,19	1,17	1,17	1,17	1,17	1,17	1,17	1,17	1,17	1,16	1,17	1,17	1,17	1,17	1,17	1,17	1,17	1,18	1,19
FeO*	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
MnO	0,74	0,73	0,74	0,73	0,73	0,72	0,71	0,70	0,70	0,70	0,62	0,65	0,65	0,68	0,67	0,69	0,70	0,72	0,71	0,74
MgO	0,63	0,63	0,64	0,65	0,65	0,65	0,64	0,64	0,64	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,64	0,64	0,64	0,64	0,64
CaO	35,06	34,56	34,91	35,02	34,96	34,84	34,70	34,73	34,76	34,73	34,64	34,82	34,45	34,95	34,41	34,86	35,13	34,69	35,17	35,20
Total	99,60	99,61	99,32	100,23	100,12	100,03	99,65	99,72	99,48	99,97	99,10	99,17	98,95	99,47	99,61	99,66	99,60	99,35	100,01	100,27
Si	3,001	2,999	2,983	2,982	2,991	2,988	3,002	3,004	2,998	3,004	2,997	2,999	3,002	3,000	3,025	3,001	2,982	2,997	2,986	2,977
^{iv}Al	0,000	0,001	0,017	0,018	0,009	0,012	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018	0,003	0,014	0,023
	3,001	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,002*	*3,004*	*3,000*	*3,004*	*3,000*	*3,000*	*3,002*	*3,000*	*3,025*	*3,001*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,917	1,951	1,927	1,944	1,942	1,950	1,943	1,942	1,939	1,947	1,942	1,931	1,946	1,927	1,934	1,936	1,923	1,940	1,929	1,933
Ti	0,021	0,021	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,020	0,021	0,020	0,020	0,021	0,020	0,021
Cr	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,012	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,073	0,072	0,071	0,070	0,070	0,070	0,070	0,070	0,071	0,070	0,070	0,071	0,071	0,071	0,070	0,071	0,071	0,071	0,071	0,071
	2,021	*2,055*	*2,030*	*2,045*	*2,043*	*2,051*	*2,045*	*2,044*	*2,042*	*2,049*	*2,045*	*2,034*	*2,049*	*2,030*	*2,036*	*2,039*	*2,026*	*2,042*	*2,031*	*2,036*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,047	0,047	0,047	0,047	0,046	0,046	0,045	0,045	0,045	0,045	0,040	0,042	0,042	0,043	0,043	0,044	0,045	0,046	0,045	0,047
Mg	0,071	0,071	0,072	0,072	0,072	0,072	0,072	0,071	0,072	0,071	0,072	0,071	0,071	0,071	0,071	0,072	0,072	0,072	0,072	0,071
Ca	2,833	2,786	2,830	2,809	2,807	2,799	2,797	2,797	2,808	2,789	2,808	2,824	2,795	2,826	2,769	2,811	2,840	2,806	2,830	2,825
	2,956	*2,907*	*2,953*	*2,931*	*2,930*	*2,920*	*2,919*	*2,917*	*2,929*	*2,909*	*2,924*	*2,940*	*2,912*	*2,944*	*2,886*	*2,931*	*2,960*	*2,928*	*2,951*	*2,947*
Total	7,978	7,962	7,983	7,976	7,973	7,971	7,966	7,964	7,970	7,961	7,969	7,973	7,963	7,975	7,947	7,970	7,986	7,970	7,982	7,983
Pyrope	2,4	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5	2,5	2,4	2,5	2,4	2,4	2,4	2,5	2,4	2,5	2,5	2,4	2,4	2,4	2,4
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,5	1,5	1,5	1,4	1,4	1,4	1,5	1,5	1,5	1,5	1,6	1,5	1,6
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	0,6	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Goldmanite	3,6	3,5	3,5	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	3,5	3,4	3,4	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5
Grossulaire	91,7	91,8	91,8	91,8	91,8	91,9	91,8	91,9	91,9	91,9	92,0	92,0	92,0	91,9	91,9	91,9	91,9	91,8	91,9	91,8
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-119 : Composition chimique des tsavorites de Gogogogo

GISEMENT	GOGOGOGO																			
Echantillon	GO1-6/6-C																			
SiO_2	40,10	39,75	39,97	39,83	40,18	39,93	39,86	39,57	40,12	39,85	39,91	39,94	39,68	39,67	40,04	39,46	39,20	39,58	39,63	39,64
TiO_2	0,38	0,38	0,37	0,37	0,37	0,37	0,36	0,37	0,37	0,37	0,37	0,36	0,36	0,36	0,35	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37
Al_2O_3	21,59	21,63	21,47	21,63	21,77	21,46	21,54	21,32	21,61	21,69	21,60	21,79	21,33	21,77	21,43	21,31	21,69	21,56	21,51	21,67
Cr_2O_3	0,20	0,21	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,21	0,21	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,21	0,21	0,20	0,21	0,20
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	1,30	1,31	1,29	1,30	1,29	1,31	1,29	1,31	1,32	1,33	1,30	1,29	1,30	1,29	1,26	1,30	1,29	1,30	1,30	1,30
FeO*	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
MnO	0,63	0,65	0,66	0,67	0,69	0,70	0,71	0,71	0,72	0,73	0,68	0,70	0,70	0,71	0,71	0,69	0,70	0,69	0,69	0,69
MgO	0,63	0,63	0,64	0,64	0,63	0,63	0,65	0,65	0,64	0,64	0,64	0,65	0,64	0,64	0,65	0,64	0,64	0,64	0,64	0,64
CaO	34,91	34,72	34,04	34,91	35,27	34,22	34,73	34,57	34,54	34,57	34,77	34,68	34,18	33,92	34,52	34,24	34,06	34,16	34,38	34,46
Total	99,81	99,33	98,71	99,61	100,46	98,88	99,40	98,75	99,59	99,44	99,54	99,66	98,44	98,62	99,23	98,27	98,21	98,56	98,79	99,04
Si	3,014	3,003	3,030	3,002	3,003	3,025	3,009	3,008	3,019	3,006	3,008	3,005	3,021	3,010	3,024	3,012	2,993	3,009	3,008	3,002
^{iv}Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000
	3,014	*3,003*	*3,030*	*3,002*	*3,003*	*3,025*	*3,009*	*3,008*	*3,019*	*3,006*	*3,008*	*3,005*	*3,021*	*3,010*	*3,024*	*3,012*	*3,000*	*3,009*	*3,008*	*3,002*
^{vi}Al	1,912	1,925	1,919	1,921	1,917	1,915	1,916	1,910	1,917	1,928	1,919	1,932	1,914	1,948	1,908	1,917	1,944	1,932	1,924	1,934
Ti	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,020	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021
Cr	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,079	0,079	0,079	0,078	0,077	0,079	0,078	0,080	0,080	0,080	0,079	0,078	0,079	0,079	0,076	0,080	0,079	0,079	0,079	0,079
	2,024	*2,038*	*2,030*	*2,032*	*2,028*	*2,028*	*2,027*	*2,023*	*2,029*	*2,041*	*2,030*	*2,043*	*2,026*	*2,059*	*2,017*	*2,030*	*2,057*	*2,044*	*2,037*	*2,046*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,040	0,042	0,042	0,043	0,044	0,045	0,045	0,046	0,046	0,046	0,044	0,044	0,045	0,045	0,045	0,045	0,045	0,045	0,044	0,045
Mg	0,070	0,071	0,072	0,072	0,071	0,072	0,073	0,073	0,072	0,072	0,072	0,073	0,073	0,073	0,073	0,073	0,072	0,072	0,073	0,073
Ca	2,811	2,810	2,765	2,819	2,824	2,777	2,809	2,816	2,785	2,794	2,808	2,795	2,788	2,758	2,794	2,800	2,786	2,783	2,796	2,796
	2,926	*2,927*	*2,883*	*2,937*	*2,942*	*2,898*	*2,932*	*2,939*	*2,907*	*2,916*	*2,928*	*2,916*	*2,909*	*2,880*	*2,916*	*2,921*	*2,907*	*2,904*	*2,917*	*2,917*
Total	7,964	7,968	7,944	7,972	7,973	7,950	7,968	7,970	7,956	7,963	7,966	7,964	7,956	7,950	7,957	7,963	7,964	7,958	7,962	7,965
Pyrope	2,4	2,4	2,5	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	1,4	1,4	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,6	1,6	1,6	1,5	1,5	1,5	1,6	1,6	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Goldmanite	3,9	3,9	3,9	3,9	3,8	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,8	3,9	3,8	3,8	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9
Grossulaire	91,6	91,5	91,4	91,5	91,6	91,3	91,4	91,3	91,3	91,3	91,4	91,5	91,3	91,3	91,4	91,3	91,4	91,4	91,4	91,4
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-120 : Composition chimique des tsavorites de Gogogogo

