



HAL
open science

Genèse des minéralisations uranifères hudsoniennes (1,7 - 1,8 Ga) dans les socles de la Laurentia et de la Baltica

Jérémy Neto

► **To cite this version:**

Jérémy Neto. Genèse des minéralisations uranifères hudsoniennes (1,7 - 1,8 Ga) dans les socles de la Laurentia et de la Baltica. Sciences de la Terre. Université Henri Poincaré - Nancy 1, 2010. Français. NNT : 2010NAN10021 . tel-01748563

HAL Id: tel-01748563

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01748563v1>

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>

Nancy-Université



U.F.R Sciences et Techniques de la Matière et des Procédés
Ecole doctorale RP2E (Ressources, Produits, Procédés et Environnements)

THESE

Présentée pour l'obtention du titre de

Docteur de l'Université Henri Poincaré, NANCY I
en **Géosciences**

par

Jérémy NETO

Genèse des minéralisations uranifères hudsoniennes
(1,7 - 1,8 Ga) dans les socles de la Laurentia et de la
Baltica.

Soutenue publiquement
le 03 mars 2010

Membres du Jury :

Rapporteurs :	Philippe BOULVAIS Normand GOULET	HDR, Géosciences Rennes, Rennes Professeur, UQAM , Montréal
Directeur de thèse :	Michel CUNNEY Christian MARIGNAC	Directeur de Recherche CNRS, Nancy Professeur, Ecoles des Mines , Nancy
Examineurs :	Anne-Sylvie ANDRE-MAYER Claude CAILLAT Stephano SALVI	HDR, G2R, Nancy Ingénieur, Areva, Paris Defense CR, CNRS, Toulouse

Remerciements

Ce travail a été financé par Areva dans le cadre d'une collaboration avec le CREGU. Je tiens à remercier toute les personnes qui ont contribué à la naissance de ce projet ainsi que son avancement. Je remercie également tous les personnes d'Areva Québec qui nous ont accueillies sur le camp de Cage au cours de deux missions de terrain. Toutes les personnes sur place et tout particulièrement, Mario Joly, Bocar Diagana qui ont toujours été disponibles nous permettant d'être immédiatement efficaces sur le terrain. Je remercie également Guillaume Chauret pour le suivi des échantillons.

Je tiens à exprimer mes plus sincères remerciements aux membres du jury qui ont accepté de juger ce travail :

- Mr N. Goulet, ses connaissances sur la géologie des domaines Archéen-Paléoproterozoïque en particulier de la région de l'orogène Torngat seront profitables à la réflexion concernant ce travail.
- Mr P. Boulvais, pour m'avoir fait partager ses connaissances sur les isotopes à plusieurs reprises de même que son expérience sur les processus de formation des skarns dans le domaine granulite.
- Monsieur C.Caillat, pour avoir initié le projet depuis la découverte de Cage jusqu'au financement de la thèse. Je le remercie pour son intérêt constant tout au long de l'avancement de nos travaux.
- Mme A.S. Andre-Mayer, qui est revenu spécialement du Burkina dans la matinée pour assister à la thèse. Je te remercie d'avoir accepté d'examiner mon travail.

J'ai plaisir à remercier les personnes qui ont bien voulu collaborer pour faire avancer ce travail

i) le SCMEM

S. Mathieu, A. Kohler et J. Ravaux (mon frère jumeau, à très bientôt), Ludovic et Sullivan (les petits nouveaux) pour les travaux réalisés aux MEB et aux sondes électroniques ainsi que pour leur gentillesse et professionnalisme.

ii) Le CRPG

M.Champenois, Denis Mangin, Claire Rollion Bard et en particulier Etienne Deloule (le magicien de la sonde) pour leur aide aux sondes ioniques ainsi qu'au personnel du SARM en particulier J.Marin qui a toujours fait preuve d'un grand professionnalisme. Sans oublier, dans la famille Marin, Johanna qui est restée deux après midi à mes côtés pour surveiller la sonde, (je lui dois toujours un resto).

iii) Areva Bessines

Merci à J-M Vergeau pour la rapidité à laquelle il a travaillé et la qualité de son travail.

Les stagiaires de diverses années, Blandine Audouin Dubreuil pour son travail approfondi sur les ACP, Léo Chabot pour son travail sur les fluides et Julien Feynerol (Bidman) pour toute la partie géologie de Cage et pour son intérêt marqué pour les minéralisations vanadifères.

Je ne peux pas oublier de remercier mes directeurs de thèse, tout d'abord M.Cuney, mon directeur de thèse, pour m'avoir proposé ce sujet et m'avoir fait confiance après mon DEA. Il a toujours répondu à mes questions concernant l'uranium depuis à peu près tous les continents et les récits de ces diverses épopées héroïques sont en passe de le faire accéder à la célébrité (il a déjà sa page sur Wikipédia). Même si ces derniers temps, il était un peu moins disponible depuis qu'il est devenu la nouvelle égérie d'Economic Geology & Mineralium Deposita ; pour tout ce qu'il m'a apporté je lui serais toujours reconnaissant.

Je remercie profondément C. Marniac, mon co-directeur de thèse, qui s'est passionné pour ce sujet et avec qui j'ai passé de nombreuses heures derrière un microscope ou un graphe Excel. En particulier ces derniers temps, il a toujours été présent pour répondre à toutes mes questions avec patience (désolé pour mon elliptisme) et gentillesse. J'ai beaucoup appris ces derniers mois et dans beaucoup de domaines et même dans les plis et la déformation. Notre mission de terrain à Cage a été très agréable même si les réveils sur des airs de chansons russes entonnées par Christian à 5 heures du matin étaient un peu difficiles les premiers jours. J'espère dans l'avenir, que l'on pourra continuer à travailler ensemble et pourquoi pas faire une sortie pour aller chercher des oursins.

G2R Lab

Il est temps de passer au G2R Lab, tout d'abord mes collègues et bien sur mes amis avec leur surnom (désolé beaucoup sont de moi et vont vous suivre toute votre vie) :

La maman (**Isa**) ma collègue de l'Archéen, qui pour tout le monde devait finir largement avant moi. J'espère que sa soutenance précédera la mienne dans les délais les plus proches (et oui le Paléoprotozoïque est arrivé en premier pour une fois !), bonne chance pour le futur et prend soin de Nico, il est un peu fragile surtout quand il fait du sport avec nous... ; l'authiste ou l'aristocrate de l'U (**Antonin**) qui comme moi a choisi de tout baser sur le physique. Merci pour les soirées soupe au quinoa et les kilos perdus dans les salles de squash (bisous à la petite Viking) ; **Foxy brown**, courage mon ami ça vient bon, et arrête tes bêtises sur tes planches à roulette, c'est plus de ton âge tu vas bientôt avoir 18 ans! ; **Merca**, le sportif de la bande et le King de l'Athabasca, prend soin de ta petite famille et ne te laisse pas distancer par Antonin dans la course aux publis (Word me propose de remplacer publis par pubis, un signe ?!) ; **Luccio** (Sibbi pour les intimes), membre cofondateur du Gin Tonic Club et ses célèbres soirées belotes-poker, et virées nocturnes nancéiennes, à bientôt pour le retour de l'international ; **Miss Monde** (Apolline), la reine de l'Andra, prend soin de ton image, et de

tes petites bêtes toutes gentilles (même des ammonites nécrophiles...); les kazacks, **Crackim** et **Askarovitch** qui m'ont accueillis dans leur pays et dans leur famille (désolé ce n'est toujours pas bon le kumis), j'espère pouvoir y retourner prochainement. Sans oublier, **Vanina** (Olivier P.), tu me dois une dent d'ichtyo!; et **Mikou**, mes anciens collègues de bureau et amis ; **Ding-Dong** (Junying), désolé pour tout mais je suis pas tout seul dans ma tête... ; **Debelcourt** (à quand la prochaine soirée au château ?), la FOS Team (**Marta**, **Rozybar**, pas bien le Stroh à 80°, **Laurent** (Duvel way of life) et mon frère **Ambrose**, à très bientôt) . La chimie orga avec Coco (**Coralie**) ; Titi (**Thierry**) ; **Aurélien Brandi** et **Gillou**. Les news thésards bien sympathiques : le Chinois (**Anthony**, mon « digne » successeur) ; l'écureuil (**Steph**, bonne chance avec papy moustache comme tu l'appelles...) ; **Suzy** (Lucille), **Phill**, **Wilfried Cacatoe** (vodka chocolat); Mat Laifoun (**Mathieu**), qui a choisi la voie de l'honneur en reprenant les Protoss (n'oublie pas de faire pleins de DT). Les anciens, Topi (**Olivier, C.**) & **Sandrine** et Le Vicomte (**Erwann**), Valentino (**Gaétan**), j'espère tous vous revoir à la soutenance. **Marco** de chez Areva pour son aide pendant mon Master et le thèse.

Au tour des MDC et bien sur de mes amis, avec leur surnom officieux:

Kala 54 (**Jérôme**), le killer de CZ et la personne qui m'a battu deux fois aux échecs (ouille j'ai mal) ; Rudith Sousse, ma petite **Judith** qui m'a supporté (désolé, ça vient de moi envoyer la Sausse) pendant toute ma scolarité (plein de bisous) ; une autre « maitresse » **Cécile** pour toutes les discussions métaphoriques, les échanges musicaux, et pour tous les fous rires qui me reviennent à l'esprit (plein de bisous aussi...); ma Carpette (**Cédric**) et toutes les douches prises ensemble après le foot, on n'a toujours pas retrouvé le gel douche... et pour tous les supers moments passés à faire des flims de cyclisme (ne loupe pas le prochain, pas de Jean Lefèvre ou je me casse, je suis un fou...) ; Wonderman (**Anne-Sylvie**) pour toutes les petites soirées à la maison et pour tout ce que tu as fait pour être présente à ma thèse, ça me touche vraiment, et **Manu** (bien vu l'aveugle) ; MCC (**Marie-Camille**) (désolé pour le dérangement pendant les 3 ans) ; Ron an Luce (**Jean**) pour avoir un enfant aussi adorable (de qui tient-il ça ?) ; Tarentule (**Alex**) à quand le prochain foot et les bonnes tablettes de chocolat ?, à ton tour de mettre la pâté à Kala.

Sans oublier les tauliers de ces lieux :

Mairenausore (**Roland**), j'espère que tu feras un détour pour participer à ma thèse (une Orval t'attend voire deux); Pierrot la trouvaille (**Mr Schumacher**) pour sa gentillesse et pour tout ce qu'il fait pour placer ces petits étudiants, rendez vous à Pulnoy pour notre prochaine sortie golf. BSP (**Cédric**) pour les petits cafés et les bonnes centaines de lames.

Un bon point à tout ce qui m'on aidé pendant la rédaction (chacun aura un petit cadeau ou un gros):

Cécile la plus efficace des secrétaires plus de 100 mots à la minute, **Carpette** pour les modèles de l'espace, les **Kazacks** pour la biblio (Merci **Askar**, je ne savais pas que Debon avait fait une publication sur l'immigration à Chateauroux, en 1982), **Olivier P.** pour une relecture tardive, **Damien** pour les superbes cartes MapInfo.

Les amis (et oui, je sors dès fois du labo) :

Damien, mon ami de toujours qui est un peu à l'origine de tout ça, et qui m'a toujours aidé en toute circonstance, je me sens encore redevable, il va falloir que je rééquilibre la balance.

Les piliers de bar du club d'échecs mussipontain (**Lolo, Pascal, Dom, Marcos, Yaya, Jeannot, le petit Jean, l'autre JJ...**), désolé les gars je vous ai lâchement abandonnée, je serai de retour ce dimanche.

Ma famille :

Ma mère et mon père qui m'ont toujours soutenu et qui ont eu toujours confiance en moi. J'ai été un peu absent ces derniers temps, je vais tacher de me rattraper. Et mon frero, Big Iree crew, tu as une fan au labo (c'est que tu commences à être connu...).

Les remerciements sont trop longs, le jour se lève, j'ai bien mérité un café....

Tables des matières

Introduction.....	15
A. Evolution de la Terre au Paléoprotérozoïque.....	16
1. Evolution du manteau	16
2. Evolution de la croissance crustale.....	17
3. Evolution de l'atmosphère et des océans.....	22
4. Evolution du climat et de la biosphère	26
5. Evolution des types de dépôts sédimentaires	27
6. Implications pour l'uranium	28
B. Comportement de l'U au cours du temps	31
1. Fractionnement de l'U pendant la période pré-hudsonienne (néoarchéen et paléoprotérozoïque supérieur 3,2 -2,3 Ga).....	31
2. Fractionnement de l'U du Paléoprotérozoïque inférieur au Paléoprotérozoïque supérieur (2,3 - 1,4 Ga)	33
C. Conséquences sur la formation de nouveaux types de gisements d'uranium.....	35
1. Gisements d'U dans les séries sédimentaires épicontinentales.....	35
2. Minéralisation en U en relation avec la fusion des séries sédimentaires épicontinentales paléoprotérozoïques	36
3. Minéralisation liée à la métasomatose sodique (1,9-1,4 Ga).....	37
4. Les gisements de type discordance (1,65 - 1,3 Ga)	38
5. Les gisements IOCG ? (1,6 Ga).....	39
D. Problématique et objectifs de la thèse	42
1. Problématique.....	42
2. Objectifs	43
3. Plan de la thèse	44
Partie 1: Géologie générale.....	45
A. Régional.....	46
1. Localisation géographique.....	46
2. La province de Churchill	46
3. Histoire tectonique régionale	49
4. Métamorphisme associé à l'orogène Torngat	53
B. Généralités sur le district de Cage	54

1. Grands ensembles	54
2. Géologie structurale	57
3. Histoire tectono-métamorphique	60
C. Le groupe de Lake Harbour du district de Cage	62
1. Lithologie et lithostratigraphie	62
2. Paragneiss.....	64
3. Marbres et roches associées	66
4. Conclusions.....	115
D. Analyse structurale.....	117
1. E1.....	117
2. E2.....	119
3. E3 (D ₄).....	124
E. Magmatisme	126
1. Migmatisation et formation des leucosomes.....	126
2. Pegmatites A et pegmatite A' - granite A'	131
3. Pegmatite B à allanite post-D ₃ anté-D ₄	145
4. Pegmatite B' à allanite intrusive dans l'Archéen	151
5. Pegmatite C-D à U-Th	154
6. Conclusions.....	168
F. Hydrothermalisme et skarn s.l.	170
1. Skarn primaire (sk 1).....	170
2. Skarn secondaire (sk 2).....	173
3. Endoskarn 2	177
G. Minéraux produits au cours du métamorphisme	181
1. Carbonates.....	181
2. Les silicates	182
Partie 2 Minéralisations.....	189
A. Introduction	190
1. Géologie des anomalies et des minéralisations	190
B. Minéralisations stratoïdes	199
1. Minéralisations uranifères.....	199
2. Description des autres minéralisations/rerelations avec l'U	201
3. Caractéristiques géochimiques des roches minéralisées	215
4. Conclusions.....	237

C. Minéralisations dans les pegmatites	238
1. Pegmatite A'	238
2. Pegmatite B	239
3. Pegmatite C & D	240
4. Conclusions.....	242
D. Minéralisation hydrothermale	243
1. Minéralisation dans les encaissants GASC/skarnoïdes.....	244
2. Minéralisations associées aux endoskarns 2 : type 7%	246
3. Skarn 1 au contact des pegmatites D	251
4. Lien Skarn 1 - pegmatites D – scapolite – minéralisation à U-Th	253
5. Essais d'un bilan de masse (majeurs et traces)	255
6. Comportement des ETR.....	260
7. Conclusions.....	262
E. Conclusion	264
Partie 3 Géochimie des minéralisations.....	265
A. Introduction.....	266
B. Différents rappels.....	266
1. Rappels sur la composition des oxydes d'uranium.....	266
2. Rappels sur les datations isotopiques U/Pb	269
3. Rappels sur les fractionnements des spectres d'ETR	271
4. Rappels sur les datations isotopiques Re/Os.....	272
C. Les oxydes d'U de la minéralisation stratoïde.....	273
1. Géochimie des oxydes d'uranium	273
2. Datations des oxydes d'uranium « stratoïdes »	277
D. Les oxydes d'U des pegmatites	279
1. Eléments majeurs des oxydes d'U des pegmatites	279
E. Les oxydes d'U des « skarns s.l. »	283
1. Eléments majeurs des oxydes d'U des « skarns s.l. ».....	283
2. Spectres ETR des oxydes d'U des « skarns s.l. »	287
3. Datation U/Pb des oxydes d'U des « skarns s.l. ».....	288
4. Ages des molybdénites associés aux minéralisations	291
F. Géochimie des isotopes stables (O) des silicates des skarns 1 et 2, et des pegmatites.....	293
1. Géochimie des isotopes stables (O) des pegmatites.....	293
2. Géochimie des isotopes stables (O) des skarns 1.....	293

3. Conclusions.....	296
G. Géochimie des isotopes radiogéniques (Rb-Sr et Sm-Nd)	297
1. Marbres et skarnoïdes.....	297
2. Pegmatites et granites.....	300
3. Skarn s./.....	301
H. Conclusions.....	305
<i>Discussions et interprétations</i>	<i>307</i>
A. Le groupe du Lake Harbour.....	308
B. Les minéralisations d'U stratoïdes.....	309
1. Uranium pré-métamorphe ou syn-métamorphe ?	309
2. Modèle génétique pour les minéralisations uranifères	311
C. Les minéralisations dans les skarns à U-Th	320
1. Relations pegmatites – minéralisations U-Th.....	320
2. Mécanismes de piégeage de l'U.....	322
3. Modèle conceptuel.....	323
<i>Conclusions générales.....</i>	<i>325</i>
A. Le cycle de l'uranium Paléoproterozoïque.....	326
1. Stade 1 : Enrichissement en U à l'archéen	326
2. Stade 2 : Enrichissement dans les plateformes carbonatées	326
3. Stade 3 : Remobilisation pendant les orogènes	327
4. Stade 4 : Formation des gisements de type discordance	327
B. Apports de l'étude du district de Cage.....	328
<i>Références bibliographiques</i>	<i>331</i>
<i>Tables des figures</i>	<i>349</i>
<i>Tables des tableaux</i>	<i>363</i>
<i>Annexes.....</i>	<i>365</i>
A. Etudes pétrographiques des échantillons	366
1. Microscopie optique.....	366
2. Microscope électronique à balayage (MEB).....	366
3. Microsonde électronique	366
4. Spectroscopie d'émission plasma à couplage inductif (ICP-AES et ICP-MS).....	368

B. Etudes isotopiques	393
1. Préparation des échantillons.....	393
2. Les isotopes stables de l'oxygène et du carbone	393
3. Les isotopes radiogéniques Sm/Nd et Rb/Sr	396
4. Datations U/Pb sur zircons	399
5. Datations U/Pb et spectre ETR sur oxydes d'uranium.....	406
6. Datations Re/Os sur molybdénite	406

Introduction

Le Paléoprotérozoïque définit une période de temps comprise entre 2,5 et 1,6 Ga (Plumb, 1991), marquée par un ou plusieurs épisodes voire de cycles, de tectonique globale à l'échelle du Globe. Le Paléoprotérozoïque est divisé en quatre périodes : le Sidérien de 2,5 à 2,3 Ga, le Rhyacien de 2,3 à 2,05 Ga, le Orosirien de 2,05 à 1,85 Ga et enfin le Statherien de 1,8 à 1,6 Ga.

Le Paléoprotérozoïque est une période de profond changement au cours de l'évolution de la Terre marquée par la formation du premier véritable supercontinent (1,9-1,8 nommé Nuna défini par Hoffman, 1997) formé par l'assemblage et la dispersion d'un hypothétique Supercontinent Néoarchéen (Rogers & Santosh, 2002 ; Zhao *et al.*, 2002 & 2004). La présence d'un Supercontinent (Verpaelst) ou de plusieurs continents précurseurs de la Nuna est encore débattue à l'heure actuelle (Aspler & Chiarenzelli, 1998 ; Bleeker, 2003). L'assemblage de la Nuna (Figure 6) semble s'être produit par des processus tectoniques remarquablement similaires aux processus actuels (Hoffman, 1988, 1997).

Le Paléoprotérozoïque représente une période charnière marquée par une histoire complexe de changements globaux de tous les systèmes composant la Terre : noyau, manteau, lithosphère, hydrosphère, atmosphère, et biosphère (Reddy & Evans, 2009). Cette évolution complexe, directement responsable du comportement de l'U et donc de la typologie des gisements d'uranium formés au cours du temps (tout particulièrement au Paléoprotérozoïque), fera l'objet d'une synthèse dans le chapitre qui suit.

A. Evolution de la Terre au Paléoprotérozoïque

1. Evolution du manteau

Les modèles géodynamiques et géochimiques pour le manteau actuel sont très complexes et basés sur un mélange entre un modèle à une couche et un modèle d'épisodes à plusieurs couches associées à des phénomènes de convection. Ce dernier modèle est fortement contrôlé par la tectonique des plaques (Tackley, 2008).

Malgré les avancées de la connaissance de la géodynamique actuelle, il reste difficile d'extrapoler ces modèles pour la période du Paléoprotérozoïque. Les derniers modèles font intervenir des flux de chaleur de surface qui sont fonction d'un modèle « de plaques tectoniques » invoquant la fusion du manteau au niveau des dorsales (Korenaga, 2006) ou d'un modèle de « plaques tectoniques » intermittentes (Silver & Behn, 2008) dans lesquels

les taux de subduction qui varient au cours du temps sont estimés par rapport à l'évolution des marqueurs géochimiques (Figure 4 e).

Malgré les controverses, ces modèles plus réalistes, prédisent la réduction significative de la vitesse de déplacement des plaques durant le Nearchéen et le Paléoprotérozoïque par rapport aux modèles conventionnels (Figure 4 c) qui sont calculés à partir de flux de chaleur de surface plus élevés. De plus, les modèles conventionnels ne rendent pas compte de la difficulté de subduire une croûte continentale épaisse déshydratée et de la nature épisodique du cycle des Supercontinents (Silver & Behn 2008). Ces modèles conventionnels prédisent de plus de fortes températures pour le manteau avant 1,0 Ga qui sont non réalistes.

Un autre point clé est l'évolution de la production des « Large Igneous Provinces » (LIPS), liées au développement de panaches mantelliques, qui se manifestent par la production de larges volumes de basaltes océaniques ou continentaux et de vastes plateaux océaniques.

L'enregistrement au cours du temps de ces LIPS (Ernst & Buchan, 2001 & 2003) indique une décroissance du volume des LIPS pour les événements les plus jeunes et une distribution épisodique au cours du temps (Figure 4 d). La datation de ces LIPS a permis de mettre en évidence des cycles d'une durée de 300 Ma pendant la période de 3,0-1,0 Ga surimposés par des cycles plus courts et de plus faibles importances (Prokoph *et al.*, 2004).

L'activité des LIPS entre 2,7 et 2,8 Ga coïncide avec la formation à l'échelle de la Terre des gisements de types « banded-iron formation » (BIF) et des gisements d'or orogéniques (province du Lac Supérieur, et le craton d'Yilgarn); suivi d'un second événement à 2,45 Ga correspondant à la formation majeure des BIF de type-Supérieur. De plus, le pic majeur de LIPS à 2,7 Ga est temporellement corrélé au pic de production de croûte juvénile. Cette corrélation suggère que ces deux événements sont probablement géodynamiquement liés (Condie, 2004) et expliquerait de plus l'enrichissement global en or (Brimhall, 1987).

2. Evolution de la croissance crustale

2.1. Emergence et croissance

La croûte continentale représente une faible proportion du volume de la Terre mais concentre les éléments incompatibles (en particulier U-Th) stockés dans les roches ignées, sédimentaires et métasédimentaires anciennes (Taylor, 1964). De ce fait, établir l'évolution

séculaire des changements de composition des roches continentales, fournit des informations sur la croissance crustale et sur l'évolution du manteau à partir duquel est extraite la croûte continentale. L'altération de cette croûte va contrôler l'évolution de la chimie des océans et de l'atmosphère.

Cependant, retracer l'évolution de la composition de la croûte continentale au cours du temps n'est pas aisé et a été pendant longtemps débattu (cf. la revue récente de Hawkesworth & Kemp, 2006).

Le modèle le plus communément admis, fait intervenir une croissance crustale continue à l'archéen suivie par la reprise et la remobilisation de ce matériel accompagnée par la création de croûte juvénile pendant plusieurs épisodes au cours du Paléoprotérozoïque (Figure 1). Ce modèle est de plus en accord avec le lien temporel (Figure 4 f-g) observé entre les épisodes majeurs d'appauvrissement du manteau (Parman, 2007 ; Pearson *et al.*, 2007) et de production de croûte juvénile en majorité au niveau des arcs volcaniques (Condie, 1998 ; Campbell & Allen, 2008).

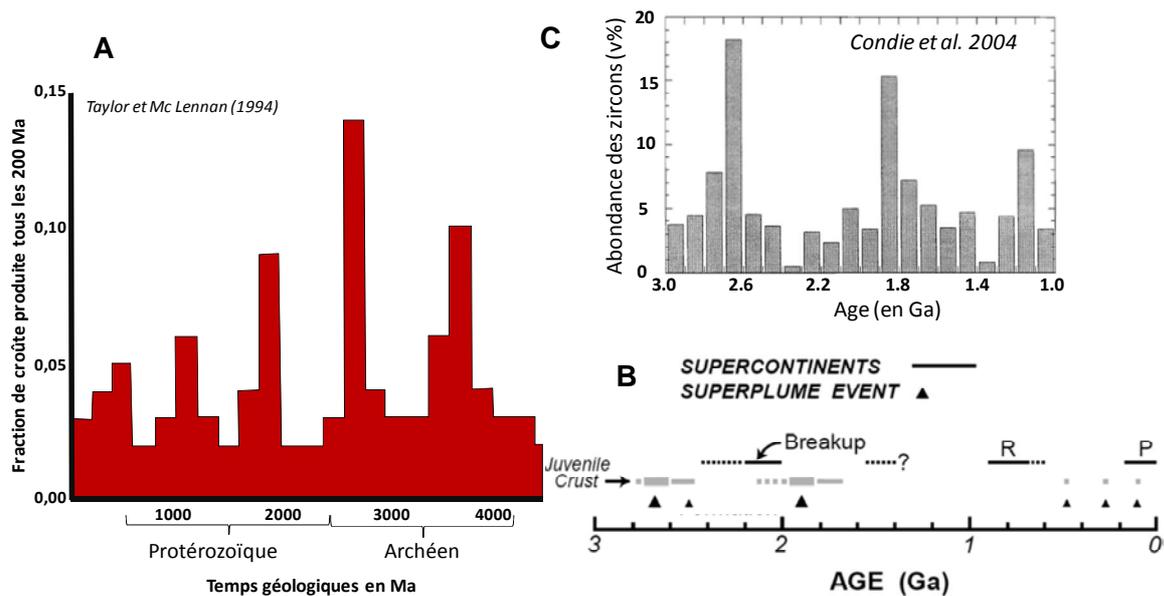


Figure 1: A. Evolution de la production de croûte continentale au cours du temps, B. Evolution de l'abondance de la proportion des zircons, C. Evolution de l'abondance des zircons au cours du temps.