GISEMENT	BEHARA										BEHARA									
Echantillon	BE1-3/4										BE1-3/6									
SiO_2	39,84	39,25	39,64	39,59	39,69	38,85	38,92	39,19	39,47	39,77	40,20	39,44	39,27	39,55	39,26	39,82	39,05	39,30	39,70	39,92
TiO_2	0,38	0,31	0,38	0,38	0,36	0,34	0,38	0,38	0,37	0,38	0,38	0,39	0,38	0,39	0,39	0,39	0,38	0,38	0,39	0,38
Al_2O_3	20,77	20,00	20,17	20,69	20,89	20,19	19,72	20,39	20,17	20,52	20,33	20,40	20,15	20,40	20,74	20,68	20,11	20,03	20,17	20,60
Cr_2O_3	0,38	0,42	0,39	0,38	0,36	0,42	0,40	0,39	0,38	0,37	0,34	0,36	0,35	0,35	0,33	0,35	0,36	0,36	0,35	0,34
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,05	0,07	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	2,54	2,44	2,47	2,40	2,36	2,48	2,47	2,43	2,41	2,41	2,28	2,30	2,29	2,28	2,27	2,32	2,31	2,29	2,27	2,24
FeO*	0,07	0,06	0,07	0,02	0,00	0,07	0,06	0,07	0,00	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,00	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06
MnO	1,16	1,12	1,12	1,11	1,10	1,13	1,12	1,12	1,14	1,12	1,04	1,02	1,03	1,01	1,02	1,05	1,02	1,02	1,01	1,02
MgO	0,69	0,64	0,67	0,68	0,68	0,68	0,68	0,67	0,69	0,68	0,67	0,66	0,67	0,67	0,69	0,67	0,68	0,66	0,67	0,66
CaO	35,45	34,81	34,94	35,37	35,81	34,30	34,16	34,27	35,38	35,27	35,23	35,16	34,85	35,13	35,67	35,34	34,33	35,14	35,25	34,89
Total	101,24	99,03	99,86	100,67	101,33	98,45	97,90	98,90	100,09	100,57	100,53	99,81	99,06	99,85	100,45	100,67	98,31	99,24	99,87	100,11
Si	2,979	3,000	3,003	2,977	2,967	2,985	3,007	2,994	2,989	2,992	3,020	2,990	2,998	2,995	2,961	2,990	3,001	2,998	3,006	3,009
^{iv}Al	0,021	0,000	0,000	0,023	0,033	0,015	0,000	0,006	0,011	0,008	0,000	0,010	0,002	0,005	0,039	0,010	0,000	0,002	0,000	0,000
	3,000	*3,000*	*3,003*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,007*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,020*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,001*	*3,000*	*3,006*	*3,009*
^{vi}Al	1,809	1,801	1,801	1,811	1,807	1,814	1,796	1,829	1,788	1,811	1,800	1,812	1,811	1,816	1,805	1,821	1,821	1,799	1,800	1,830
Ti	0,021	0,018	0,022	0,021	0,020	0,020	0,022	0,022	0,021	0,021	0,021	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022
Cr	0,022	0,025	0,023	0,022	0,022	0,025	0,025	0,024	0,023	0,022	0,020	0,022	0,021	0,021	0,020	0,021	0,022	0,021	0,021	0,020
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,152	0,149	0,150	0,145	0,142	0,153	0,153	0,149	0,146	0,145	0,137	0,140	0,140	0,139	0,137	0,140	0,142	0,140	0,138	0,135
	2,004	*1,994*	*1,996*	*2,002*	*1,995*	*2,012*	*1,995*	*2,023*	*1,983*	*1,999*	*1,979*	*1,996*	*1,995*	*1,997*	*1,988*	*2,003*	*2,008*	*1,982*	*1,981*	*2,007*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,001	0,000	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,073	0,073	0,072	0,071	0,070	0,074	0,073	0,072	0,073	0,071	0,066	0,066	0,066	0,065	0,065	0,067	0,067	0,066	0,065	0,065
Mg	0,076	0,073	0,076	0,077	0,076	0,078	0,078	0,076	0,078	0,076	0,075	0,075	0,076	0,076	0,078	0,075	0,077	0,076	0,075	0,075
Ca	2,840	2,851	2,836	2,849	2,868	2,825	2,828	2,805	2,870	2,843	2,836	2,855	2,851	2,850	2,883	2,843	2,827	2,871	2,860	2,818
	2,994	*3,000*	*2,988*	*2,998*	*3,014*	*2,980*	*2,982*	*2,958*	*3,021*	*2,994*	*2,981*	*3,000*	*2,998*	*2,995*	*3,026*	*2,989*	*2,975*	*3,017*	*3,005*	*2,961*
Total	7,998	7,994	7,988	8,000	8,009	7,992	7,985	7,981	8,004	7,994	7,980	7,996	7,992	7,993	8,014	7,992	7,984	7,999	7,992	7,977
Pyrope	2,6	2,4	2,5	2,6	2,5	2,6	2,6	2,6	2,6	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,6	2,5	2,6	2,5	2,5	2,5
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	2,4	2,4	2,4	2,4	2,3	2,5	2,5	2,4	2,4	2,4	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	1,1	1,3	1,2	1,1	1,1	1,3	1,2	1,2	1,2	1,1	1,0	1,1	1,1	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,0
Goldmanite	7,6	7,5	7,5	7,2	7,1	7,6	7,7	7,3	7,4	7,3	6,9	7,0	7,0	6,9	6,9	7,0	7,1	7,1	6,9	6,7
Grossulaire	86,2	86,3	86,2	86,5	86,8	85,9	85,9	86,3	86,3	86,6	87,2	87,1	87,0	87,2	87,1	87,1	86,8	87,0	87,2	87,4
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-121 : Composition chimique des tsavorites de Behara

GISEMENT	BEHARA										BEHARA									
Echantillon	BE1-6/6-A										BE1-6/6-B									
SiO_2	39,76	39,65	40,10	40,09	39,79	40,31	39,17	39,23	39,55	39,78	39,63	39,00	39,07	38,77	38,96	40,33	40,07	39,72	40,06	39,42
TiO_2	0,37	0,37	0,37	0,37	0,38	0,36	0,36	0,37	0,37	0,38	0,37	0,37	0,37	0,38	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37	0,39
Al_2O_3	21,54	21,56	21,07	21,21	21,34	21,02	20,68	20,45	20,96	21,51	21,31	20,55	20,60	20,17	20,68	21,50	21,49	21,06	21,00	21,64
Cr_2O_3	0,20	0,20	0,20	0,21	0,20	0,18	0,20	0,21	0,22	0,23	0,17	0,19	0,20	0,21	0,23	0,18	0,18	0,19	0,18	0,19
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07
V_2O_3	1,33	1,34	1,35	1,35	1,37	1,22	1,26	1,38	1,48	1,60	1,16	1,20	1,26	1,33	1,45	1,20	1,20	1,21	1,21	1,24
FeO*	0,06	0,07	0,06	0,06	0,00	0,06	0,07	0,07	0,07	0,00	0,00	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,00	0,00
MnO	0,88	0,88	0,88	0,89	0,88	0,83	0,85	0,90	0,93	0,97	0,79	0,83	0,85	0,89	0,93	0,81	0,82	0,83	0,84	0,83
MgO	0,66	0,66	0,67	0,66	0,66	0,64	0,65	0,66	0,66	0,69	0,68	0,66	0,66	0,65	0,67	0,65	0,66	0,67	0,67	0,68
CaO	35,69	35,31	35,34	35,54	36,54	35,17	34,60	35,11	35,30	36,02	35,73	35,02	34,61	34,58	34,73	36,30	35,50	35,43	36,10	35,94
Total	100,48	100,03	100,05	100,38	101,23	99,79	97,84	98,37	99,55	101,25	99,91	97,87	97,69	97,04	98,08	101,40	100,36	99,54	100,49	100,39
Si	2,982	2,984	3,016	3,007	2,971	3,035	3,013	3,008	2,996	2,967	2,988	3,004	3,011	3,013	2,995	2,997	3,003	3,005	3,006	2,962
^{iv}Al	0,018	0,016	0,000	0,000	0,029	0,000	0,000	0,000	0,004	0,033	0,012	0,000	0,000	0,000	0,005	0,003	0,000	0,000	0,000	0,038
	3,000	*3,000*	*3,016*	*3,007*	*3,000*	*3,035*	*3,013*	*3,008*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,004*	*3,011*	*3,013*	*3,000*	*3,000*	*3,003*	*3,005*	*3,006*	*3,000*
^{vi}Al	1,886	1,897	1,868	1,875	1,849	1,865	1,875	1,848	1,867	1,858	1,882	1,866	1,871	1,847	1,869	1,880	1,898	1,878	1,857	1,879
Ti	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,020	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,022	0,022	0,021	0,021	0,021	0,021	0,022
Cr	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,011	0,012	0,013	0,013	0,014	0,010	0,011	0,012	0,013	0,014	0,010	0,011	0,011	0,011	0,011
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004
V^{3+}	0,080	0,081	0,081	0,081	0,082	0,073	0,078	0,085	0,090	0,096	0,070	0,074	0,078	0,083	0,089	0,071	0,072	0,073	0,073	0,075
	1,999	*2,011*	*1,983*	*1,990*	*1,968*	*1,970*	*1,985*	*1,967*	*1,992*	*1,993*	*1,988*	*1,973*	*1,982*	*1,965*	*1,993*	*1,982*	*2,002*	*1,984*	*1,966*	*1,990*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000
Mn	0,056	0,056	0,056	0,056	0,055	0,053	0,055	0,058	0,060	0,061	0,051	0,054	0,056	0,058	0,061	0,051	0,052	0,053	0,053	0,053
Mg	0,073	0,074	0,075	0,073	0,074	0,072	0,075	0,075	0,075	0,077	0,076	0,075	0,075	0,075	0,077	0,072	0,074	0,075	0,075	0,076
Ca	2,868	2,847	2,849	2,857	2,923	2,837	2,852	2,885	2,865	2,879	2,887	2,890	2,858	2,879	2,861	2,890	2,851	2,872	2,902	2,893
	3,000	*2,981*	*2,983*	*2,990*	*3,052*	*2,966*	*2,986*	*3,023*	*3,004*	*3,017*	*3,014*	*3,023*	*2,993*	*3,017*	*3,002*	*3,018*	*2,981*	*3,004*	*3,030*	*3,022*
Total	7,999	7,992	7,982	7,987	8,020	7,970	7,984	7,998	7,996	8,010	8,002	7,999	7,987	7,994	7,995	8,000	7,986	7,993	8,001	8,013
Pyrope	2,4	2,5	2,5	2,5	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,6	2,4	2,5	2,5	2,5	2,5
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0
Spessartine	1,9	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,8	1,9	2,0	2,0	1,7	1,8	1,9	1,9	2,0	1,7	1,8	1,8	1,8	1,8
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2
Uvarovite	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,5	0,6	0,6	0,7	0,7	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6
Goldmanite	4,0	4,0	4,1	4,1	4,2	3,7	3,9	4,3	4,5	4,8	3,5	3,8	3,9	4,2	4,5	3,6	3,6	3,7	3,7	3,8
Grossulaire	91,0	90,9	90,8	90,8	90,8	91,4	91,0	90,5	90,2	89,7	91,5	91,3	90,9	90,5	90,1	91,7	91,5	91,3	91,3	91,2
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-122 : Composition chimique des tsavorites de Behara