2.2. Cycle des Supercontinents

La formation des Supercontinents (Figure 4 i) est corrélée aux pics de croissance crustale en probable relation avec l'arrêt ou la diminution du taux de subduction (Silver & Behn, 2008). Ce cycle a été défini par de nombreuses datations qui indiquent la présence de trois pics de mesures : de 2,7-2,6 Ga (Kenorland), de 1,9-1,8 Ga (Nuna), de 1,2-1,1 Ga (Rodinia). Ces périodes sont remarquablement corrélées aux épisodes d'accrétion des cratons marqués par les orogènes du Amérique du Nord (Hoffman 1988, 1989). La reconstruction de ces Supercontinents est encore débattue à l'heure actuelle en particulier pour le présumé premier Supercontinent nommé Kenorland.

2.2.1. Supercontinent Kenorland

Le Supercontinent Kenorland dérive étymologiquement de l'orogène Kénoréen qui est responsable de la cratonisation (tardive par rapport aux autres cratons) de la Province du Supérieur daté à 2,72-2,68 Ga. L'éclatement de ce Supercontinent est marqué par le début du pulse de production de LIPS daté à 2,45 Ga.

2.2.2. Supercontinent Nuna

Le Supercontinent Nuna (1,9-1,8 Ga) a été défini par Hoffman (1988) et reproduit par Zhao (2002) (Figure 5). Cette reconstruction est en partie basée sur les modèles de configuration des cratons de la Rodinia. La stabilité de ce Supercontinent au cours du temps est encore débattue. Il a été cependant démontré que les cratons Laurentia (Amérique du Nord) et de la Baltica (Nord Europe) sont restés soudés pendant une période marquant la continuité de la Nuna entre 1,8 et 1,1 Ga.

2.2.3. Tectonique moderne

En relation avec le cycle des Supercontinents, la datation du passage vers une tectonique des plaques moderne reste un sujet à controverse (Stern, 2005 ; Cawood *et al*, 2006). Il apparaît que la Terre pourrait avoir connu une succession d'au moins trois régimes tectoniques différents (Figure 2) : un style archéen, un style protérozoïque et un style phanérozoïque, avec des coupures qui ne reflètent pas parfaitement les limites des ères géologiques (Moyen, 2008).

Le style Protérozoïque, de 2,2 Ga environ à 0,8 Ga, est caractérisé par des mouvements entre des blocs rigides qu'il est possible de reconstituer à travers la fragmentation des

Supercontinents. Ces mouvements sont incontestablement accompagnés de chevauchements, de magmatisme andésitique et de métamorphisme bimodal ; en revanche on ne trouve pas d'éclogites, peu d'ophiolites évidentes mais des chaînes de montagnes qui sont le plus souvent des "ceintures mobiles" granulitiques à épaissement crustal modéré. La traction vient du niveau éclogitique dense dans la croûte océanique subductée.

Le style Archéen est encore peu connu, caractérisé par des indices de chevauchement peu évidents, et par un magmatisme de zone de subduction moins démontrable. Les mouvements relatifs entre blocs sont probables, mais moins évidents ; la taille des blocs en question est d'ailleurs plus petite. Les premières traces d'une véritable subduction pourraient apparaître à 2,7 Ga marquée par les événements d'or orogéniques dans l'Abitibi et dans l'Yilgarn et le pic de production de LIPS. Cependant, la cratonisation des grands volumes de croûte produits au cours de l'Archéen ne fait aucun doute (à partir de 3,1 Ga). Ce processus va favoriser le développement de vastes plateformes carbonatées essentiellement en marge de ces cratons (avec produit d'altération de ceux-ci) et ce sont également ces marges qui seront remobilisées de manière préférentielle dans les orogènes successives Paléoprotérozoïques (Tableau 1).

Modifié d'après Taylor et Mc Lennan (1994)

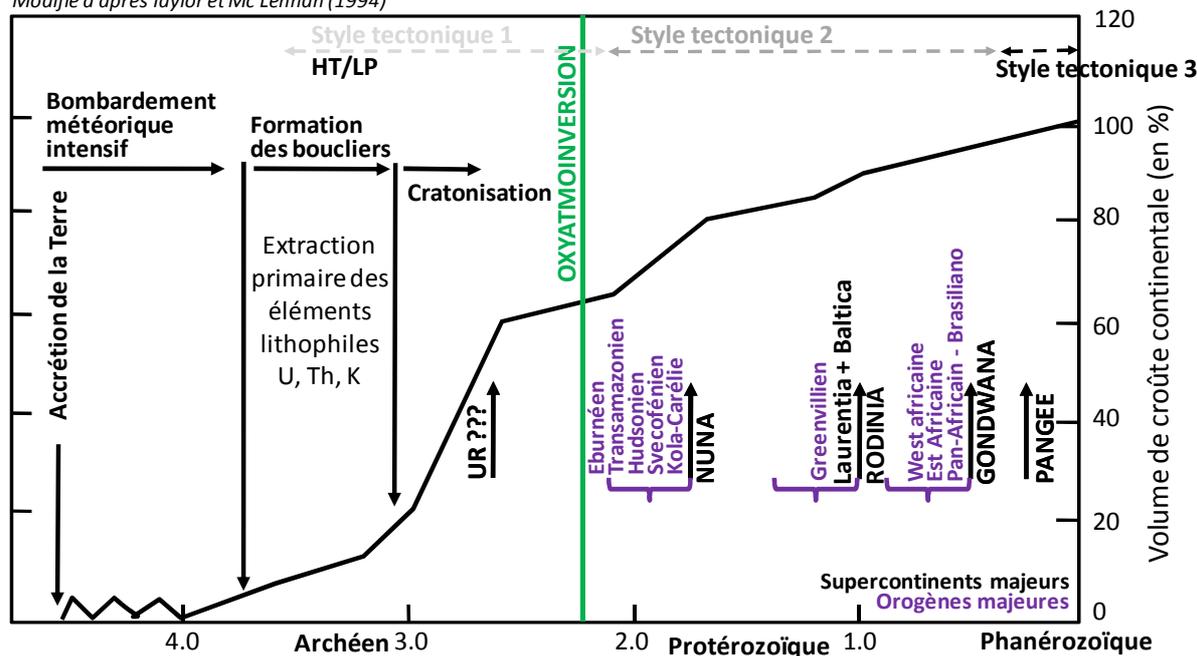


Figure 2 : Evolution de la croissance crustale ainsi que du type de tectonique associé.

Stades	Magmatisme	Métamorphisme	Minéralisations
1. Accrétion, océanisation - Ceintures de roches vertes. - Extension et amincissement de la lithosphère continentale. - Déplacements horizontaux d'importance inconnue	- Pas d'ophiolite (s.s). - Komatiites (Archéen > Paléoprot...) suggérant un flux de chaleur très élevé.	Hydrothermalisme-métamorphisme.	- Type Ni-Cu sulfurés - Rareté des amas sulfurés volcanogéniques à Pb.
2. Résorption, recyclage Plusieurs modèles : Délamination crustale, Subduction lithosphérique, etc. Déplacements horizontaux d'importance inconnue	Magmatisme calco-alcalin	Absence de témoins de métamorphisme HP-BT.	Rares gisements porphyriques (Cu, Cu-Au) préservés, Skarns. Olympic Dam
3A. Chaînes de collisions archéennes discutées - Absence de marqueurs de chevauchements d'échelle crustale. - Structures liées à des mouvements verticaux et transcurrents.	Granitoïdes (dont des complexes TTG) et granulites	Métamorphismes : MP-MT et MP-HT (granulites).	Minéralisations mésothermales orogéniques WAC, Madagascar, Karélie et Péninsule de Kola
3B. Transition Archéen – Sidérien Bassins sédimentaires à intercalations de BIF	Volcanisme fissural tholéitique.	Métamorphisme BP-BT.	Pic des BIF
3C. Chaînes de collisions paléoprotérozoïques documentées : Canada, Bouclier svéco-scandinave, Afrique de l'Ouest, Afrique Centrale et Sao Francisco.	Granitoïdes (dont les complexes TTG) et charnokites.	Métamorphismes : MP-MT et MP-HT (granulites).	Minéralisations mésothermales orogéniques WAC, Madagascar, Karélie et Péninsule de Kola
4. Erosion, Démantèlement - Extension post-collisionnelle peu ou pas documentée et érosion. - Retour de la lithosphère à une épaisseur moyenne. - Formation des bassins de démantèlement d'avant-chaîne	Volcano-plutonisme fissural des bassins de démantèlement d'avant chaîne. Leucogranites.	Remontée des unités crustales profondes, métamorphisme HT-BP.	Minéralisations mésothermales tardi-orogéniques. Congolérats aurifères : Paléoplacers modifiés et "shear-réservoir".

Tableau 1: Caractéristiques et spécificités métallogéniques des cratons paléoprotérozoïques et archéens (Milesi, 2001).

3. Evolution de l'atmosphère et des océans

3.1. Evolution de l'atmosphère

La période de profond changement de chimie de l'atmosphère et des océans correspond à l'événement nommé « Great Oxidation Event » (GOE) entre 2,4 et 2,3 Ga (Holland, 2002). Le début du changement de l'état d'oxydation dans l'atmosphère pourrait être légèrement antérieur (2,5 Ga) comme l'indique les variations du fractionnement du ^{33}S (Figure 4 o), et les premières fortes concentrations en Mo et Re dans les black shales (Anbar, 2007). Les causes du GOE restent encore obscures, mais sont inférées au développement de cyanobactéries associé à la photosynthèse (Kirschvink & Koop, 2008) ou à l'augmentation des taux d'enfouissement de carbone organique liée à ce processus (Karhu & Holland, 1996). Des causes non biogéniques ont aussi été proposées comme la dissociation du méthane atmosphérique couplé à l'expulsion d' H_2 (Catling & Claire, 2005) ou le changement d'état d'oxydation du manteau combiné à l'altération hydrothermale du plancher océanique (Holland, 2002).

3.2. Evolution des océans

3.2.1. Océan stratifié

Le premier pic de formation des gisements de type BIF (Type-Supérieur en opposition avec le type volcanique Algoma de l'Archéen) correspond à une période comprise entre 2,7 et 2,4 Ga reflétant de fortes concentrations en fer dans les océans, marqueur de l'état d'oxydation des océans. Les évaporites déposées pendant cette période (Figure 4 n), sont majoritairement caractérisées par une séquence d'évaporation passant directement à l'halite sans passer par les sulfates. La fin brutale de ce cycle est liée au début du GOE à 2,4 Ga.

Au cours du GOE, l'océan devient stratifié avec une première couche oxydée au contact avec l'atmosphère (de faible extension) et une deuxième couche réduite. Cette stratification des océans a pu persister pendant tout le Précambrien (Canfield *et al.*, 2008). Pendant le GOE, l'altération des sulfures continentaux est favorisée, ce qui entraîne l'augmentation de la concentration en sulfate dans les océans entraînant une baisse de la concentration en fer. Cette baisse est liée à l'oxydation du fer par les sulfates pour former de la pyrite (favorisé par des bactéries) dans les eaux profondes. La disparition des BIFs à partir de 2,4 Ga reflète l'augmentation de la teneur en sulfate de l'océan et la formation du premier réservoir à SO_4 . Cette hypothèse est confirmée par les pseudomorphoses d'évaporites sulfatées (gypse,

anhydrite avec de la barytine) associées aux « redbeds » à la fin de l'événement Lomagundi-Jatuli (2,1 Ga) (Melezick *et al*, 2005).

Le deuxième pic de production de BIFs se produit entre 1,9 et 1,8 Ga. Il est encore corrélé aux évaporites non sulfatées, témoins de faibles teneurs en sulfates dans l'océan ou d'un arrêt transitoire de la circulation d'eau entre la couche oxydée et la couche réduite. La diminution de la teneur en sulfates pourrait être liée à la réduction bactérienne sulfatée favorisée par les fortes accumulations de matière organique pendant l'événement Shunga (Introduction A.4.2).

La disparition des BIFs marquerait le passage vers un océan de plus en plus riche en sulfate après 1,8 Ga.

3.2.2. Evolution $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates marins

De nombreuses études isotopiques menées sur des carbonates paléoprotérozoïques ont permis de mettre en évidence une période à l'échelle mondiale de 2,06 à 2,4 Ga caractérisée par des anomalies positives en $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ allant jusqu'à des valeurs de 18‰.

a. Modèle de l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates

Sur la base de données isotopiques provenant d'Afrique du Sud (Buick *et al.*, 1998), de Pachenga (Melezhik & Fallick, 1996), des ceintures d'Imandra/Varzuga (Karhu & Melezhik, 1992), de la fosse du Labrador (Melezhik, 1997), Melezhik (1999b) propose un modèle faisant intervenir 3 ou 4 courtes périodes d'anomalies positives en $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ séparées par des retours à des valeurs proches de 0‰ (Figure 3). Les valeurs en $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ pendant les phases de retour ne diminuent jamais jusqu'à des valeurs négatives à l'exception de la phase précédant la première anomalie positive (à 2,44 Ga) avec des valeurs décroissantes jusqu'à -3.7‰.

La période anomalique (2,15-2,07 Ga) la mieux exprimée à l'échelle mondiale, enregistrée dans les boucliers canadiens (Labrador) et fennoscandiens (Karélie) et en Afrique du Sud est nommée l'événement Lomagundi-Jatuli. Pendant cette période, la plus forte anomalie positive en $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ (18‰) a été mesurée dans le complexe de Karélie (Yudovich *et al.*, 1991).

L'anomalie positive en $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ la plus tardive (2,0 à 1,9 Ga) de la Luncknow Formation (Afrique du Sud) reste encore à confirmer et semblerait plutôt représenter une anomalie locale.

b. Cause de l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates

La durée (>300 Ma) ainsi que les variations isotopiques enregistrées (jusqu'à 18‰) font de cette période un événement unique. Cependant, les mécanismes responsables de cet événement restent encore débattus.

Les carbonates les plus riches en $\delta^{13}\text{C}$ sont toujours associés à des stromatolithes, des « redbed » subaériens, et des évaporites (anhydrite et magnésite) déposés dans des bassins intracratoniques fermés (Melezhik *et al.*, 2005). Les anomalies en $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ sont donc localement amplifiées par des phénomènes locaux comme l'évaporation (Stiller *et al.*, 1985), le dégazage de CO_2 , et le piégeage du ^{13}C par des cyanobactéries (Moore & Burne., 1987), associé à l'oxydation de la matière organique avec perte de CO_2 .

Malgré ces phénomènes d'amplifications locaux, l'anomalie globale de 5‰ en $\delta^{13}\text{C}$ reste encore énigmatique. Des événements anoxiques dans les océans ou des épisodes orogéniques de grande échelle sont les deux principaux processus proposés. Le résultat étant pour les deux processus une augmentation des dépôts de carbone organique.

3.2.3. Evolution $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates marins

La valeur en $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ ne suit pas la même évolution que la valeur du $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ et reste constante au cours du Paléoprotérozoïque. Les différentes valeurs enregistrées pour les sédiments paléoprotérozoïques sont comprises entre 22‰ et 26,9‰ : 24,2‰ en Norvège et 22‰ en Ecosse (Baker & Fallick, 1989), 25,4‰ pour la fosse du Labrador (Melezhik *et al.*, 1997), 22,8‰ pour l'Aravalli Group (Sreenivas *et al.*, 1996). La valeur maximale mesurée en Karélie est de 23,8‰ (Karhu, 1993). La moyenne reportée à Lomagundi (Afrique du Sud) par Schidlowski *et al.* (1976) décrite comme normale pour des carbonates paléoprotérozoïques est de $22,2 \pm 1,6\%$.

3.2.4. Evolution $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Au cours du Paléoprotérozoïque, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ augmentent très légèrement par rapport à l'évolution mesurée pour le manteau (Figure 4 (I)). Cette augmentation reflète probablement l'émergence des continents associée à l'augmentation de l'altération et du lessivage de source plus radiogénique provenant des continents (Shield & Veizer, 2002).

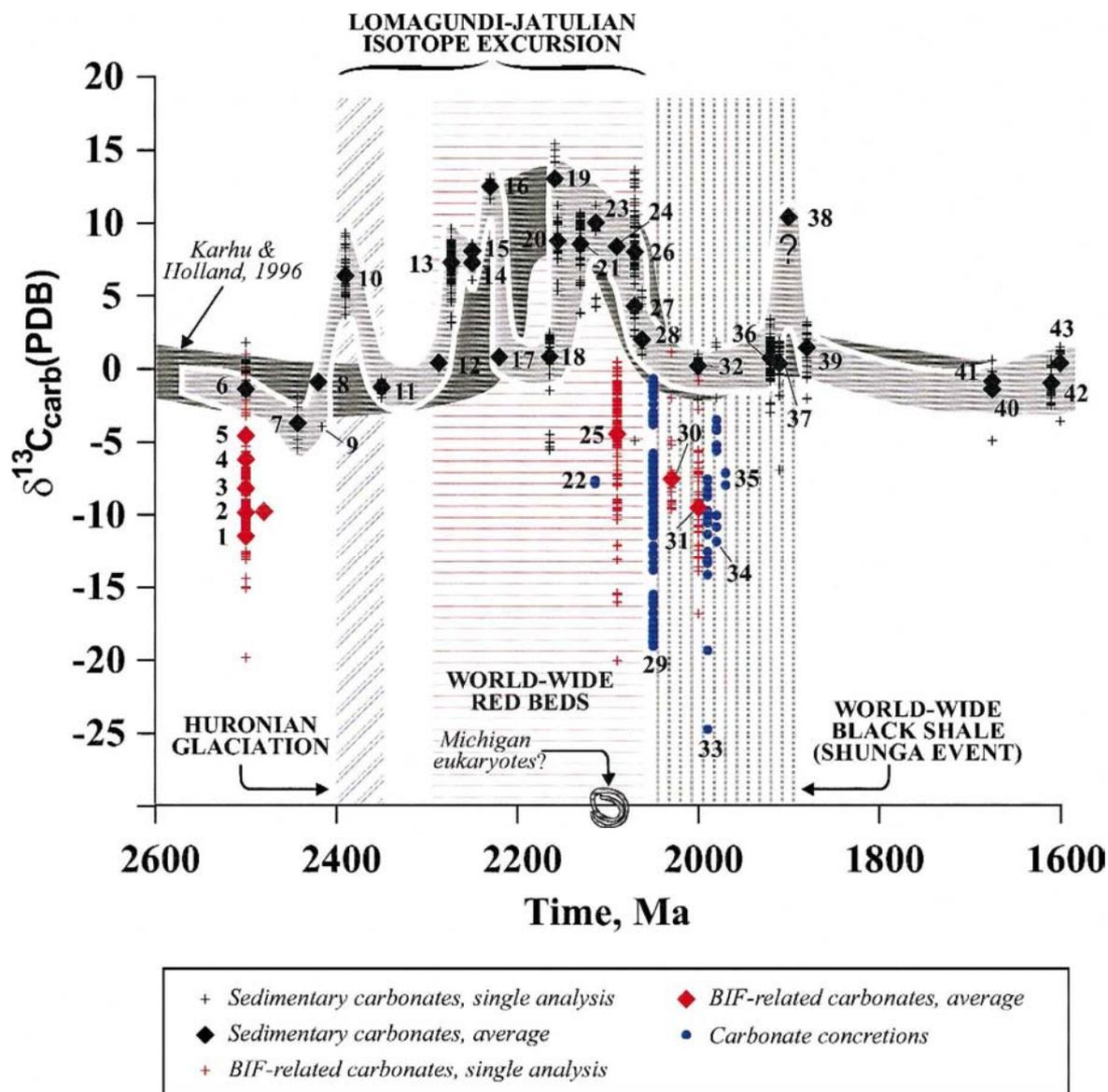


Figure 3: Variation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ au cours du temps (Melezhik, 1999b). Les numéros font appel à des références compilées dans Melezhik, 1999b.

3.2.5. Cycle du Phosphore

Les plus anciennes phosphorites et concrétions phosphatées sont communément associées aux sulfures et à la matière organique (Choudhuri & Roy, 1986) dans les séries datées à 2,0 Ga (événement Shunga) et reflètent un profond changement dans l'évolution globale du cycle du phosphore. L'association phosphate-matière organique semble indiquer que le phosphore ait joué un rôle dans l'augmentation de la bioproduction au cours de l'événement Shunga. L'augmentation de la disponibilité en phosphore (liée à l'altération des continents) aurait stimulé la production d'oxygène photosynthétique.

4. Evolution du climat et de la biosphère

4.1. Evolution du climat

Le paléoclimat du Paléoprotérozoïque est encore mal défini, marqué pour certains auteurs (Kopp *et al.*, 2005) par trois épisodes de glaciation (« Snowball Earth ») au Sidérien (2,35 à 2,55 Ga) (Figure 4 (s)). Ces périodes de glaciation ont été remises en cause par Eyles & Januszczak (2004) sur la base d'une mauvaise interprétation de diamictites faussement attribuées à des dépôts de till glaciaire.

Il en est de même pour les fortes températures des océans (55-85°C) estimées à partir des mesures $\delta^{18}\text{O}$ pour les cherts et les phosphates (Knauth, 2005) qui sont encore controversées (Van den Boorn, 2007).

4.2. Evolution de la biosphère

4.2.1. Cyanobactéries

Le Paléoprotérozoïque est reconnu comme étant le règne des bactéries en particulier des Cyanobactéria (algue bleu-verte) en partie responsable du GOE. La datation de l'apparition de ces cyanobactéries est encore débattue, elles sont pour certains apparues à l'Archéen (Brocks, 2003). Les problèmes de ces datations par biomarqueurs sont liés aux phénomènes de contaminations postérieurs fréquentes. L'apparition des cyanobactéries à la limite Paléoprotérozoïque-Archéen semble être plus probable en particulier en se basant sur les études isotopiques du soufre.

Le premier stade de développement de ces cyanobactéries se situe pendant l'événement Lomagundi-Jatuli. Pendant cette période, on assiste à une augmentation sans précédent de la diversité taxonomique et de l'expansion des stromatolithes qui décroît fortement à la fin de cet épisode.

L'événement Shunga (2,05-1,90 Ga) marque l'explosion dans la production et la diversité (présence de tous les morphotypes) des cyanobactéries en probable relation avec l'arrivée du P dans les océans (Introduction A.3.2.5).

4.2.2. Eucaryotes

Le même problème de datation se pose pour l'apparition des eucaryotes. Le plus vieux fossile de *Grypania spiralis* daté à 1,88 Ga décrit dans les formations ferrifères du Negaunee (Michigan), (Han & Runnegar, 1992) est la preuve la plus formelle de l'apparition des eucaryotes en comparaison avec les datations apportées par les biomarqueurs qui sont à prendre avec précaution. Cette apparition marquerait le début de l'évolution et de la diversification des eucaryotes (Figure 4 t).

5. Evolution des types de dépôts sédimentaires

L'émergence de la croûte continentale au dessus du niveau de la mer va influencer la nature de la sédimentation (Eriksson *et al.*, 2005) et rendre possible le processus d'altération responsable du changement de chimisme des océans et de l'atmosphère. Plusieurs évidences permettent de situer l'émergence des continents (Supercontinent Kenorland ?) à la limite Archéen-Paléoproterozoïque en se basant sur l'observation de phénomène typique d'altération de basse température comme l'augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ des zircons (Figure 4 f) dans les roches à partir de 2,5 Ga (Valley *et al.*, 2005). De même que l'augmentation abrupte de la production de LIPS subaériens par rapport au LIPS sous-marins à partir de 2,5 Ga (Figure 4 i) qui a pu aussi contribuer à l'augmentation de la fugacité en oxygène dans l'atmosphère.

Les bassins sédimentaires paléoproterozoïques ont de nombreuses similitudes avec leurs homologues actuels, rencontrés dans des contextes de rift (Sengor & Natal'in, 2001), de marge passives (Bradley, 2008), de bassin de type « strike-slip » (Ritts & Grotzinger, 1994) ou des bassins d'arrière arc (Grotzinger *et al.*, 1998).

Ces bassins sont de très grandes tailles et permettent le développement de vastes plateformes carbonatées liées à la cratonitisation relativement stable pendant cette période.

5.1. Sédimentation pré-GOE

Les dépôts sont contrôlés par les conditions réductrices de l'atmosphère qui se traduit par la présence de grains de pyrite et d'uraninite (Figure 4 p) dans les sédiments détritiques, et par l'abondance des BIFs (Figure 4 k). Les carbonates paléoproterozoïques anté-GOE sont marqués par la présence de structures sédimentaires particulières.

5.2. Sédimentation post-GOE

Le GOE est responsable de la formation des premiers « redbeds » datés à 2320 Ma (Melezhik, 1999b). Ces « redbeds » sont fréquemment associés à des évaporites sulfatées traduisant l'augmentation de la teneur en SO_4 dans les océans. L'événement Lomagundi-Jatuli est une période marquée par l'abondance des stromatolithes qui vont décroître à la fin de l'anomalie en $\delta^{13}\text{C}$.