GISEMENT	BEHARA										BEHARA									
Echantillon	BE1-6/6-C										BE1-6/6-D									
SiO_2	39,55	39,75	39,00	39,75	40,38	40,18	39,52	39,55	39,81	39,91	39,54	38,89	39,24	39,25	40,46	40,29	39,64	39,15	39,71	40,11
TiO_2	0,37	0,37	0,36	0,36	0,36	0,37	0,36	0,36	0,37	0,37	0,36	0,36	0,37	0,37	0,38	0,36	0,36	0,37	0,36	0,37
Al_2O_3	21,27	20,90	20,78	20,94	21,48	20,99	20,91	20,81	21,01	21,26	21,12	20,99	20,73	21,26	21,30	21,38	20,84	20,75	20,97	21,43
Cr_2O_3	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17
Fe_2O_3*	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	1,13	1,13	1,13	1,13	1,13	1,11	1,11	1,11	1,12	1,14	1,11	1,11	1,11	1,13	1,14	1,14	1,12	1,12	1,11	1,12
FeO*	0,00	0,06	0,00	0,07	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,00	0,00	0,01	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07
MnO	0,63	0,63	0,63	0,62	0,62	0,68	0,66	0,64	0,64	0,62	0,71	0,69	0,66	0,63	0,62	0,64	0,64	0,66	0,67	0,67
MgO	0,64	0,63	0,64	0,64	0,63	0,63	0,63	0,65	0,64	0,63	0,64	0,63	0,63	0,62	0,61	0,61	0,62	0,63	0,63	0,64
CaO	35,90	35,59	35,44	35,44	36,40	35,94	35,70	35,54	35,65	35,92	36,01	35,16	35,48	35,27	36,00	35,75	35,28	34,92	34,98	35,71
Total	99,73	99,24	98,21	99,12	101,24	100,13	99,13	98,90	99,47	100,08	99,73	98,06	98,46	98,77	100,73	100,39	98,74	97,81	98,67	100,28
Si	2,987	3,015	2,993	3,017	3,003	3,021	3,003	3,011	3,012	3,002	2,990	2,987	3,003	2,991	3,020	3,016	3,019	3,011	3,023	3,007
^{iv}Al	0,013	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,013	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	3,000	*3,015*	*3,000*	*3,017*	*3,003*	*3,021*	*3,003*	*3,011*	*3,012*	*3,002*	*3,000*	*3,000*	*3,003*	*3,000*	*3,020*	*3,016*	*3,019*	*3,011*	*3,023*	*3,007*
^{vi}Al	1,881	1,868	1,873	1,873	1,883	1,860	1,873	1,868	1,873	1,884	1,871	1,887	1,870	1,900	1,874	1,886	1,871	1,881	1,881	1,894
Ti	0,021	0,021	0,021	0,021	0,020	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,020	0,021	0,021	0,021	0,021
Cr	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010
Fe^{3+}	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,069	0,069	0,069	0,069	0,067	0,067	0,067	0,068	0,068	0,069	0,067	0,068	0,068	0,069	0,068	0,068	0,068	0,069	0,068	0,067
	1,985	*1,968*	*1,977*	*1,972*	*1,980*	*1,957*	*1,972*	*1,966*	*1,972*	*1,984*	*1,973*	*1,991*	*1,973*	*2,000*	*1,972*	*1,984*	*1,970*	*1,981*	*1,980*	*1,992*
Fe^{2+}	0,000	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000	0,001	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,041	0,041	0,041	0,040	0,039	0,043	0,042	0,042	0,041	0,039	0,046	0,045	0,043	0,041	0,039	0,041	0,041	0,043	0,043	0,043
Mg	0,072	0,072	0,073	0,072	0,070	0,071	0,072	0,073	0,072	0,071	0,072	0,072	0,072	0,070	0,068	0,068	0,071	0,072	0,072	0,072
Ca	2,906	2,892	2,914	2,882	2,901	2,895	2,907	2,899	2,890	2,895	2,917	2,893	2,909	2,879	2,879	2,867	2,879	2,877	2,853	2,869
	3,018	*3,008*	*3,028*	*2,998*	*3,014*	*3,013*	*3,024*	*3,018*	*3,007*	*3,009*	*3,035*	*3,010*	*3,024*	*2,994*	*2,990*	*2,980*	*2,996*	*2,996*	*2,972*	*2,987*
Total	8,003	7,991	8,005	7,987	7,997	7,991	8,000	7,996	7,991	7,995	8,008	8,001	8,000	7,994	7,983	7,981	7,985	7,988	7,976	7,986
Pyrope	2,4	2,4	2,4	2,4	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4	2,4
Almandin	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	1,3	1,4	1,3	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4	1,3	1,5	1,5	1,4	1,4	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4
Andradite	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Goldmanite	3,5	3,5	3,5	3,5	3,4	3,4	3,4	3,5	3,5	3,5	3,4	3,4	3,5	3,4	3,4	3,4	3,5	3,5	3,4	3,4
Grossulaire	92,1	92,1	92,0	92,1	92,3	92,2	92,2	92,1	92,1	92,2	92,0	92,0	92,0	92,2	92,4	92,3	92,1	92,0	92,0	92,1
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-123 : Composition chimique des tsavorites de Behara

GISEMENT	**BEHARA**									
Echantillon	BE1-6/6-E									
SiO_2	40,32	39,05	38,96	39,57	39,87	40,05	39,25	39,96	39,91	39,92
TiO_2	0,37	0,37	0,36	0,36	0,37	0,37	0,36	0,36	0,37	0,37
Al_2O_3	21,20	20,92	20,57	20,64	21,29	21,60	21,22	20,95	21,34	21,68
Cr_2O_3	0,17	0,18	0,18	0,19	0,19	0,18	0,18	0,18	0,18	0,17
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
V_2O_3	1,10	1,14	1,14	1,18	1,22	1,19	1,17	1,16	1,15	1,15
FeO*	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,00
MnO	0,73	0,74	0,78	0,80	0,84	0,81	0,80	0,79	0,77	0,77
MgO	0,63	0,64	0,66	0,65	0,66	0,67	0,65	0,63	0,65	0,65
CaO	35,59	35,09	34,85	35,06	35,73	35,97	34,83	34,97	35,42	36,31
Total	100,17	98,20	97,57	98,52	100,23	100,90	98,52	99,08	99,85	101,09
Si	3,025	2,995	3,008	3,023	2,997	2,990	2,996	3,030	3,006	2,977
^{iv}Al	0,000	0,005	0,000	0,000	0,003	0,010	0,004	0,000	0,000	0,023
	3,025	*3,000*	*3,008*	*3,023*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,030*	*3,006*	*3,000*
^{vi}Al	1,875	1,887	1,872	1,858	1,883	1,890	1,905	1,872	1,895	1,883
Ti	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,020
Cr	0,010	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,010
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
V^{3+}	0,066	0,070	0,071	0,072	0,074	0,071	0,072	0,070	0,069	0,069
	1,972	*1,989*	*1,974*	*1,963*	*1,989*	*1,992*	*2,008*	*1,974*	*1,995*	*1,986*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,000
Mn	0,046	0,048	0,051	0,052	0,053	0,051	0,052	0,051	0,049	0,048
Mg	0,070	0,073	0,075	0,074	0,074	0,074	0,074	0,072	0,073	0,072
Ca	2,861	2,884	2,882	2,870	2,877	2,876	2,849	2,841	2,858	2,901
	2,981	*3,008*	*3,013*	*3,000*	*3,008*	*3,006*	*2,979*	*2,968*	*2,984*	*3,022*
Total	7,978	7,997	7,995	7,985	7,997	7,999	7,987	7,973	7,986	8,008
Pyrope	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,4	2,4	2,4
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,0
Spessartine	1,5	1,6	1,7	1,7	1,8	1,7	1,7	1,7	1,6	1,6
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
Uvarovite	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Goldmanite	3,4	3,5	3,6	3,7	3,7	3,6	3,6	3,6	3,5	3,5
Grossulaire	92,1	91,8	91,5	91,4	91,4	91,6	91,5	91,6	91,8	91,8
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-124 : Composition chimique des tsavorites de Behara

GISEMENT	BEHARA										BEHARA									
Echantillon	BE-MIN1-1A										BE-MIN1-1B									
SiO_2	39,95	40,05	40,23	39,74	39,79	39,85	39,58	39,12	39,64	39,67	39,30	40,12	39,37	39,53	39,53	39,70	39,74	39,69	39,82	39,53
TiO_2	0,38	0,38	0,39	0,39	0,39	0,36	0,35	0,35	0,35	0,36	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,31	0,31	0,30	0,29	0,29
Al_2O_3	20,56	20,65	20,55	20,79	21,02	20,24	19,53	19,50	19,72	19,71	19,07	19,22	19,12	19,10	19,32	19,16	18,95	19,26	18,89	19,79
Cr_2O_3	0,30	0,29	0,29	0,29	0,28	0,54	0,57	0,58	0,58	0,58	0,67	0,67	0,69	0,59	0,59	0,66	0,66	0,66	0,68	0,57
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	1,84	1,78	1,74	1,74	1,71	2,65	2,70	2,69	2,67	2,65	4,03	4,03	4,05	3,93	3,96	4,08	4,10	3,99	4,02	3,96
FeO*	0,06	0,06	0,06	0,00	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,00	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06
MnO	1,24	1,24	1,22	1,21	1,20	1,15	1,12	1,11	1,12	1,06	0,82	0,83	0,85	0,91	0,94	0,80	0,81	0,81	0,82	0,92
MgO	0,69	0,68	0,69	0,69	0,70	0,63	0,62	0,61	0,61	0,58	0,54	0,53	0,54	0,55	0,57	0,51	0,51	0,53	0,53	0,58
CaO	35,08	34,89	35,18	35,54	35,35	35,32	34,60	34,72	35,01	34,60	35,33	35,27	35,12	34,98	35,98	35,67	34,99	35,29	35,31	35,48
Total	100,10	100,02	100,33	100,44	100,48	100,80	99,12	98,74	99,75	99,25	100,09	101,02	100,08	99,93	101,24	100,95	100,12	100,59	100,41	101,18
Si	3,013	3,019	3,025	2,991	2,990	2,995	3,023	3,004	3,011	3,023	2,989	3,016	2,993	3,006	2,976	2,994	3,016	2,999	3,015	2,972
^{iv}Al	0,000	0,000	0,000	0,009	0,010	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,007	0,000	0,024	0,006	0,000	0,001	0,000	0,028
	3,013	*3,019*	*3,025*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,023*	*3,004*	*3,011*	*3,023*	*3,000*	*3,016*	*3,000*	*3,006*	*3,000*	*3,000*	*3,016*	*3,000*	*3,015*	*3,000*
^{vi}Al	1,827	1,835	1,821	1,835	1,852	1,788	1,758	1,765	1,766	1,770	1,698	1,703	1,706	1,712	1,690	1,697	1,695	1,715	1,686	1,725
Ti	0,022	0,022	0,022	0,022	0,022	0,020	0,020	0,020	0,020	0,021	0,017	0,016	0,017	0,016	0,016	0,018	0,017	0,017	0,016	0,016
Cr	0,018	0,017	0,017	0,017	0,016	0,032	0,035	0,035	0,035	0,035	0,040	0,040	0,041	0,036	0,035	0,039	0,040	0,039	0,040	0,034
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,111	0,107	0,105	0,105	0,103	0,160	0,165	0,166	0,162	0,162	0,246	0,243	0,247	0,240	0,239	0,247	0,250	0,242	0,244	0,239
	1,978	*1,981*	*1,965*	*1,983*	*1,993*	*2,001*	*1,978*	*1,986*	*1,983*	*1,987*	*2,001*	*2,002*	*2,010*	*2,003*	*1,985*	*2,000*	*2,001*	*2,013*	*1,987*	*2,014*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,003	0,004	0,004	0,003	0,004	0,000	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004
Mn	0,079	0,079	0,078	0,077	0,076	0,073	0,073	0,072	0,072	0,069	0,053	0,053	0,055	0,059	0,060	0,051	0,052	0,052	0,052	0,058
Mg	0,078	0,077	0,077	0,077	0,078	0,070	0,070	0,070	0,069	0,066	0,061	0,059	0,061	0,062	0,064	0,057	0,058	0,060	0,060	0,065
Ca	2,835	2,819	2,834	2,866	2,846	2,844	2,831	2,857	2,849	2,825	2,879	2,841	2,861	2,850	2,902	2,882	2,845	2,857	2,865	2,858
	2,995	*2,979*	*2,993*	*3,019*	*3,005*	*2,991*	*2,978*	*3,002*	*2,993*	*2,963*	*2,996*	*2,957*	*2,980*	*2,974*	*3,026*	*2,994*	*2,958*	*2,972*	*2,980*	*2,985*
Total	7,987	7,979	7,982	8,002	7,998	7,992	7,978	7,992	7,987	7,973	7,997	7,975	7,990	7,984	8,011	7,994	7,975	7,985	7,983	7,999
Pyrope	2,6	2,6	2,6	2,5	2,6	2,3	2,4	2,3	2,3	2,2	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1	1,9	2,0	2,0	2,0	2,2
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	2,6	2,7	2,6	2,5	2,5	2,4	2,4	2,4	2,4	2,3	1,8	1,8	1,8	2,0	2,0	1,7	1,8	1,7	1,8	2,0
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	1,6	1,8	1,8	1,8	1,7	2,0	2,0	2,0	1,8	1,8	2,0	2,0	1,9	2,0	1,7
Goldmanite	5,6	5,4	5,3	5,3	5,2	8,0	8,3	8,3	8,2	8,2	12,3	12,1	12,3	12,0	12,1	12,3	12,5	12,0	12,3	11,9
Grossulaire	88,1	88,3	88,5	88,6	88,7	85,5	85,0	85,1	85,2	85,4	81,8	81,9	81,7	82,1	81,9	82,0	81,7	82,2	81,8	82,2
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-125 : Composition chimique des tsavorites de Behara