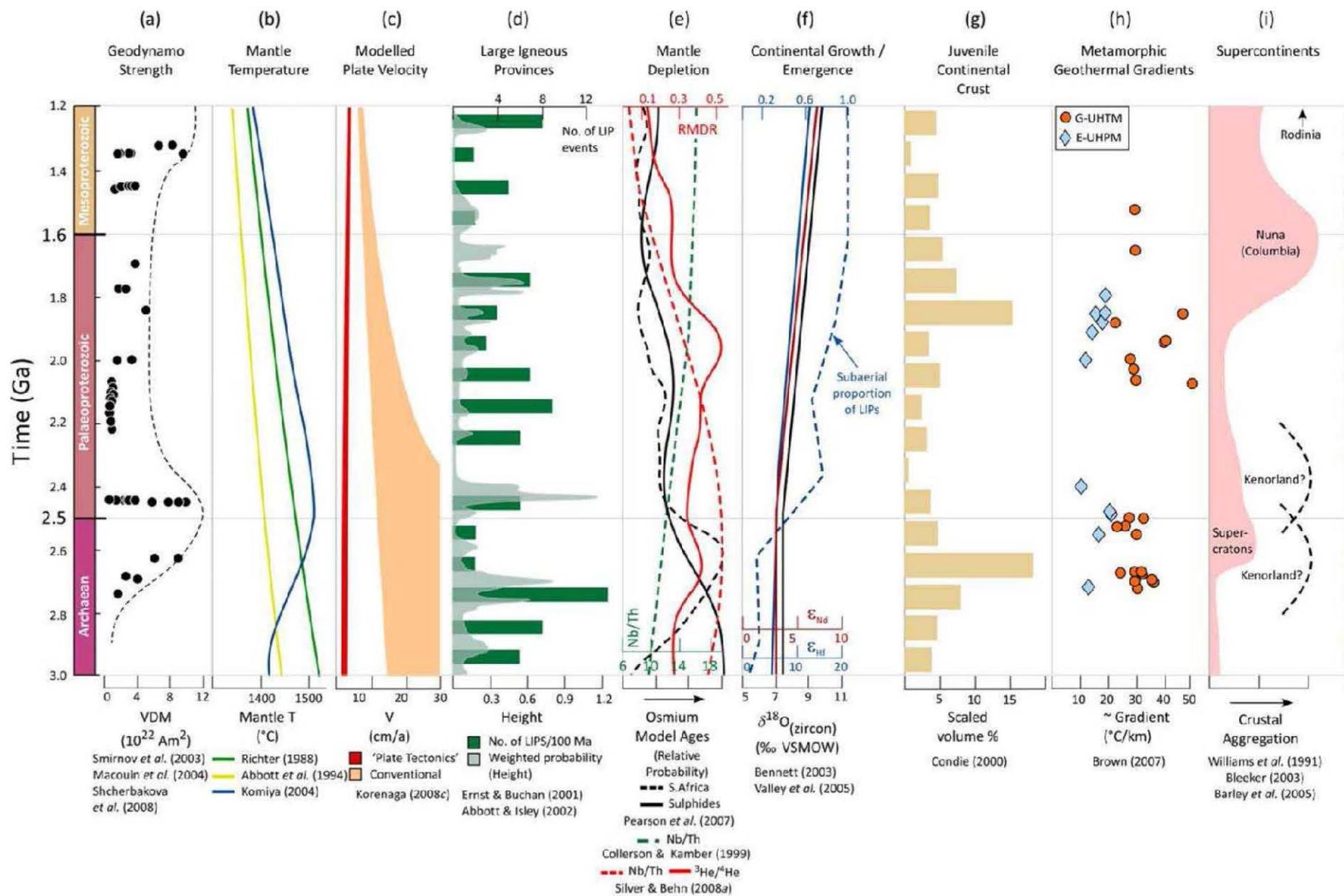
Par la suite, se produit des enrichissements extrêmes (Introduction A.4.2.1) en matière organique constatés dans différents bassins (2,0 Ga) à travers le monde (Amérique du Nord, Groenland, Afrique de l'Ouest, NW de la Russie) et qui représentent l'événement Shunga (Melezhik, 1999a). Cette matière organique (cyanobactéries planctoniques) est majoritairement localisée dans des schistes noirs (25 % poids sur plus de 1000 m), mais aussi dans des « shungites » (peu métamorphisées) comme dans la Formation Zaonezhskaya (bassin d'Onega) remarquables par leur extrême richesse en C_{Org} (>98 % poids). Le métamorphisme est responsable de la formation des tous premiers hydrocarbures qui vont être piégés au niveau de diapirs de sel.

Les teneurs en matière organique peuvent atteindre 15 % poids dans la formation FB non métamorphisée du bassin de Franceville au Gabon (Gauthier-Lafaye & Weber, 1989) par rapport à la moyenne de 3,3 % poids indiquée dans la compilation des schistes noirs de Vine & Tourtelot (1970).

Dans des formations équivalentes qui ont subi un métamorphisme de haut degré, tels que la ceinture de Wollaston en Saskatchewan, au Canada et dans la formation Cahill dans le Territoire du Nord, en Australie, ces énormes accumulations de matière organique correspondent aux schistes graphitiques et aux failles riches en graphite qui sont remarquablement abondants.

6. Implications pour l'uranium

L'évolution au cours de l'Archéen et du Paléoproterozoïque, décrite précédemment, est le résultat de la combinaison de plusieurs processus entraînant des modifications importantes des différentes composantes de la Terre. La croissance crustale, la cratonisation, l'apparition du GOE, le développement de vastes plateformes carbonatées riches en matière organique et l'assemblage de la Nuna associés à de grands domaines orogéniques, sont les processus qui vont avoir un fort impact sur l'évolution du cycle de l'uranium.



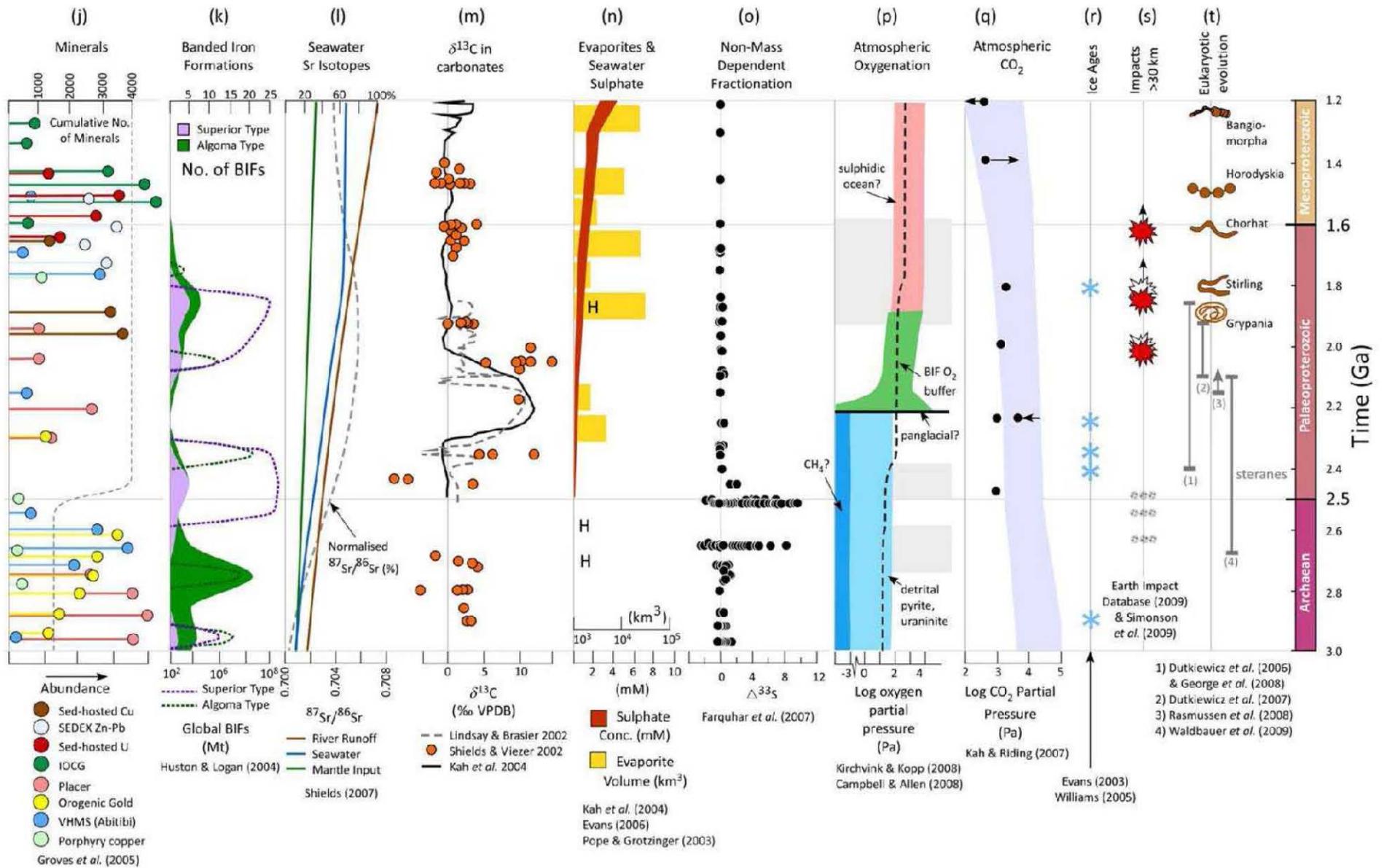


Figure 4 : Variations séculaires des caractéristiques de la Terre de 3,0 à 1,2 Ga (d'après Reddy & Evans, 2009)

B. Comportement de l'U au cours du temps

1. Fractionnement de l'U pendant la période pré-hudsonienne (néoarchéen et paléoprotérozoïque supérieur 3,2 -2,3 Ga)

Cette période est caractérisée par une période de croissance crustale forte, avec la formation des premières croûtes océaniques puis continentales. L'uranium est essentiellement fractionné par des processus magmatiques donnant lieu à la production des premiers granites capables de cristalliser l'uraninite. (Introduction A.3.3).

1.1. Premiers granites

Les premiers granites suffisamment enrichis en uranium pour pouvoir cristalliser de l'uraninite sont datés à environ 3,1 Ga, dans le craton de Kaapval-Kalahari en Afrique du Sud (Robb *et al.*, 1990). Ils correspondent à des granites ultra potassiques, avec des affinités calco-alcalines, simultanément enrichis en U, Th, K et autres éléments incompatibles. De tels granites sont aussi connus dans la plupart des cratons archéens mais plus jeunes (à partir de 2,8 Ga), comme le craton de Yilgarn (Champion & Cassidy, 2007) et le socle de East Alligator River Uranium district en Australie, dans la Province du Supérieur au Canada, le Craton Amazonien au Brésil, les cratons de Dharwar et Singhbhum en Inde, le Bouclier Baltique... mais malgré les fortes teneurs en U et les faibles rapports Th/U de certains d'entre eux, l'uraninite y est très rarement décrite.

1.2. Granites à uraninites de l'Archéen au Paléoprotérozoïque supérieur

De l'Archéen jusqu'à nos jours, trois grands types de granites peuvent être suffisamment enrichis en uranium pour cristalliser l'uraninite: (i) les granites métalumineux fortement fractionnés et enrichis en K, ainsi que les pegmatites liées à ces processus, (ii) les leucogranites peralumineux fortement fractionnés et leurs pegmatites associées, et (iii) les pegmatoïdes peralumineux résultant de la fusion partielle des métasédiments au cours du métamorphisme de faible degré (Cuney & Friedrich 1987; Cuney, 2009).

1.2.1. Granites métalumineux (i)

Malgré les fortes teneurs en U et les faibles rapports U/Th dans les granites potassiques, l'uraninite a été rarement identifiée dans les descriptions pétrographiques et encore plus rarement analysée. L'uraninite a été rapportée dans les granites potassiques localisés en Inde de Singhbum (Sarangi & Singh, 2006) mis en place vers 3,0-2,9 Ga et Closepet daté à 2515 ± 8 Ma dans le craton Dharwar (Jayayanda *et al.*, 1995).

Des uraninites avec des teneurs de 6 à 7% poids ThO_2 ont été datées à 2,42 Ga dans les gneiss archéens potassiques charnockitiques de la ceinture de granulite Karimnagar, dans l'Inde centrale (Santosh *et al.*, 2004).

Des uraninites d'âge archéen ont été mises en évidence dans les granites calco-alcalins riches en potassium à Salobo Old (2573 ± 2 Ma) et d'Itacaiúnas (2560 ± 37 Ma) ou au complexe de l'Estrela (2527 ± 34 Ma) localisés à proximité des gisements d'or et cuivre (\pm U) du craton amazonien Carajas, Brésil (Tallarico *et al.*, 2005). Elles sont certes rares, mais responsables des fortes teneurs en uranium dans la roche (>100 ppm d'U).

Ainsi, les granites riches en potassium ont généré des granites très fractionnés et des pegmatites capables de cristalliser l'uraninite. Toutefois, les pôles les plus fractionnés sont généralement mis en place dans leur partie apicale et ils ont été largement érodés ou altérés ce qui explique la relative rareté des descriptions d'uraninite dans ces granites.

1.2.2. Leucogranites (ii) et pegmatoïdes (iii) peralumineux résultant de la fusion partielle de métasédiments

Un deuxième type de granite, capable de cristalliser l'uraninite commence à apparaître vers 2,7 Ga et correspond aux leucogranites fortement peralumineux et aux pegmatites générés par fusion partielle de métasédiments. Ces granites peuvent être enrichis en uranium, mais sont généralement appauvris en éléments incompatibles (principalement Th, ETR, Zr) en raison de la faible solubilité des minéraux accessoires porteurs de Th-ETR-Zr dans les magmas peralumineux à basse température (Cuney & Friedrich, 1987). Pendant cette période, les degrés les plus élevés de fractionnement magmatique sont atteints, comme pour les pegmatites peralumineuses à ETR, de Tanco dans le Manitoba, qui ont réussi à cristalliser une uraninite magmatique pauvre en Th-Y-ETR (Duhamel *et al.*, 2009). Il est intéressant de souligner que le fractionnement des magmas très peralumineux offre l'unique mécanisme capable de produire un enrichissement en U par rapport au Th (à l'exception des processus de remobilisation).

1.3. Quartz pebble conglomerates (QPC)

Les premiers gisements économiques d'uranium sont les conglomérats à galets de quartz (QPC), minéralisés en uraninite et en quantité variable d'or localisés dans le Groupe du Dominion Reef et le Supergroupe du Witwatersrand du craton de Kaapvaal en Afrique du Sud. Les gisements sont respectivement datés à 3083 ± 3 Ma et 2970 ± 3 Ma. Ce type de gisement représente le seul enrichissement significatif en uranium, pré-2,3 Ga, avec des valeurs supérieures à plusieurs dizaines de ppm d'U. Ces valeurs ne sont atteintes que pour les complexes granitiques les plus fractionnés de cette époque.

Les uraninites dans ces gisements sont d'origine détritique mais aussi remobilisées dans des plans de cisaillement, de telles accumulations n'est possible qu'en l'absence d'oxygène car l'uraninite est très facilement soluble en conditions oxydantes. Les sources de ces gisements sont variées (teneur en ThO_2 des uraninites variables) et liées aux différents types de granites enrichis de l'Archéen.

2. Fractionnement de l'U du Paléoprotérozoïque inférieur au Paléoprotérozoïque supérieur (2,3 - 1,4 Ga)

2.1. Enrichissement en U des plateformes sédimentaires épicontinentales du Paléoprotérozoïque

Avec l'augmentation spectaculaire de la fugacité en l'oxygène de l'atmosphère pendant le GOE, l'uranium mis en contact avec les eaux superficielles oxydantes, passe en solution sous forme de complexes de carbonates d'uranyle (sous la valence U^{6+}). A cette époque, l'uranium facilement lessivable provient des accumulations d'uraninite dans le paléo-placers formés avant 2,32 Ga et soumis aux circulations de fluides météoriques. Les autres sources d'uranium possibles sont les uraninites provenant de granites très fractionnés, les silicates d'uranium métamictes et d'oxydes présents dans les roches plutoniques ou sédimentaires, et les verres volcaniques facilement altérables.

Dans le même temps, durant l'événement Shunga (Melezhik *et al.*, 1999a), d'énormes quantités de matières organiques ont été accumulées dans les sédiments du plateau et dans les milieux des mers marginales (Introduction A.5.2).

A cette époque, la teneur en uranium devient alors anormale (Mossman *et al.*, 1998) dans les schistes noirs du bassin de Franceville, et dans tous ceux d'Onega (Melezhik *et al.*,

1999a) où l'uranium est corrélé à la teneur en C ainsi qu'aux teneurs en As, V, Mo, Cu et Hg. À une échelle plus globale, on observe une diminution significative du Th/U des schistes corrélée à la diminution de l'âge, passant de 4 à la transition Archéen-Protérozoïque à 0,55 à la fin du Phanérozoïque (McLennan & Taylor, 1980).

Le rôle du phosphore pour l'événement Shunga (Introduction A.3.2.5) est confirmé par les fortes teneurs en phosphore mesurées dans les sédiments Ludicoviens de Carélie riches en matière carbonée et en uranium.

2.2. Diminution du rapport Th/U du manteau supérieur

La subduction de la croûte océanique et des sédiments va recycler préférentiellement l'uranium d'origine continentale dans le manteau, par rapport au thorium et donc entraîner une diminution continue du rapport Th/U, généralement déterminé à partir du rapport $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (kappa).

Elliott *et al.* (1999) ont estimé que le rapport Th/U d'un manteau supérieur source des MORB (avec 0,01 ppm Th) peut être abaissé de 4,0 à 2,6 pendant un intervalle de 1,8 Ga. Ce processus est appelé le recyclage post-Archéen de l'uranium (PURE : Post-Archean Uranium recycling).

C. Conséquences sur la formation de nouveaux types de gisements d'uranium

Une baisse du rapport Th/U dans le manteau a favorisé la cristallisation d'une plus grande partie de l'uranium, hors de la structure des minéraux accessoires des magmas les plus fractionnés, dans une phase comme l'uraninite, plus facilement lessivable par des fluides hydrothermaux communs. A la suite du GOE, l'uranium lessivé de ces uraninites est incorporé dans les sédiments de plateforme épicontinentale.

Une très grande partie des ressources mondiales en uranium est liée à ces formations sédimentaires, enrichies en U, métamorphisées jusqu'au facies amphibolite pendant l'événement orogénique mondial ayant eu lieu entre 1,9 et 1,8 Ga, à l'origine de la formation du Supercontinent Nuna (Introduction A.3).

1. Gisements d'U dans les séries sédimentaires épicontinentales

Les premiers types de gisements d'uranium, formés après l'oxyatmoversion sont ceux localisés dans le bassin de Franceville au Gabon: Boyindzi, Oklo, Okelobondo, Bangombé, et Mikouloungou (Gauthier Lafaye *et al.*, 1989). Les minéralisations datées à 2,0 Ga sont localisées dans des séries sédimentaires déposées entre 2,15 et 2,1 Ga. Les conditions P-T-x et le type de sédiments sont similaires aux gisements de type discordance (Mathieu *et al.*, 2000), à la différence près que les minéralisations sont déposées à l'interface entre les grès oxydés de la base de la Formation FB et les schistes bitumineux réduits.

Des enrichissements similaires liés à la matière organique ont été observés dans le bassin du lac d'Onega déjà abordés ci-dessus (Introduction B.2.1).

Les autres occurrences majeures sont celles de la Wollaston et de la Mudjatik Belt localisées dans des méta-arkoses (Duddridge Lake) et des roches calco-silicatées (Burbridge Lake & Cup Lake), (Parslow et Thomas 1982, Sibbald et al. 1976).

2. Minéralisation en U en relation avec la fusion des séries sédimentaires épicontinentales paléoprotérozoïques

Les minéralisations à uraninites disséminées dans des pegmatoïdes synmétamorphiques sont connues dans le monde entier et associées à la plupart des vastes domaines orogéniques. Elles se retrouvent généralement dans les séquences métasédimentaires provenant du métamorphisme du faciès amphibolite supérieur (et localement du faciès granulite) associé à la fusion partielle de séries sédimentaires comprenant des arkoses, quartzites, silts, shales carbonées, marnes et marbres. Les enrichissements primaires en U sont parfois encore préservés, pour la plupart observés dans des méta-arkoses riches en quartz et des roches calco-silicatées en relation avec leur comportement réfractaire pendant la fusion partielle.

Les minéralisations de Charlebois (Mawdsley 1957), de Steward Lake, de l'île de Baffin (Maurice, 1977), au Canada ; du bassin de Wheeler au Colorado (Young & Hauff, 1975) ; d'Orrefjell en Norvège (Lindahl *et al.*, 1985) ; du sud de la Finlande (Lauri *et al.*, 2007) y compris le gisement de Palmottu (Räisänen, 1989) ; du district de Litsa de la Péninsule de Kola en Russie ; de Crocker Well (Campana, 1958 & Thompson, 1965), de la province d'Olary et de Flinders Range en Australie du Sud ; du district de Six Kangaroos et Cloncurry-Mt. Isa dans le Queensland en Australie (Brooks 1960; Carter *et al.* 1961) ; de Nanambu, Nimbawah, et le complexe de Rum Jungle dans le district de Katherine-Darwin en Australie, (Dodson *et al.* 1974 & Ayers, 1975) sont les principales occurrences de pegmatite et granite, liées à la fusion partielle de métasédiments.

Ces minéralisations atteignent rarement le stade de gisement mais représentent plutôt des sources fertiles (avec des Th/U généralement faibles) pour les gisements liés à la métasomatose sodique et de type discordance.

3. Minéralisation liée à la métasomatose sodique (1,9-1,4 Ga)

La métasomatose sodique est un processus hydrothermal de haute température (550 à 350 °C), se développant le long de structures crustales sur plusieurs dizaines voire centaines de kilomètres comme en Ukraine et au Brésil.

L'épisode majeur de métasomatose sodique associé à la minéralisation uranifère a eu lieu au Paléoproterozoïque Supérieur (1,9-1,7 Ga) dans le district de Krivoï-Rog en Ukraine (Belevtsev *et al.*, 1983) ; le gisement de Beaverlodge au Canada (Beck *et al.*, 1971) ; le bassin d'Otish au Québec (Ruhmann *et al.*, 1986) ; à Mistamisk et d'autres occurrences dans le Labrador au Québec (Kish & Cuney, 1981) ; le district de Kurupung en Guyane (Cinelu, 2008) ; Skuppesavon (Smellie & Laurikko, 1984) ; Bjorkramyran (Kullman, 1989) et Duobblon dans le nord de la Suède (Smellie, 1982) ; et à Liangshanguan dans le NE de la Chine (Jiarong & Zhutian, 1984). Le district de Lagoa Real au Brésil est un homologue plus jeune (~ 1,4 Ga, Turpin *et al.*, 1988; ~ 1,5 Ga, Cordani *et al.*, 1992) de ces gisements, repris pendant l'événement Brésilien (500 Ma). Toutefois, le gisement de Valhalla dans le Queensland (Polito *et al.*, 2009) avec des âges similaires à celui de Lagoa Real, suggèrent qu'un épisode de métasomatose sodique associé à la minéralisation uranifère ait pu se produire à 1,4-1,5 Ga.

Pour tous ces gisements, il existe toujours un synchronisme entre la phase tectono-métamorphique, la métasomatose alcaline et la minéralisation uranifère. Toutes les minéralisations sont liées à des accidents crustaux tels que des zones de cisaillement (Lagoa Real), des failles et des fractures majeures (Mistamisk, Skuppesavon, Krivoï-Rog, Beaverlodge) et des zones mylotinisées ou bréchifiées (Liangshanguan, Beaverlodge, Valhalla).

La métasomatose sodique est en général précoce (albite et/ou pyroxène et amphibole sodique), oxydante (hématite stable), suivie par une chloritisation souvent associée à une métasomatose calcique. Une hématisation synchrone (Mistamisk) ou tardive (Krivoï-Rog, Liangshanguan, Beaverlodge, Valhalla), est parfois associée à la métasomatose.

Les associations Ti-U courantes dans ces gisements sont témoins des hautes températures invoquées pour les processus minéralisateurs (de même que la présence de Zr). Lorsque l'environnement est pauvre en Ca, le développement d'uranotitanes (Krivoï-Rog) et de brannérite (Beaverlodge, Valhalla) est favorisé alors que dans des environnements riches en Ca, les oxydes d'uranium sont associés à de la titanite (Michelin, Lagoa Real, Skuppesavon, Duobblon, Kurupung).

La plupart des gisements, et surtout les plus importants (le district du Central Ukrainian et le district de Lagoa Real), sont localisés dans des métasédiments, métavolcaniques et granites dérivant de ces derniers, paléoprotérozoïques. Le rôle de ces formations en termes de source d'U est indiscutable. Les sources sont variées pour les différents gisements, attribuées aux séries volcaniques pour Michelin, Skuppesavon, Duobblon, Kurupung ; aux minéraux accessoires contenus dans des granitoïdes pour Beaverlodge et Lagoa Real ; aux métasédiments de type schistes noirs pour Liangshanguan ou de type conglomérat pour Krivoï-Rog.

Par contre, le modèle permettant d'expliquer l'origine de l'événement thermique capable de générer la circulation de grands volumes de liquides à haute température après le dernier événement orogénique est encore mal défini (Cuney & Kyser, 2008).

4. Les gisements de type discordance (1,65 - 1,3 Ga)

Après 1,75 Ga, dans de nombreuses régions de la Nuna, ou un peu plus tôt comme en Ukraine centrale et en Afrique australe, pendant une longue période de faible activité tectonique, se développent de nombreux bassins intracontinentaux silicoclastiques fortement oxydés sur de grandes extensions géographiques et jusqu'à 5-6 km d'épaisseur. De l'Athabasca (Canada) au bassin de Kombolgie (Australie), les sédiments gréseux ont représentés d'énormes aquitards pour les saumures sodiques issues des évaporites sus-jacentes. Ces saumures sont devenues calciques lorsqu'elles se sont infiltrées dans le socle en relation avec le lessivage de l'U des métasédiments paléoprotérozoïques, et de leurs dérivés anatectiques riches en K et en U (Mercadier, 2008 & Richard, 2009). Les sédiments paléoprotérozoïques enrichis en U correspondent aux assemblages métasédimentaires de la Wollaston et Taltson Belt pour le bassin de l'Athabasca et à ceux de la Formation de Cahill pour le bassin de Kombolgie. Les minéralisations exceptionnelles par leur fort tonnage et leur forte teneur se mettent en place entre 1,65 et 1,3 Ga, en grande majorité à l'interface oxydo-réduite formée par la discordance bassin-socle.