GISEMENT	**BEHARA**									
Echantillon	BE-MIN1-1C									
SiO_2	40,22	39,49	39,81	39,69	39,97	39,79	39,82	39,63	39,32	39,41
TiO_2	0,41	0,41	0,40	0,40	0,40	0,39	0,39	0,39	0,40	0,39
Al_2O_3	20,76	20,58	20,73	20,47	20,57	20,44	20,29	19,93	20,48	21,16
Cr_2O_3	0,30	0,31	0,33	0,33	0,33	0,34	0,35	0,36	0,35	0,34
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
V_2O_3	1,93	1,92	2,03	2,03	2,04	2,09	2,10	2,11	2,10	2,12
FeO*	0,05	0,05	0,06	0,06	0,08	0,07	0,06	0,06	0,06	0,00
MnO	1,21	1,22	1,23	1,24	1,23	1,26	1,24	1,25	1,25	1,24
MgO	0,69	0,68	0,68	0,69	0,77	0,70	0,69	0,70	0,70	0,72
CaO	35,62	34,39	34,65	34,58	35,30	35,26	34,71	35,00	34,56	35,36
Total	101,17	99,05	99,92	99,50	100,69	100,33	99,65	99,43	99,22	100,82
Si	3,004	3,007	3,006	3,011	3,001	3,000	3,017	3,016	2,994	2,958
^{iv}Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,042
	3,004	*3,007*	*3,006*	*3,011*	*3,001*	*3,000*	*3,017*	*3,016*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,827	1,847	1,845	1,830	1,820	1,816	1,812	1,787	1,833	1,830
Ti	0,023	0,023	0,022	0,023	0,022	0,022	0,022	0,023	0,023	0,022
Cr	0,018	0,019	0,020	0,020	0,020	0,020	0,021	0,021	0,021	0,020
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
V^{3+}	0,115	0,117	0,123	0,124	0,123	0,126	0,128	0,129	0,128	0,128
	1,983	*2,006*	*2,010*	*1,996*	*1,985*	*1,985*	*1,983*	*1,960*	*2,005*	*2,004*
Fe^{2+}	0,003	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000
Mn	0,077	0,078	0,078	0,080	0,078	0,080	0,079	0,081	0,081	0,079
Mg	0,076	0,077	0,076	0,078	0,086	0,079	0,078	0,079	0,079	0,081
Ca	2,850	2,806	2,803	2,811	2,840	2,848	2,818	2,854	2,820	2,844
	3,006	*2,965*	*2,962*	*2,972*	*3,009*	*3,012*	*2,979*	*3,017*	*2,983*	*3,003*
Total	7,993	7,978	7,978	7,979	7,995	7,997	7,980	7,993	7,989	8,008
Pyrope	2,5	2,6	2,6	2,6	2,8	2,6	2,6	2,6	2,6	2,7
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0
Spessartine	2,5	2,6	2,6	2,7	2,6	2,7	2,7	2,7	2,7	2,6
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
Uvarovite	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,0
Goldmanite	5,8	5,8	6,1	6,2	6,2	6,4	6,4	6,6	6,4	6,4
Grossulaire	88,1	87,9	87,5	87,4	87,2	87,2	87,1	86,9	87,0	87,1
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-126 : Composition chimique des tsavorites de Behara

GISEMENT	BEHARA																			
Echantillon	BE-MIN2-1																			
SiO_2	39,47	39,71	39,58	39,56	39,16	39,48	39,58	39,79	39,59	33,27	40,10	39,40	39,13	39,16	39,61	39,15	39,66	39,06	38,98	39,36
TiO_2	0,38	0,38	0,37	0,37	0,38	0,38	0,38	0,39	0,38	0,38	0,37	0,37	0,38	0,38	0,38	0,38	0,39	0,39	0,38	0,39
Al_2O_3	20,91	20,56	21,02	20,84	20,94	20,66	20,63	21,06	20,60	22,69	20,92	20,31	20,94	20,64	20,57	20,65	20,74	20,72	20,41	20,53
Cr_2O_3	0,40	0,42	0,44	0,44	0,44	0,43	0,44	0,44	0,46	0,45	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44	0,45	0,45	0,47	0,47
Fe_2O_3*	0,06	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	2,42	2,50	2,61	2,56	2,62	2,55	2,60	2,65	2,74	2,80	2,59	2,58	2,57	2,54	2,55	2,55	2,63	2,68	2,74	2,79
FeO*	0,02	0,07	0,07	0,06	0,00	0,06	0,07	0,06	0,06	0,00	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07
MnO	1,12	1,15	1,19	1,24	1,26	1,25	1,24	1,22	1,14	1,15	1,25	1,23	1,24	1,24	1,20	1,23	1,20	1,15	1,12	1,14
MgO	0,69	0,68	0,70	0,70	0,71	0,71	0,71	0,71	0,70	0,73	0,70	0,71	0,71	0,72	0,71	0,71	0,71	0,72	0,70	0,71
CaO	35,24	35,09	34,85	34,28	34,90	34,72	34,94	34,11	34,39	34,45	34,71	33,78	34,76	34,25	34,39	33,90	34,21	34,35	34,46	34,59
Total	100,70	100,54	100,83	100,06	100,46	100,24	100,57	100,43	100,06	96,00	101,15	98,89	100,23	99,42	99,91	99,09	100,04	99,58	99,33	100,06
Si	2,966	2,988	2,969	2,985	2,952	2,980	2,979	2,988	2,989	2,658	2,994	3,007	2,956	2,978	2,995	2,984	2,992	2,966	2,971	2,977
^{iv}Al	0,034	0,012	0,031	0,015	0,048	0,020	0,021	0,012	0,011	0,342	0,006	0,000	0,044	0,022	0,005	0,016	0,008	0,034	0,029	0,023
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,007*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,818	1,811	1,827	1,839	1,813	1,817	1,809	1,852	1,823	1,795	1,835	1,827	1,820	1,827	1,828	1,839	1,837	1,822	1,805	1,807
Ti	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,022	0,022	0,021	0,023	0,021	0,021	0,022	0,022	0,021	0,022	0,022	0,023	0,022	0,022
Cr	0,024	0,025	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	0,027	0,029	0,026	0,027	0,026	0,026	0,026	0,027	0,027	0,027	0,029	0,028
Fe^{3+}	0,003	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,146	0,151	0,157	0,155	0,158	0,155	0,157	0,160	0,166	0,179	0,155	0,158	0,156	0,155	0,154	0,156	0,159	0,163	0,167	0,169
	2,012	*2,008*	*2,031*	*2,042*	*2,022*	*2,019*	*2,013*	*2,060*	*2,037*	*2,030*	*2,037*	*2,033*	*2,024*	*2,030*	*2,030*	*2,043*	*2,044*	*2,034*	*2,022*	*2,026*
Fe^{2+}	0,001	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,071	0,073	0,076	0,079	0,080	0,080	0,079	0,077	0,073	0,078	0,079	0,080	0,079	0,080	0,077	0,079	0,077	0,074	0,072	0,073
Mg	0,077	0,077	0,078	0,079	0,080	0,080	0,079	0,080	0,079	0,087	0,078	0,081	0,080	0,081	0,080	0,081	0,080	0,081	0,080	0,080
Ca	2,838	2,829	2,801	2,772	2,819	2,808	2,818	2,744	2,782	2,949	2,776	2,762	2,814	2,790	2,785	2,768	2,765	2,795	2,814	2,803
	2,988	*2,983*	*2,959*	*2,934*	*2,980*	*2,971*	*2,980*	*2,905*	*2,938*	*3,114*	*2,938*	*2,926*	*2,976*	*2,955*	*2,946*	*2,932*	*2,926*	*2,954*	*2,970*	*2,961*
Total	8,000	7,991	7,990	7,976	8,002	7,990	7,993	7,965	7,976	8,144	7,974	7,966	8,000	7,985	7,977	7,976	7,971	7,988	7,992	7,987
Pyrope	2,6	2,6	2,6	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,8	2,7	2,8	2,7	2,7	2,7	2,8	2,7	2,7	2,7	2,7
Almandin	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1
Spessartine	2,4	2,4	2,6	2,7	2,7	2,7	2,6	2,7	2,5	2,5	2,7	2,7	2,7	2,7	2,6	2,7	2,6	2,5	2,4	2,5
Andradite	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,4	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,4	1,4
Goldmanite	7,3	7,5	7,7	7,6	7,8	7,7	7,8	7,7	8,1	8,8	7,6	7,8	7,7	7,6	7,6	7,6	7,8	8,0	8,3	8,3
Grossulaire	86,4	86,1	85,6	85,6	85,3	85,6	85,5	85,4	85,2	84,2	85,6	85,3	85,6	85,5	85,6	85,4	85,4	85,3	85,1	84,9
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-127 : Composition chimique des tsavorites de Behara