Les autres gisements d'uranium, de plus petites tailles, spatialement associés à des bassins intracontinentaux paléo et mésozoïques, formés par des processus similaires, sont les gisements de Baker Lake (Miller, 1980) & Kiggavik et Sissons (Fuchs, 1989) situés dans le socle proche du bassin du Thelon, le gisement de Mountain Lake (Bell; 1996) localisé dans le bassin d'Hornby Bay au Nunavut (Canada), le gisement de Karku (Velichkij, 2005) dans le bassin Pacha-Ladoga en Carélie (Russie), le gisement métamorphisé de Kintyre

(Jackson & Taylor, 1972) dans le socle à la discordance avec les grès de Coolbro (Australie). Cependant, des différences significatives existent entre eux et d'autres travaux sont encore nécessaires pour pouvoir les assimiler à des gisements de type discordance.

5. Les gisements IOCG ? (1,6 Ga)

Le granite de Roxby Down qui abrite le gisement d'or, cuivre, fer (\pm U) d'Olympic Dam, daté à 1,59 Ga, et qui est de loin le plus important gisement d'uranium au monde, est également mis en place dans des formations similaires d'âge paléoprotérozoïque en marge du craton archéen Gawler. Cependant, les relations génétiques possibles entre l'enrichissement d'uranium de ces formations et la genèse du gisement d'Olympic Dam n'ont pas encore fait l'objet d'études approfondies.

Puis, pendant près de 1 Ga, entre environ 1,4-1,3 Ga et 0,5 Ga, aucun gisement d'uranium économiquement significatif n'est reporté.

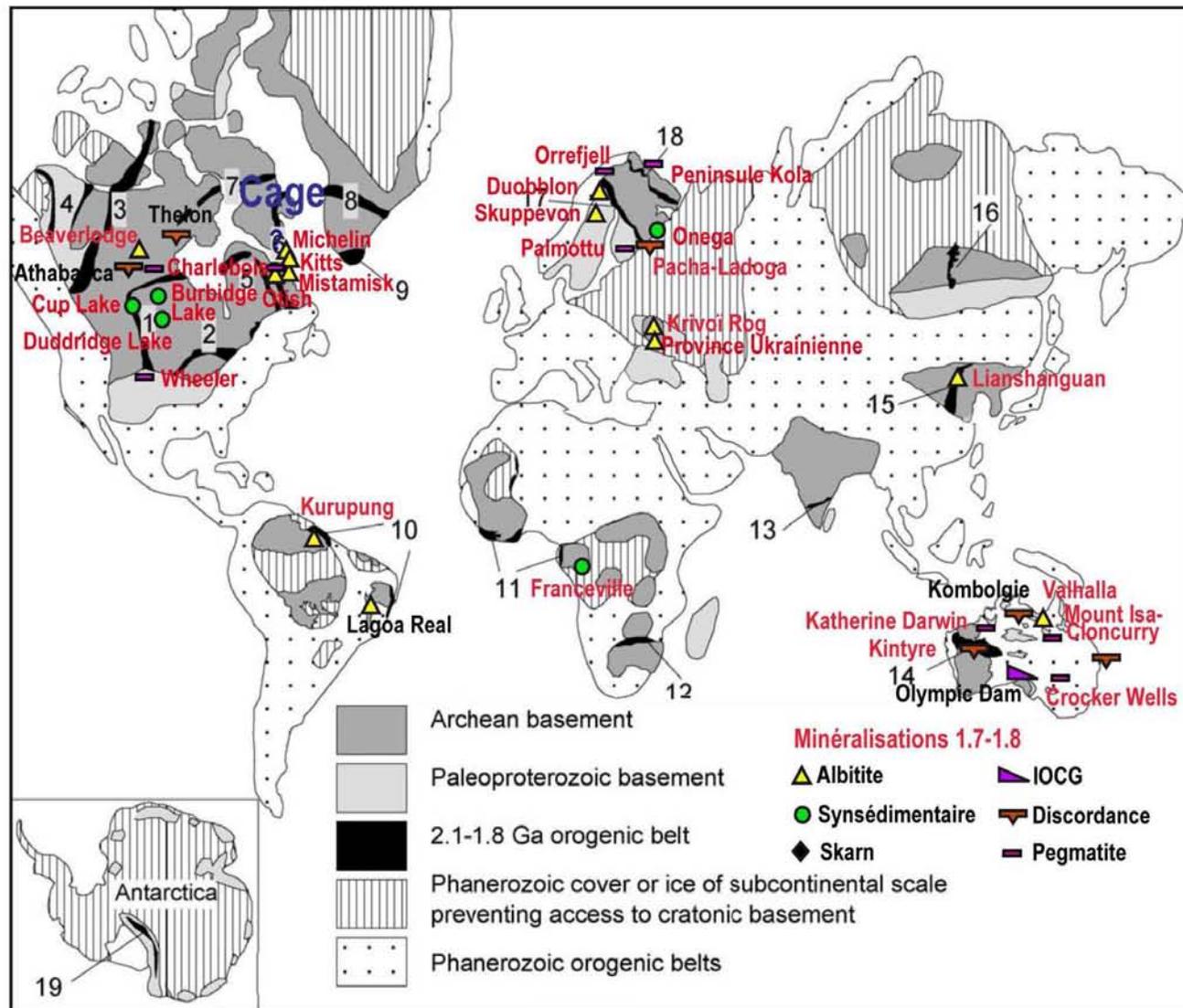


Figure 5: Localisation des principales orogènes et des gisements d'U paléoprotérozoïques, les numéros font appel à Zhao, 2002.

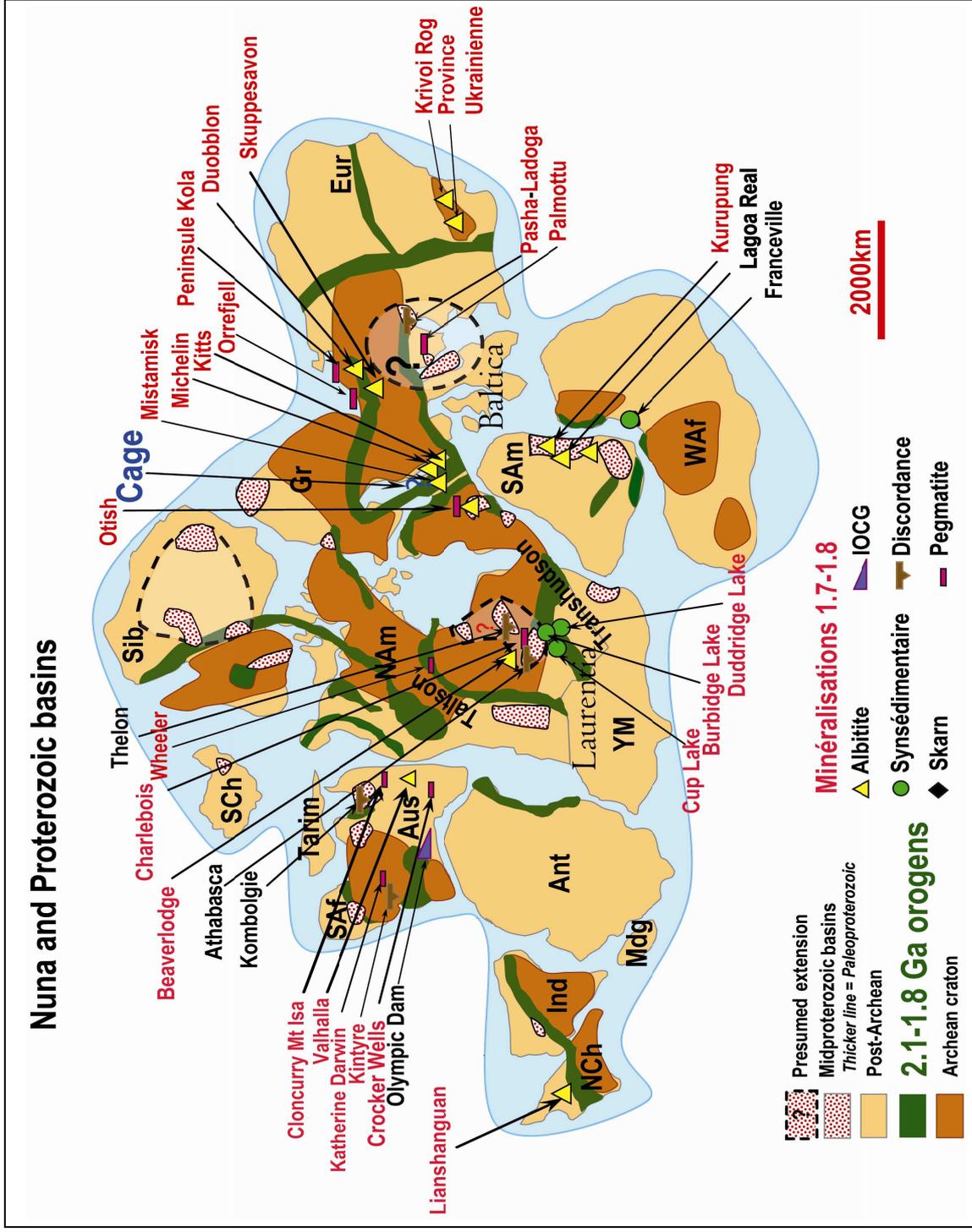


Figure 6: Reconstruction du Supercontinent "Nuna" avec la localisation des principales orogènes et des gisements d'U paléoproterozoïques (Zhao, 2002)

D. Problématique et objectifs de la thèse

1. Problématique

Le GOE est un moment clé dans l'évolution de la Terre, marqué par l'augmentation de la fugacité en oxygène dans l'atmosphère et par la suite dans un océan stratifié. Les causes responsables de l'apparition du GOE sont encore débattues mais corrélées temporellement à l'apparition des cyanobactéries et également à un pic de croissance crustale et de production de LIPs en relation avec l'apparition du premier Supercontinent (Kenorland).

Le GOE marque le début du cycle de l'uranium Paléoprotérozoïque, entraînant un changement irréversible dans le mode de transport et de dépôt de l'U. Avant le GOE, les quantités importantes d'U extraites par des processus de fractionnement magmatique étaient par la suite mobilisées par voie détritique (sous forme U^{4+}) pour former les premiers gisements d'U économiques : les « Quartz Pebble Conglomérat ». Après le début du GOE, l'U devient facilement lessivable par des fluides oxydants. Il est par la suite transporté sous forme de complexe de carbonate d'uranyle (sous forme U^{6+}) puis incorporé dans de vastes plateformes carbonatées dont le développement a été favorisé par la cratonisation relativement stable du Kenorland. Son incorporation est de plus facilitée par les grandes quantités de matière organique produites et accumulées dans ces plateformes pendant l'événement Shunga (2,1-2 Ga).

L'assemblage de la Nuna (1,9-1,8 Ga) est marqué par les orogènes de grandes extensions Hudsoniennes (pour le craton Laurentia) et Svecofeniennes (pour le craton Baltica). Le métamorphisme associé à ces orogènes est responsable de la remobilisation des pré-concentrations en U piégées dans les plateformes carbonatées. Une partie de cette remobilisation implique la fusion partielle de ces métasédiments et la production de volume important de pegmatoïdes et granitoïdes enrichis en U. Le deuxième mécanisme de remobilisation est lié à la percolation de volumes importants de fluides de haute température dans ces séries responsables de la formation des albitites à uranium.

Ces minéralisations paléoprotérozoïques ont fait l'objet d'études scientifiques, mais la plupart sont très anciennes et surtout n'ont jamais été appréhendées dans l'intention de mieux comprendre l'évolution du cycle de l'uranium Paléoprotérozoïque. Il apparaît donc important de détailler les différentes étapes de ce cycle en se basant sur l'étude d'un gisement cible paléoprotérozoïque permettant d'observer les différents mécanismes présidant à la genèse de ces différents types de minéralisations.

Le district de Cage localisé au Nord du Québec a été choisi comme site d'étude. Ce district a été découvert par Claude Caillat et Serge Genest en 2005 à la suite d'une campagne d'exploration héliportée. Depuis cette découverte, peu d'études ont été menées dans le but de définir les mécanismes de formation des deux types de minéralisation originellement observés : une minéralisation pauvre en Th et l'autre riche en Th. Le district de Cage est une cible très intéressante car il est représentatif de l'évolution et du devenir d'une ancienne plateforme carbonatée riche en U lors de sa remobilisation au cours d'un orogène Paléoprotérozoïque.

2. Objectifs

Le premier but de cette thèse est de définir les modèles génétiques (source, transport, piégeage des métaux) permettant de comprendre la mise en place des deux types de minéralisations. Ce premier objectif réalisé permettra de mieux guider de futures campagnes d'exploration.

Le deuxième objectif de ce travail est de replacer ces minéralisations dans le contexte global du cycle de l'uranium Paléoprotérozoïque afin de pouvoir rattacher ou non les processus minéralisateurs à d'autres gisements d'uranium contemporains.

Le but final est de répondre à différentes questions capitales dans la compréhension de ce cycle:

(i) Par quels mécanismes (quel est l'agent réducteur ?) et à quel stade (sédimentaire ou diagénétique) l'uranium est introduit et piégé dans les séquences de plateforme carbonatées paléoprotérozoïques ?