PAKISTAN

GISEMENT	JAMBIL																			
Echantillon	JAM-1A										JAM-1B									
SiO_2	38,80	37,62	37,44	38,07	38,79	38,51	38,46	37,97	38,70	38,47	38,56	38,02	38,41	38,19	38,59	38,43	38,88	38,58	38,74	37,97
TiO_2	0,50	0,49	0,50	0,48	0,46	0,51	0,51	0,62	0,48	0,47	0,50	0,49	0,50	0,51	0,51	0,51	0,50	0,50	0,49	0,48
Al_2O_3	18,35	17,59	17,26	17,59	18,56	18,01	18,03	18,30	18,22	18,85	17,28	17,46	17,14	17,30	17,32	17,59	17,33	16,80	17,10	16,97
Cr_2O_3	0,84	0,86	0,85	0,86	0,82	0,78	0,78	0,82	0,83	0,79	0,84	0,81	0,82	0,81	0,81	0,81	0,81	0,84	0,82	0,83
Fe_2O_3*	0,00	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,12	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,00	0,00
V_2O_3	5,26	5,39	5,51	5,20	4,84	5,68	5,57	5,27	5,25	4,98	6,63	6,60	6,58	6,40	6,28	6,36	6,52	6,62	6,51	6,59
FeO*	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04
MnO	0,20	0,20	0,19	0,20	0,23	0,18	0,19	0,18	0,21	0,21	0,13	0,14	0,13	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13
MgO	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,11	0,14	0,10	0,10	0,12	0,11	0,12	0,12	0,11	0,12	0,11	0,12	0,12	0,11
CaO	35,93	35,71	35,66	36,23	36,65	36,20	36,65	37,05	36,40	36,90	36,10	36,06	36,64	36,19	36,53	36,19	36,67	36,38	36,03	35,28
Total	100,03	98,00	97,55	98,79	100,50	100,02	100,34	100,47	100,23	100,82	100,21	99,73	100,38	99,69	100,32	100,18	101,01	100,03	99,97	98,40
Si	2,966	2,946	2,949	2,958	2,955	2,952	2,943	2,907	2,958	2,925	2,958	2,934	2,948	2,947	2,958	2,948	2,961	2,970	2,977	2,965
^{iv}Al	0,034	0,054	0,051	0,042	0,045	0,048	0,057	0,093	0,042	0,075	0,042	0,066	0,052	0,053	0,042	0,052	0,039	0,030	0,023	0,035
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,620	1,570	1,551	1,569	1,621	1,579	1,569	1,558	1,599	1,614	1,521	1,522	1,499	1,520	1,523	1,538	1,516	1,494	1,525	1,526
Ti	0,029	0,029	0,030	0,028	0,026	0,029	0,029	0,036	0,027	0,027	0,029	0,028	0,029	0,030	0,029	0,029	0,028	0,029	0,028	0,028
Cr	0,051	0,053	0,053	0,053	0,050	0,047	0,047	0,050	0,050	0,047	0,051	0,049	0,050	0,050	0,049	0,049	0,049	0,051	0,050	0,051
Fe^{3+}	0,000	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,007	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002	0,000	0,000
V^{3+}	0,322	0,338	0,348	0,324	0,295	0,349	0,342	0,324	0,321	0,304	0,408	0,408	0,405	0,396	0,386	0,391	0,398	0,409	0,401	0,412
	2,022	*1,994*	*1,985*	*1,977*	*1,995*	*2,008*	*1,990*	*1,974*	*2,001*	*1,995*	*2,011*	*2,010*	*1,985*	*1,998*	*1,989*	*2,010*	*1,994*	*1,985*	*2,005*	*2,018*
Fe^{2+}	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002
Mn	0,013	0,013	0,013	0,013	0,015	0,012	0,012	0,012	0,013	0,013	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009
Mg	0,012	0,012	0,012	0,011	0,011	0,012	0,012	0,016	0,012	0,011	0,014	0,013	0,013	0,014	0,013	0,013	0,013	0,013	0,014	0,013
Ca	2,942	2,997	3,009	3,016	2,991	2,974	3,005	3,039	2,981	3,007	2,967	2,982	3,013	2,992	3,000	2,975	2,992	3,001	2,966	2,952
	2,970	*3,022*	*3,034*	*3,041*	*3,017*	*2,998*	*3,029*	*3,067*	*3,006*	*3,031*	*2,990*	*3,003*	*3,035*	*3,015*	*3,022*	*2,997*	*3,014*	*3,023*	*2,991*	*2,976*
Total	7,992	8,015	8,018	8,018	8,012	8,005	8,019	8,041	8,007	8,026	8,001	8,014	8,019	8,013	8,011	8,007	8,008	8,008	7,995	7,994
Pyrope	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,4	0,5	0,4	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4
Almandin	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
Spessartine	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Andradite	0,0	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,4	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0
Uvarovite	2,5	2,7	2,7	2,7	2,5	2,4	2,4	2,5	2,5	2,4	2,5	2,4	2,5	2,5	2,5	2,4	2,4	2,6	2,5	2,5
Goldmanite	15,9	17,0	17,5	16,4	14,8	17,4	17,2	16,4	16,1	15,2	20,3	20,3	20,4	19,8	19,4	19,5	20,0	20,6	20,0	20,4
Grossulaire	80,6	79,4	78,9	80,0	81,7	79,3	79,5	79,8	80,4	81,4	76,3	76,4	76,2	76,8	77,3	77,2	76,7	76,0	76,7	76,2
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-128 : Composition chimique des tsavorites de Jambil

GISEMENT	JAMBIL														
Echantillon	JAM-1C										JAM-1D				
SiO_2	39,18	39,49	39,28	39,46	39,25	39,00	38,83	39,90	39,42	39,59	38,16	37,97	38,06	38,06	38,61
TiO_2	0,37	0,38	0,37	0,36	0,35	0,36	0,36	0,35	0,35	0,33	0,44	0,43	0,39	0,32	0,30
Al_2O_3	19,46	19,82	20,26	20,15	19,88	20,06	19,54	16,57	20,38	20,33	18,82	18,68	18,75	18,64	19,19
Cr_2O_3	0,62	0,59	0,55	0,52	0,50	0,57	0,55	0,51	0,49	0,47	0,67	0,67	0,71	0,75	0,60
Fe_2O_3*	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,06	0,06	0,00	0,06	0,00
V_2O_3	3,34	3,04	2,82	2,64	2,50	2,88	2,71	2,56	2,50	2,42	4,06	3,82	3,66	3,74	3,46
FeO*	0,00	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,36	0,06	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05
MnO	0,34	0,35	0,37	0,37	0,39	0,35	0,38	0,38	0,39	0,40	0,27	0,27	0,29	0,30	0,31
MgO	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08
CaO	36,81	36,50	36,06	36,58	36,26	35,94	35,58	32,40	36,24	36,78	36,19	35,50	35,08	35,72	35,85
Total	100,26	100,31	99,85	100,23	99,27	99,31	98,08	93,09	99,91	100,47	98,75	97,48	97,06	97,66	98,44
Si	2,976	2,989	2,981	2,987	2,997	2,978	3,001	3,219	2,988	2,987	2,952	2,969	2,983	2,973	2,984
^{iv}Al	0,024	0,011	0,019	0,013	0,003	0,022	0,000	0,000	0,012	0,013	0,048	0,031	0,017	0,027	0,016
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,001*	*3,219*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,718	1,758	1,794	1,784	1,787	1,784	1,780	1,575	1,808	1,795	1,668	1,691	1,716	1,688	1,731
Ti	0,021	0,022	0,021	0,020	0,020	0,021	0,021	0,021	0,020	0,018	0,026	0,025	0,023	0,019	0,018
Cr	0,037	0,035	0,033	0,031	0,030	0,034	0,034	0,033	0,030	0,028	0,041	0,041	0,044	0,047	0,037
Fe^{3+}	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,003	0,003	0,000	0,004	0,000
V^{3+}	0,203	0,185	0,172	0,160	0,153	0,177	0,168	0,165	0,152	0,147	0,251	0,239	0,230	0,234	0,214
	1,983	*1,999*	*2,019*	*1,995*	*1,990*	*2,016*	*2,002*	*1,795*	*2,010*	*1,993*	*1,989*	*2,000*	*2,012*	*1,991*	*2,000*
Fe^{2+}	0,000	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,024	0,004	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,003
Mn	0,022	0,023	0,023	0,024	0,025	0,023	0,025	0,026	0,025	0,025	0,017	0,018	0,019	0,020	0,020
Mg	0,009	0,009	0,010	0,009	0,009	0,009	0,009	0,010	0,009	0,010	0,011	0,010	0,010	0,009	0,009
Ca	2,995	2,960	2,933	2,966	2,967	2,941	2,946	2,800	2,943	2,973	2,999	2,974	2,946	2,989	2,968
	3,026	*2,996*	*2,970*	*3,004*	*3,006*	*2,977*	*2,984*	*2,860*	*2,982*	*3,008*	*3,027*	*3,003*	*2,979*	*3,018*	*3,000*
Total	8,010	7,995	7,989	7,999	7,996	7,993	7,987	7,873	7,991	8,001	8,016	8,003	7,991	8,009	8,000
Pyrope	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3
Almandin	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,8	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1
Spessartine	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	0,8	0,8	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7
Andradite	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,0	0,2	0,0
Uvarovite	1,9	1,8	1,6	1,6	1,5	1,7	1,7	1,8	1,5	1,4	2,1	2,1	2,2	2,3	1,8
Goldmanite	10,2	9,2	8,5	8,0	7,7	8,8	8,4	9,2	7,6	7,4	12,6	12,0	11,4	11,7	10,7
Grossulaire	86,7	87,8	88,6	89,2	89,5	88,3	88,7	86,9	89,7	89,9	84,2	84,8	85,3	84,8	86,4
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-129 : Composition chimique des tsavorites de Jambil

GISEMENT	**JAMBIL**									
Echantillon	JAM-1E									
SiO_2	38,74	38,10	38,10	38,32	38,50	38,05	38,10	38,47	38,55	39,04
TiO_2	0,45	0,46	0,48	0,47	0,46	0,48	0,45	0,44	0,46	0,44
Al_2O_3	17,75	17,93	17,77	18,05	17,66	18,38	18,08	18,29	17,70	18,26
Cr_2O_3	0,75	0,78	0,82	0,82	0,82	0,80	0,82	0,81	0,81	0,77
Fe_2O_3*	0,05	0,04	0,05	0,00	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	0,01
V_2O_3	5,54	5,43	5,56	5,53	5,41	5,55	5,41	5,40	5,45	5,39
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03
MnO	0,21	0,21	0,20	0,21	0,20	0,21	0,22	0,22	0,21	0,22
MgO	0,12	0,12	0,11	0,11	0,11	0,12	0,11	0,12	0,11	0,12
CaO	36,36	35,89	35,70	35,74	36,14	36,66	36,05	35,92	35,87	36,39
Total	99,97	98,97	98,78	99,29	99,36	100,29	99,28	99,71	99,21	100,68
Si	2,971	2,951	2,957	2,956	2,971	2,916	2,943	2,953	2,977	2,969
^{iv}Al	0,029	0,049	0,043	0,044	0,029	0,084	0,057	0,047	0,023	0,031
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,576	1,588	1,581	1,597	1,577	1,575	1,590	1,608	1,587	1,605
Ti	0,026	0,027	0,028	0,027	0,027	0,028	0,026	0,026	0,027	0,025
Cr	0,045	0,048	0,050	0,050	0,050	0,048	0,050	0,049	0,049	0,046
Fe^{3+}	0,003	0,003	0,003	0,000	0,003	0,003	0,003	0,003	0,000	0,001
V^{3+}	0,340	0,337	0,346	0,342	0,334	0,341	0,335	0,332	0,337	0,329
	1,990	*2,003*	*2,009*	*2,017*	*1,992*	*1,995*	*2,003*	*2,018*	*2,001*	*2,006*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002
Mn	0,014	0,014	0,013	0,013	0,013	0,013	0,014	0,014	0,014	0,014
Mg	0,014	0,014	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,014	0,013	0,013
Ca	2,988	2,979	2,968	2,954	2,987	3,009	2,983	2,955	2,967	2,964
	3,016	*3,007*	*2,995*	*2,983*	*3,014*	*3,036*	*3,011*	*2,983*	*2,997*	*2,994*
Total	8,006	8,009	8,003	8,000	8,005	8,031	8,014	8,001	7,998	8,000
Pyrope	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
Spessartine	0,4	0,5	0,4	0,5	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5
Andradite	0,2	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0
Uvarovite	2,3	2,4	2,5	2,5	2,5	2,4	2,5	2,4	2,5	2,3
Goldmanite	17,1	16,8	17,2	17,0	16,8	17,1	16,7	16,5	16,9	16,4
Grossulaire	79,6	79,7	79,2	79,6	79,7	79,5	79,7	80,0	79,7	80,3
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-130 : Composition chimique des tsavorites de Jambil

ANTARCTIQUE DE L'EST

GISEMENT	SØR RONDANE																			
Echantillon	SRM1					SRM2					SRM3					SRM4				
SiO_2	40,31	39,84	39,85	39,93	39,13	39,79	39,65	39,53	39,66	39,40	40,17	40,00	40,32	40,18	40,44	40,27	39,96	39,67	40,10	39,76
TiO_2	0,35	0,37	0,37	0,38	0,40	0,44	0,46	0,46	0,46	0,47	0,57	0,55	0,56	0,62	0,56	0,38	0,49	0,50	0,50	0,51
Al_2O_3	21,46	21,89	21,57	21,65	22,14	21,48	21,18	21,41	21,81	21,48	21,16	21,34	20,96	20,84	20,60	21,26	21,57	21,54	21,31	21,87
Cr_2O_3	0,14	0,13	0,13	0,12	0,11	0,12	0,13	0,12	0,13	0,12	0,15	0,16	0,16	0,17	0,15	0,17	0,14	0,14	0,14	0,14
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	1,13	1,10	1,08	1,06	1,05	1,15	1,15	1,15	1,15	1,14	1,43	1,49	1,48	1,52	1,45	1,64	1,24	1,24	1,26	1,27
FeO*	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06
MnO	0,26	0,27	0,27	0,28	0,28	0,27	0,28	0,29	0,28	0,29	0,29	0,34	0,29	0,30	0,29	0,32	0,29	0,30	0,30	0,29
MgO	0,43	0,42	0,43	0,43	0,43	0,41	0,42	0,42	0,42	0,41	0,39	0,38	0,38	0,44	0,38	0,40	0,41	0,40	0,40	0,42
CaO	36,27	36,07	36,08	35,91	35,72	35,61	35,79	35,38	35,55	35,71	35,50	35,73	36,12	35,83	36,35	35,75	36,13	36,46	36,14	36,03
Total	100,40	100,15	99,83	99,81	99,32	99,33	99,10	98,82	99,51	99,08	99,73	100,06	100,35	99,95	100,27	100,26	100,29	100,31	100,21	100,34
Si	3,016	2,989	3,000	3,004	2,961	3,007	3,007	3,003	2,992	2,989	3,024	3,005	3,022	3,023	3,035	3,018	2,996	2,979	3,009	2,979
^{iv}Al	0,000	0,011	0,000	0,000	0,039	0,000	0,000	0,000	0,008	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,021	0,000	0,021
	3,016	*3,000*	*3,000*	*3,004*	*3,000*	*3,007*	*3,007*	*3,003*	*3,000*	*3,000*	*3,024*	*3,005*	*3,022*	*3,023*	*3,035*	*3,018*	*3,000*	*3,000*	*3,009*	*3,000*
^{vi}Al	1,893	1,924	1,913	1,919	1,935	1,913	1,893	1,917	1,930	1,910	1,877	1,890	1,851	1,848	1,822	1,878	1,902	1,886	1,884	1,910
Ti	0,020	0,021	0,021	0,021	0,023	0,025	0,026	0,026	0,026	0,027	0,032	0,031	0,032	0,035	0,032	0,021	0,028	0,028	0,028	0,029
Cr	0,008	0,008	0,008	0,007	0,007	0,007	0,008	0,007	0,008	0,007	0,009	0,010	0,010	0,010	0,009	0,010	0,008	0,008	0,008	0,008
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,067	0,066	0,065	0,064	0,064	0,069	0,070	0,070	0,069	0,069	0,086	0,089	0,089	0,092	0,087	0,099	0,075	0,075	0,076	0,076
	1,989	*2,019*	*2,007*	*2,012*	*2,029*	*2,015*	*1,997*	*2,021*	*2,033*	*2,013*	*2,005*	*2,019*	*1,982*	*1,984*	*1,950*	*2,008*	*2,012*	*1,997*	*1,997*	*2,023*
Fe^{2+}	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mn	0,016	0,017	0,017	0,018	0,018	0,018	0,018	0,019	0,018	0,019	0,018	0,021	0,019	0,019	0,018	0,020	0,019	0,019	0,019	0,019
Mg	0,048	0,047	0,048	0,048	0,048	0,046	0,047	0,047	0,047	0,047	0,044	0,042	0,043	0,049	0,043	0,045	0,045	0,045	0,045	0,046
Ca	2,907	2,899	2,910	2,894	2,895	2,884	2,908	2,880	2,873	2,903	2,863	2,876	2,901	2,889	2,923	2,871	2,902	2,934	2,905	2,892
	2,975	*2,967*	*2,979*	*2,964*	*2,965*	*2,950*	*2,977*	*2,949*	*2,941*	*2,972*	*2,929*	*2,945*	*2,967*	*2,961*	*2,988*	*2,940*	*2,970*	*3,002*	*2,973*	*2,961*
Total	7,980	7,986	7,986	7,980	7,994	7,973	7,981	7,973	7,974	7,985	7,958	7,970	7,971	7,968	7,974	7,967	7,982	7,998	7,979	7,985
Pyrope	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,5	1,4	1,4	1,6	1,4	1,5	1,5	1,5	1,5	1,6
Almandin	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Spessartine	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6
Andradite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Uvarovite	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4
Goldmanite	3,4	3,3	3,2	3,2	3,1	3,4	3,5	3,5	3,4	3,4	4,3	4,4	4,5	4,6	4,5	4,9	3,7	3,8	3,8	3,8
Grossulaire	93,9	94,0	94,1	94,1	94,2	93,9	93,8	93,8	93,9	93,9	93,0	92,8	92,8	92,4	92,9	92,2	93,6	93,6	93,5	93,5
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-131 : Composition chimique des tsavorites de Sør Rondane

MYANMAR

GISEMENT	MOGOK																			
Echantillon	MOGOK-1										MOGOK-2									
SiO_2	38,27	39,46	39,53	39,47	39,84	39,29	39,25	38,79	39,47	39,67	38,83	38,11	38,78	38,34	38,57	41,78	38,59	38,30	38,60	38,33
TiO_2	0,74	0,77	0,75	0,73	0,73	0,73	0,71	0,74	0,75	0,75	0,58	0,54	0,59	0,57	0,59	0,59	0,58	0,58	0,56	0,59
Al_2O_3	21,76	21,69	21,79	21,91	21,66	21,99	21,79	22,02	21,49	21,39	21,88	21,66	21,93	21,90	21,95	23,30	22,02	21,73	21,90	21,82
Cr_2O_3	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,03	0,06	0,07	0,07	0,07	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
$_2O_3$*	0,38	0,39	0,35	0,36	0,06	0,00	0,37	0,38	0,19	0,19	0,26	0,23	0,27	0,26	0,25	0,00	0,27	0,26	0,25	0,27
V_2O_3	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17	0,08	0,16	0,16	0,17	0,17	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	0,34	0,00	0,00	0,18	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,23	0,23	0,22	0,23	0,24	0,23	0,23	0,23	0,22	0,22	0,19	0,19	0,20	0,19	0,19	0,18	0,19	0,20	0,19	0,19
MgO	0,59	0,60	0,60	0,59	0,61	0,60	0,60	0,61	0,60	0,59	0,47	0,45	0,47	0,46	0,47	0,57	0,48	0,47	0,45	0,47
CaO	36,59	36,72	36,76	36,77	36,44	35,76	36,24	36,45	36,22	36,41	36,09	36,47	36,57	36,10	36,50	34,56	36,60	36,75	36,12	36,63
Total	98,79	100,09	100,23	100,29	100,09	99,05	99,41	99,42	99,34	99,64	98,36	97,72	98,88	97,90	98,60	101,27	98,80	98,37	98,14	98,35
Si	2,923	2,968	2,967	2,961	2,991	2,977	2,968	2,938	2,987	2,994	2,966	2,940	2,952	2,946	2,945	3,058	2,941	2,936	2,957	2,937
^{iv}Al	0,077	0,032	0,033	0,039	0,009	0,023	0,032	0,062	0,013	0,006	0,034	0,060	0,048	0,054	0,055	0,000	0,059	0,064	0,043	0,063
	3,000	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,058*	*3,000*	*3,000*	*3,000*	*3,000*
^{vi}Al	1,882	1,890	1,895	1,899	1,908	1,941	1,910	1,903	1,903	1,897	1,936	1,909	1,919	1,929	1,920	2,010	1,919	1,900	1,934	1,908
Ti	0,043	0,044	0,043	0,041	0,041	0,042	0,040	0,042	0,043	0,042	0,033	0,031	0,034	0,033	0,034	0,033	0,033	0,034	0,032	0,034
Cr	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,002	0,004	0,004	0,004	0,004	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe^{3+}	0,022	0,022	0,020	0,020	0,004	0,000	0,021	0,021	0,011	0,011	0,015	0,013	0,015	0,015	0,015	0,000	0,015	0,015	0,015	0,015
V^{3+}	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,005	0,010	0,010	0,010	0,010	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
	1,961	*1,970*	*1,971*	*1,975*	*1,967*	*1,989*	*1,985*	*1,980*	*1,971*	*1,964*	*1,988*	*1,958*	*1,972*	*1,982*	*1,973*	*2,046*	*1,972*	*1,953*	*1,984*	*1,961*
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018	0,021	0,000	0,000	0,011	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,015	0,014	0,014	0,014	0,015	0,015	0,015	0,014	0,014	0,014	0,012	0,012	0,013	0,012	0,012	0,011	0,012	0,013	0,012	0,012
Mg	0,067	0,067	0,067	0,066	0,068	0,068	0,067	0,069	0,067	0,067	0,053	0,051	0,054	0,053	0,053	0,063	0,054	0,054	0,052	0,053
Ca	2,994	2,958	2,957	2,956	2,932	2,903	2,936	2,957	2,937	2,944	2,953	3,014	2,982	2,972	2,986	2,710	2,989	3,019	2,965	3,007
	3,076	*3,040*	*3,038*	*3,037*	*3,033*	*3,007*	*3,018*	*3,040*	*3,029*	*3,036*	*3,019*	*3,078*	*3,048*	*3,037*	*3,051*	*2,797*	*3,055*	*3,085*	*3,029*	*3,073*
Total	8,037	8,009	8,009	8,011	8,000	7,996	8,003	8,020	8,000	8,000	8,007	8,036	8,021	8,019	8,024	7,902	8,027	8,038	8,013	8,034
Pyrope	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,3	2,2	2,3	2,2	2,2	1,8	1,7	1,8	1,7	1,7	2,2	1,8	1,7	1,7	1,7
Almandin	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,7	0,0	0,0	0,4	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0
Spessartine	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
Andradite	1,1	1,1	1,0	1,0	0,2	0,0	1,1	1,1	0,5	0,5	0,8	0,7	0,8	0,8	0,7	0,0	0,8	0,8	0,7	0,8
Uvarovite	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1
Goldmanite	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,3	0,5	0,5	0,5	0,5	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Grossulaire	95,5	95,5	95,6	95,6	95,8	96,2	95,5	95,5	95,7	95,7	96,9	97,0	96,8	96,9	96,9	96,7	96,9	96,8	96,9	96,9
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tableau C-132 : Composition chimique des tsavorites de Mogok

ANNEXE C

ANALYSES A LA MSE

TOURMALINES
ANALYSEES A LA SONDE IONIQUE

Placer de Lemshuku *p.2-4*
Bocrest (Kenya) *p.5*
Gogogogo (Madagascar) *p.5*

GISEMENT	PLACER LEMSHUKU									
Echantillon	V11b									
Point	*31*	*32*	*33*	*34*	*35*	*36*	*37*	*38*	*39*	*40*
SiO_2	37,81	37,89	38,30	37,89	38,71	38,24	37,89	37,93	38,14	37,97
TiO_2	0,54	0,54	0,53	0,52	0,51	0,51	0,54	0,54	0,54	0,53
Al_2O_3	34,33	34,27	33,71	34,00	34,38	34,00	33,73	33,83	34,11	33,57
Cr_2O_3	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,17	0,17	0,17	0,17
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	0,45	0,45	0,44	0,44	0,44	0,44	0,41	0,41	0,41	0,41
B_2O_3	11,02	11,04	11,02	11,00	11,15	11,05	10,97	10,99	11,07	10,98
FeO*	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
MgO	9,96	9,92	9,90	10,00	9,91	9,93	10,06	10,06	10,11	10,10
CaO	1,36	1,43	1,31	1,35	1,26	1,33	1,43	1,46	1,57	1,57
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	1,19	1,32	1,42	1,23	1,29	1,33	1,21	1,14	1,12	1,20
K_2O	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O*	3,80	3,81	3,80	3,79	3,85	3,81	3,78	3,79	3,82	3,79
-O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,75	100,97	100,73	100,53	101,81	100,93	100,29	100,42	101,16	100,39
B^{3+}	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Si^{4+}	5,960	5,965	6,040	5,987	6,034	6,017	6,002	5,999	5,990	6,012
Al^{4+}	0,040	0,035	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,001	0,010	0,000
	6,000	*6,000*	*6,040*	*6,000*	*6,034*	*6,017*	*6,002*	*6,000*	*6,000*	*6,012*
Al Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al^{3+}	0,338	0,324	0,266	0,319	0,315	0,306	0,296	0,305	0,304	0,263
Ti^{4+}	0,064	0,064	0,063	0,062	0,060	0,060	0,064	0,064	0,064	0,063
Cr^{3+}	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024	0,022	0,022	0,021	0,022
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,057	0,057	0,056	0,056	0,055	0,055	0,053	0,052	0,052	0,052
Fe^{2+}	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Mg	2,341	2,329	2,327	2,355	2,303	2,330	2,375	2,372	2,368	2,383
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	2,826	*2,800*	*2,738*	*2,819*	*2,760*	*2,777*	*2,811*	*2,817*	*2,810*	*2,787*
Ca	0,230	0,241	0,221	0,229	0,211	0,225	0,243	0,247	0,264	0,266
Na	0,362	0,404	0,434	0,377	0,390	0,405	0,372	0,350	0,340	0,368
K	0,017	0,017	0,018	0,018	0,017	0,017	0,016	0,015	0,016	0,016
	0,610	*0,662*	*0,673*	*0,623*	*0,618*	*0,646*	*0,630*	*0,613*	*0,620*	*0,650*
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
	4,000	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*
Total	19,436	19,462	19,450	19,442	19,412	19,441	19,443	19,430	19,431	19,449

Tableau C-133 : Composition chimique des tourmalines du placer de Lemshuku

GISEMENT	PLACER LEMSHUKU																						
Echantillon	JF131-NODULE TOURMALINE																						
Point	*41*	*42*	*43*	*44*	*45*	*46*	*47*	*48*	*49*	*50*	*51*	*52*	*53*	*54*	*55*	*56*	*57*	*58*	*59*	*60*	*61*	*62*
SiO_2	36,22	35,34	34,76	34,89	34,55	34,53	34,73	35,09	35,07	36,24	36,56	36,52	36,59	36,09	36,52	36,67	35,76	35,30	35,01	35,19	34,65	34,90
TiO_2	0,62	0,61	0,61	0,61	0,62	0,63	0,65	0,58	0,55	0,54	0,52	0,52	0,51	0,52	0,52	0,54	0,59	0,56	0,62	0,62	0,63	0,65
Al_2O_3	35,88	34,83	34,89	34,96	34,64	35,14	35,13	34,87	34,66	34,82	35,02	34,91	34,88	35,23	35,30	34,82	34,37	34,69	34,35	34,74	34,77	34,74
Cr_2O_3	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12	0,12	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12	0,12	0,13	0,12	0,12	0,11
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	0,32	0,33	0,33	0,33	0,33	0,35	0,35	0,31	0,31	0,30	0,30	0,30	0,30	0,29	0,30	0,30	0,33	0,33	0,34	0,35	0,35	0,34
B_2O_3	10,97	10,70	10,61	10,65	10,56	10,60	10,65	10,63	10,62	10,80	10,85	10,84	10,84	10,80	10,89	10,82	10,67	10,63	10,55	10,64	10,58	10,61
FeO*	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
MgO	9,69	9,56	9,47	9,46	9,47	9,37	9,39	9,38	9,47	9,52	9,38	9,43	9,42	9,38	9,44	9,21	9,35	9,26	9,30	9,28	9,40	9,37
CaO	1,78	1,75	1,78	1,86	1,86	1,74	1,94	1,62	1,69	1,70	1,56	1,55	1,64	1,50	1,58	1,64	1,70	1,63	1,52	1,79	1,78	1,77
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	0,95	1,01	0,89	0,90	0,92	0,89	0,90	0,92	0,96	0,90	0,94	0,97	0,89	0,91	0,96	0,87	0,93	0,94	0,95	0,92	0,94	0,89
K_2O	0,09	0,09	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O*	3,78	3,69	3,66	3,67	3,64	3,66	3,67	3,67	3,66	3,73	3,74	3,74	3,74	3,72	3,75	3,73	3,68	3,67	3,64	3,67	3,65	3,66
-O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,41	98,02	97,21	97,54	96,80	97,12	97,62	97,27	97,17	98,75	99,04	98,97	99,02	98,63	99,44	98,79	97,60	97,21	96,52	97,41	96,96	97,13
B^{3+}	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Si^{4+}	5,738	5,740	5,693	5,697	5,686	5,661	5,668	5,736	5,741	5,831	5,858	5,859	5,866	5,808	5,831	5,888	5,824	5,772	5,767	5,748	5,691	5,718
Al^{4+}	0,262	0,260	0,307	0,303	0,314	0,339	0,332	0,264	0,259	0,169	0,142	0,141	0,134	0,192	0,169	0,112	0,176	0,228	0,233	0,252	0,309	0,282
	6,000	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*
Al Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al^{3+}	0,438	0,406	0,427	0,423	0,404	0,450	0,426	0,455	0,429	0,433	0,471	0,457	0,457	0,490	0,473	0,477	0,422	0,458	0,436	0,435	0,422	0,427
Ti^{4+}	0,073	0,074	0,076	0,075	0,077	0,078	0,079	0,071	0,068	0,065	0,062	0,062	0,062	0,062	0,062	0,065	0,072	0,069	0,077	0,076	0,078	0,080
Cr^{3+}	0,013	0,014	0,014	0,014	0,015	0,015	0,016	0,013	0,013	0,012	0,013	0,013	0,012	0,013	0,012	0,013	0,015	0,015	0,017	0,016	0,015	0,014
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,041	0,043	0,043	0,043	0,044	0,045	0,046	0,041	0,040	0,039	0,038	0,038	0,038	0,038	0,038	0,039	0,044	0,043	0,045	0,045	0,045	0,044
Fe^{2+}	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Mg	2,288	2,314	2,311	2,303	2,323	2,290	2,283	2,287	2,311	2,283	2,240	2,255	2,251	2,250	2,246	2,204	2,269	2,256	2,285	2,259	2,302	2,290
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	2,854	*2,853*	*2,873*	*2,860*	*2,864*	*2,880*	*2,853*	*2,868*	*2,863*	*2,835*	*2,827*	*2,829*	*2,824*	*2,855*	*2,833*	*2,800*	*2,823*	*2,843*	*2,861*	*2,834*	*2,864*	*2,858*
Ca	0,302	0,304	0,312	0,326	0,328	0,306	0,339	0,284	0,296	0,293	0,268	0,267	0,282	0,258	0,270	0,283	0,297	0,286	0,268	0,313	0,313	0,310
Na	0,292	0,319	0,283	0,285	0,294	0,281	0,284	0,293	0,306	0,282	0,291	0,303	0,276	0,284	0,298	0,271	0,293	0,298	0,304	0,290	0,298	0,282
K	0,018	0,018	0,018	0,018	0,018	0,019	0,018	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,018	0,017	0,019	0,018	0,019	0,019
	0,612	*0,640*	*0,612*	*0,629*	*0,640*	*0,606*	*0,641*	*0,593*	*0,618*	*0,591*	*0,574*	*0,585*	*0,574*	*0,558*	*0,584*	*0,569*	*0,608*	*0,602*	*0,591*	*0,621*	*0,630*	*0,611*
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
	4,000	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*
Total	19,467	19,493	19,486	19,489	19,504	19,486	19,493	19,462	19,481	19,426	19,401	19,414	19,397	19,413	19,418	19,369	19,431	19,445	19,452	19,455	19,494	19,469

Tableau C-134 : Composition chimique des tourmalines du placer de Lemshuku

GISEMENT	PLACER LEMSHUKU																						
Echantillon	JF131-NODULE TOURMALINE																						
Point	*63*	*64*	*65*	*66*	*67*	*68*	*69*	*70*	*71*	*72*	*73*	*74*	*75*	*76*	*77*	*78*	*79*	*80*	*81*	*82*	*83*	*84*	*85*
SiO_2	35,32	35,86	35,82	36,00	34,83	34,49	34,28	34,41	34,80	34,73	35,11	34,96	36,09	36,29	35,65	35,44	35,45	35,49	35,83	35,98	36,35	36,57	36,56
TiO_2	0,64	0,64	0,67	0,65	0,65	0,65	0,64	0,64	0,64	0,66	0,65	0,64	0,65	0,58	0,58	0,57	0,55	0,52	0,53	0,52	0,51	0,52	0,53
Al_2O_3	34,61	34,81	34,84	34,71	34,46	34,11	34,16	34,63	34,88	35,07	34,56	34,80	34,66	34,28	34,41	33,77	34,40	34,21	34,94	34,30	34,38	34,91	34,75
Cr_2O_3	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12	0,11	0,11	0,12	0,12	0,11	0,12	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	0,32	0,33	0,36	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,31	0,31	0,31	0,31	0,29	0,30	0,29	0,29	0,29	0,29
B_2O_3	10,66	10,76	10,77	10,76	10,55	10,47	10,45	10,51	10,61	10,64	10,62	10,64	10,78	10,71	10,65	10,53	10,60	10,60	10,75	10,67	10,74	10,85	10,82
FeO*	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	9,40	9,44	9,43	9,37	9,20	9,27	9,27	9,27	9,34	9,36	9,34	9,43	9,44	9,26	9,35	9,31	9,26	9,32	9,43	9,36	9,40	9,41	9,39
CaO	1,77	1,73	1,80	1,71	1,77	1,82	1,84	1,70	1,72	1,95	1,81	1,81	1,88	1,45	1,60	1,59	1,52	1,67	1,61	1,56	1,59	1,70	1,63
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	1,00	0,92	0,94	0,93	0,91	0,90	0,99	0,93	0,96	0,95	0,98	0,93	0,93	0,98	0,99	0,98	0,96	0,94	1,01	0,94	0,94	1,00	0,95
K_2O	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O*	3,68	3,71	3,71	3,71	3,64	3,61	3,60	3,63	3,66	3,67	3,66	3,67	3,72	3,69	3,67	3,63	3,66	3,65	3,71	3,68	3,70	3,74	3,73
-O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,61	98,40	98,55	98,37	96,56	95,88	95,77	96,29	97,17	97,58	97,28	97,45	98,71	97,75	97,40	96,31	96,90	96,88	98,31	97,48	98,09	99,19	98,83
B^{3+}	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Si^{4+}	5,759	5,795	5,781	5,817	5,740	5,728	5,704	5,690	5,701	5,672	5,746	5,713	5,816	5,891	5,816	5,847	5,811	5,822	5,793	5,859	5,882	5,856	5,873
Al^{4+}	0,241	0,205	0,219	0,183	0,260	0,272	0,296	0,310	0,299	0,328	0,254	0,287	0,184	0,109	0,184	0,153	0,189	0,178	0,207	0,141	0,118	0,144	0,127
	6,000	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*
Al Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al^{3+}	0,410	0,424	0,411	0,426	0,433	0,405	0,401	0,439	0,436	0,422	0,412	0,416	0,399	0,450	0,432	0,413	0,457	0,434	0,451	0,443	0,438	0,446	0,450
Ti^{4+}	0,079	0,078	0,082	0,079	0,080	0,081	0,080	0,080	0,079	0,080	0,080	0,079	0,078	0,071	0,071	0,070	0,068	0,065	0,065	0,063	0,063	0,062	0,063
Cr^{3+}	0,014	0,014	0,015	0,014	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,013	0,013	0,014	0,013	0,013	0,013	0,013	0,012	0,012	0,012
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,042	0,042	0,047	0,044	0,045	0,046	0,045	0,045	0,044	0,045	0,045	0,045	0,044	0,040	0,041	0,040	0,040	0,039	0,038	0,038	0,038	0,038	0,038
Fe^{2+}	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	2,286	2,273	2,270	2,256	2,261	2,295	2,299	2,284	2,281	2,278	2,279	2,296	2,268	2,241	2,274	2,289	2,263	2,280	2,273	2,274	2,267	2,247	2,248
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	2,832	*2,833*	*2,825*	*2,821*	*2,837*	*2,844*	*2,842*	*2,866*	*2,859*	*2,842*	*2,831*	*2,854*	*2,805*	*2,817*	*2,833*	*2,828*	*2,844*	*2,832*	*2,843*	*2,833*	*2,821*	*2,806*	*2,814*
Ca	0,310	0,299	0,311	0,295	0,313	0,324	0,327	0,302	0,302	0,342	0,316	0,316	0,325	0,252	0,280	0,281	0,267	0,293	0,279	0,272	0,276	0,292	0,280
Na	0,316	0,288	0,293	0,290	0,289	0,289	0,319	0,298	0,304	0,301	0,309	0,296	0,291	0,309	0,313	0,312	0,305	0,299	0,316	0,296	0,294	0,311	0,297
K	0,018	0,018	0,018	0,018	0,019	0,018	0,018	0,019	0,018	0,018	0,018	0,018	0,018	0,017	0,016	0,017	0,016	0,015	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016
	0,644	*0,605*	*0,622*	*0,603*	*0,620*	*0,631*	*0,665*	*0,618*	*0,624*	*0,661*	*0,644*	*0,630*	*0,634*	*0,578*	*0,608*	*0,610*	*0,587*	*0,608*	*0,612*	*0,583*	*0,587*	*0,619*	*0,593*
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
	4,000	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*
Total	19,476	19,438	19,447	19,424	19,457	19,475	19,507	19,484	19,484	19,503	19,476	19,484	19,440	19,395	19,442	19,438	19,431	19,439	19,454	19,416	19,407	19,426	19,406

Tableau C-135 : Composition chimique des tourmalines du placer de Lemshuku

GISEMENT	BOCREST (KENYA)			GOGOGOGO (MADAGASCAR)										GOGOGOGO (MADAGASCAR)									
Echantillon	BO1			GO1										GO2									
Point	*1*	*2*	*3*	*71*	*72*	*73*	*74*	*75*	*76*	*77*	*78*	*79*	*80*	*1*	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*	*10*
SiO_2	38,81	38,10	37,71	37,26	37,02	36,59	36,49	36,40	37,00	36,41	36,19	35,83	36,35	36,97	33,10	30,84	34,17	37,22	37,00	36,64	36,60	36,99	37,32
TiO_2	0,36	0,35	0,36	0,69	0,62	0,64	0,64	0,68	0,63	0,67	0,64	0,62	0,68	0,64	0,53	0,53	0,61	0,64	0,62	0,59	0,60	0,56	0,53
Al_2O_3	33,53	35,13	34,31	34,16	34,35	33,89	34,44	34,26	34,51	33,98	34,32	33,73	33,90	36,83	31,53	30,38	31,44	34,80	34,92	33,81	33,85	34,40	34,94
Cr_2O_3	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03	0,04	0,06	0,08	0,05	0,08	0,08	0,09	0,06	0,08	0,10	0,08	0,07	0,07
Fe_2O_3*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_3	0,53	0,52	0,53	0,42	0,42	0,43	0,43	0,43	0,33	0,30	0,43	0,51	0,55	0,53	0,50	0,46	0,56	0,52	0,62	0,64	0,58	0,58	0,57
B_2O_3	11,10	11,20	11,06	11,05	11,00	10,88	10,95	10,92	11,02	10,86	10,89	10,76	10,86	11,37	10,04	9,53	10,23	11,11	11,13	10,90	10,88	10,99	11,11
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
MnO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	9,96	10,11	10,07	10,45	10,21	10,25	10,26	10,23	10,33	10,22	10,28	10,24	10,13	10,82	9,95	9,62	10,16	10,35	10,52	10,29	10,22	10,15	10,23
CaO	1,79	1,53	1,82	2,03	1,84	1,79	1,96	1,98	1,81	1,88	1,95	1,87	1,90	2,13	1,57	1,58	1,81	1,92	1,97	1,84	1,62	1,72	1,61
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	1,56	1,63	1,58	1,49	1,50	1,52	1,53	1,50	1,56	1,52	1,51	1,48	1,48	1,09	1,54	1,42	1,43	1,52	1,54	1,51	1,61	1,58	1,58
K_2O	0,11	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,11	0,10	0,11	0,10	0,10	0,11	0,10	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O*	3,83	3,86	3,81	3,81	3,79	3,75	3,78	3,77	3,80	3,75	3,76	3,71	3,75	3,92	3,46	3,29	3,53	3,83	3,84	3,76	3,75	3,79	3,83
-O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	101,62	102,56	101,39	101,57	100,94	99,91	100,63	100,36	101,15	99,77	100,12	98,95	99,80	104,47	92,43	87,84	94,16	102,12	102,38	100,23	99,90	100,94	101,92
B^{3+}	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Si^{4+}	6,076	5,914	5,928	5,859	5,852	5,845	5,793	5,795	5,837	5,826	5,775	5,786	5,818	5,651	5,730	5,625	5,806	5,820	5,778	5,841	5,848	5,847	5,840
Al^{4+}	0,000	0,086	0,072	0,141	0,148	0,155	0,207	0,205	0,163	0,174	0,225	0,214	0,182	0,349	0,270	0,375	0,194	0,180	0,222	0,159	0,152	0,153	0,160
	6,076	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*	*6,000*
Al Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al^{3+}	0,188	0,340	0,285	0,190	0,251	0,225	0,235	0,223	0,253	0,234	0,229	0,207	0,213	0,288	0,162	0,156	0,102	0,234	0,206	0,192	0,222	0,255	0,284
Ti^{4+}	0,043	0,041	0,042	0,081	0,074	0,077	0,076	0,081	0,075	0,081	0,077	0,075	0,081	0,073	0,070	0,073	0,077	0,075	0,072	0,071	0,071	0,066	0,062
Cr^{3+}	0,005	0,004	0,005	0,005	0,004	0,004	0,005	0,005	0,003	0,003	0,005	0,008	0,010	0,006	0,011	0,012	0,012	0,007	0,010	0,012	0,009	0,009	0,009
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V^{3+}	0,067	0,065	0,066	0,053	0,053	0,055	0,054	0,055	0,042	0,039	0,054	0,066	0,071	0,065	0,069	0,067	0,077	0,065	0,078	0,082	0,074	0,073	0,072
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Mn	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003
Mg	2,325	2,338	2,360	2,449	2,405	2,440	2,428	2,429	2,428	2,437	2,445	2,465	2,417	2,465	2,567	2,616	2,574	2,413	2,450	2,446	2,434	2,392	2,386
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	2,627	*2,788*	*2,758*	*2,784*	*2,793*	*2,807*	*2,803*	*2,799*	*2,805*	*2,800*	*2,814*	*2,827*	*2,797*	*2,902*	*2,884*	*2,928*	*2,847*	*2,800*	*2,819*	*2,807*	*2,816*	*2,800*	*2,817*
Ca	0,300	0,255	0,307	0,343	0,312	0,306	0,333	0,338	0,305	0,323	0,334	0,323	0,326	0,349	0,291	0,308	0,330	0,321	0,329	0,314	0,277	0,291	0,270
Na	0,474	0,491	0,482	0,455	0,460	0,470	0,470	0,462	0,477	0,470	0,467	0,463	0,459	0,322	0,518	0,501	0,472	0,462	0,467	0,468	0,498	0,483	0,479
K	0,022	0,021	0,020	0,022	0,021	0,021	0,020	0,022	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021	0,019	0,019	0,020	0,022	0,020	0,020	0,021	0,020	0,019	0,018
	0,796	*0,766*	*0,809*	*0,820*	*0,793*	*0,797*	*0,823*	*0,823*	*0,803*	*0,814*	*0,821*	*0,807*	*0,806*	*0,690*	*0,828*	*0,830*	*0,823*	*0,803*	*0,817*	*0,802*	*0,794*	*0,793*	*0,767*
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
	4,000	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*	*4,000*
Total	19,499	19,554	19,567	19,605	19,586	19,604	19,626	19,622	19,607	19,614	19,635	19,634	19,603	19,592	19,713	19,758	19,671	19,603	19,636	19,610	19,610	19,593	19,584

Tableau C-136 : Composition chimique des tourmalines de Bocrest et de Gogogogo