(ii) Quels sont les contextes géodynamiques favorables à cette incorporation ?

(iii) Quelles sont les sources favorables pour ce type de minéralisation ?

(iv) Quels sont les mécanismes à l'origine de la remobilisation de l'U pendant le métamorphisme lié aux orogènes paléoprotérozoïques? (type de fluide, type de magma)

(v) Quelle est la contribution de l'Archéen dans toutes ces minéralisations paléoprotérozoïques ?

3. Plan de la thèse

La première partie du manuscrit porte sur géologie générale du district de Cage avec pour objectif de décrire précisément le contexte géologique des deux types de minéralisation en particulier la séquence du Groupe du Lake Harbour (GLH) abritant les minéralisations uranifères.

La deuxième partie concerne la description des deux types de minéralisation en partant de l'échelle de l'affleurement (contrôle structural et lithologique de la minéralisation) jusqu'à l'échelle du microscope (métaux associés à l'uranium) afin de proposer des sources possibles pour ces minéralisations.

La troisième partie s'attache à identifier les processus minéralisateurs ainsi que les sources des minéralisations en se basant sur une étude géochimique et isotopique détaillée de ces deux types de minéralisation.

La partie discussion intègre tous ces résultats dans le but de définir un modèle génétique pour chaque type de minéralisations puis de mettre en lumière les apports de cette étude dans le cycle global de l'uranium Paléoprotérozoïque.

Partie 1:

Géologie générale

A. Régional

1. Localisation géographique

Le district de Cage est situé dans le nord-est du bouclier canadien, sur la bordure orientale de la province de Churchill, entre la baie d'Ungava et la mer du Labrador (Figure I-1).



Figure I-1 : Localisation géographique du district de Cage.

2. La province de Churchill

La province de Churchill est le résultat de collisions obliques entre les cratons Archéens de Nain à l'Est et du Supérieur à l'Ouest et un troisième bloc Archéen intermédiaire, la « Core Zone », qui correspond à l'extension sud-est de la province de Rae (Figure I-2). L'orogène Torngat est formé par la collision entre la « Core Zone », (également appelée craton Core Zone) et le craton de Nain à l'est, tandis que l'orogène du Nouveau Québec est formé par la collision entre la « Core Zone », et le craton Supérieur, à l'ouest (Figure I-3). L'orogène Torngat et l'orogène du Nouveau Québec appartiennent tous les deux à l'orogène

Trans-Hudson qui définit l'ensemble des orogènes de l'Amérique du Nord et du bouclier Baltique formés entre 2.0 et 1.8 Ga.

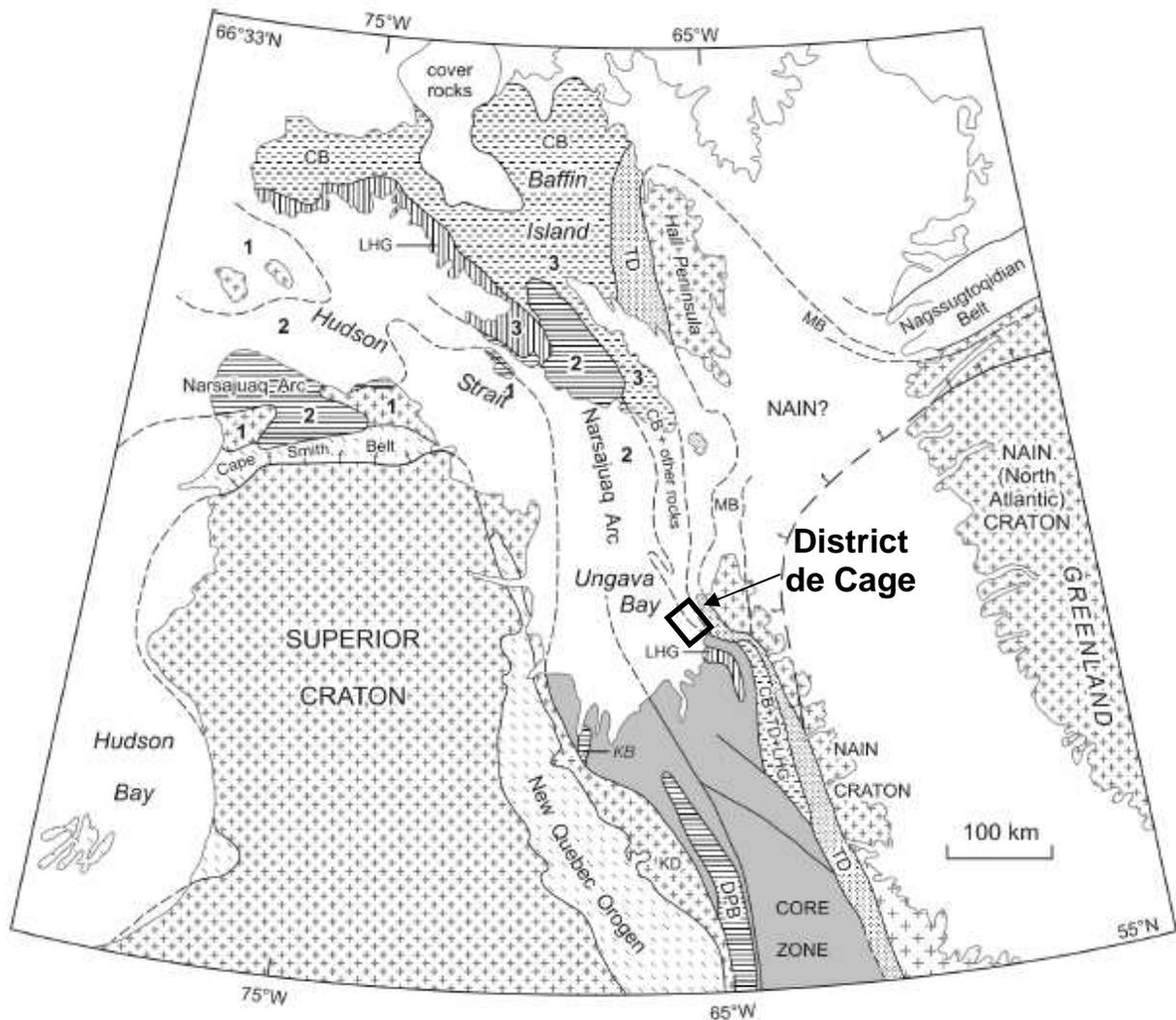


Figure I-2 : Carte géologique représentant le bouclier nord canadien ainsi que les différents orogènes trans-hudsoniens. CB, Cumberland batholithe; DPB, De Pas batholithe; KB, Kuujuaq batholithe; KD, Domaine de Kuujuaq; LHG, Groupe du Lake Harbour; MB, magmatic belt; TD, Domaine de Tasiuyak. Les nombres 1, 2, et 3 réfèrent aux unités structurales de Scott & St-Onge: 1, Superior craton; 2, Narsajuaq arc; 3, Lake Harbour Group et autres roches. D'après Scott *et al.*, 2009.

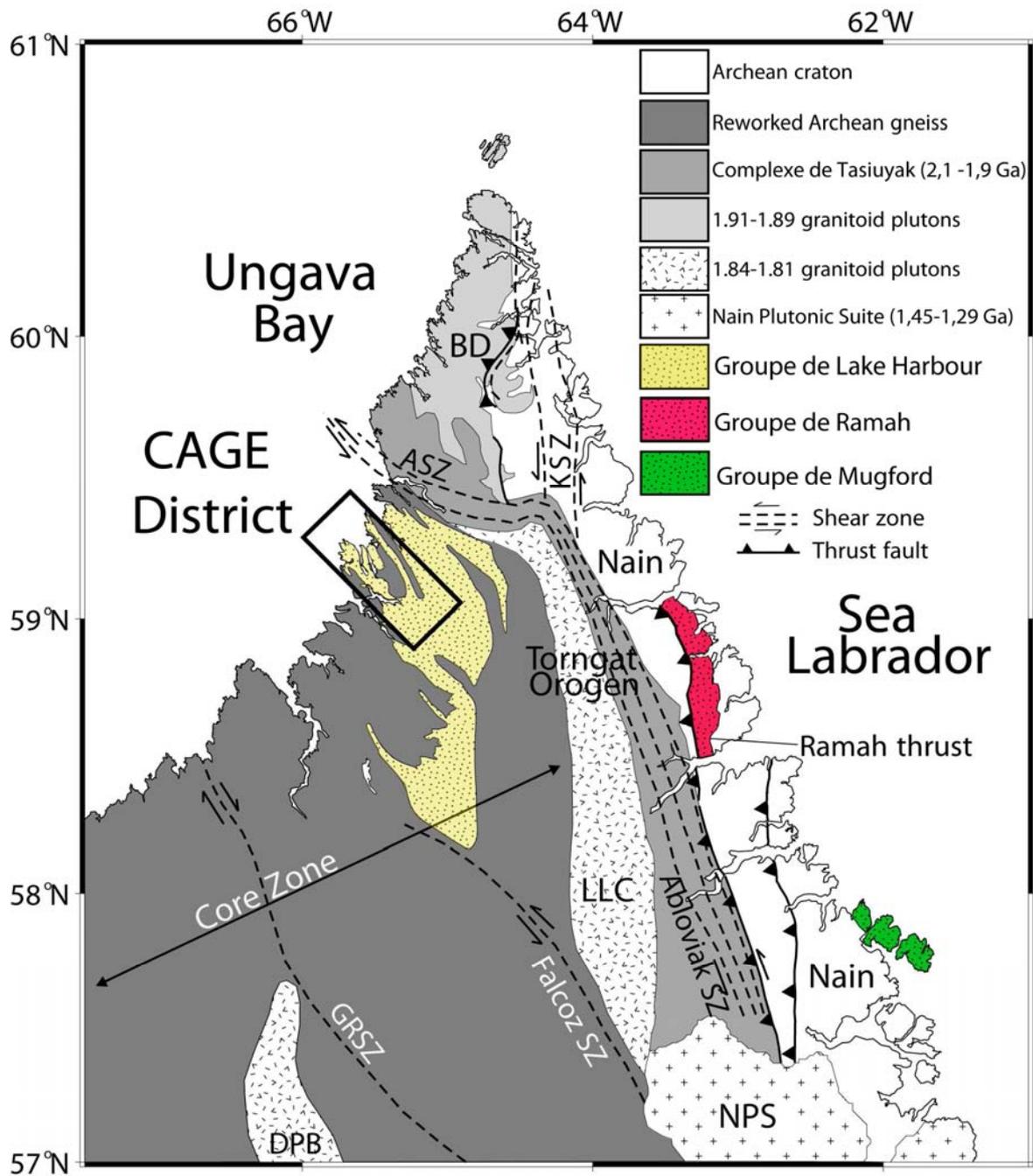


Figure I-3 : Carte géologique avec la localisation du district de Cage appartenant à la “Core Zone” de la province de Churchill. KSZ-Komaktorvik Shear Zone; GRSZ-George River Shear Zone; NPS-Nain Plutonic Suite; DPB-De Pas Batholith; BD-Burwell Domain; LLC-Lac Lomier Complex (modifié d’après Wardle et al., 2002).

3. Histoire tectonique régionale

L'histoire tectonique de la province de Churchill commence tout d'abord à l'Archéen entre 2,92 et 2,76 Ga avec la formation d'un socle tonalitique et des roches supra-crustales (amphibolites). Il s'en suit la mise en place de granitoïdes (2,60-2,62 Ga) accompagnée par un métamorphisme (faciès granulite) et d'une déformation ductile (épisode tectono-métamorphique Archéen supérieur).

Le Paléoprotérozoïque marque une étape importante pour la structuration de la province de Churchill, rythmée par différentes phases (Figure I-4 et Figure I-5) selon les travaux de Wardle *et al.* (2002) :

(1) Début du rifting du Nain et du Supérieur (2,2-2,1 Ga) suivi par une dérive crustale des cratons accompagnée par la production de dykes mafiques puis par la formation de marges continentales passives.

(2) Début de la subduction du Nain 1,91-1,89 Ga vers l'ouest, accompagnée vers 1,88 Ga de la reprise du rifting pour la marge de Supérieur, avec pour résultat probable la séparation de l'Archéen Core zone.

(2') Erosion d'un arc magmatique et mise en place des sédiments et laves du Lake Harbour group, et de la suite intrusive Nuvulialuk (1,90-1,85 Ga) dans le bassin d'arrière-arc.

(3) Subduction du craton du Nain sous l'est de la Core zone entre 1,87-1,85 Ga et production de l'orogène Torngat ayant pour résultat le doublement de l'épaisseur crustale (80 km) et la formation d'une racine crustale.

De cette collision, résulte une compression E-W qui engendre des plis orientés N-S et des chevauchements d'est en ouest, un métamorphisme régional de faciès amphibolite profond dans le craton Core Zone et une remobilisation du socle et des roches supracrustales pour former les complexes granitiques Baudan et Kangiqsualujjuaq (1,82-1,81 Ga). Le métamorphisme atteint le faciès granulite dans l'orogène Torngat (complexes Sukaliuk, Lomier et gneiss de Tasiuyak).

Durant cette subduction, des granitoïdes sont injectés dans la marge de la Core zone.

(4) Passage d'un régime compressif à transpressif dans l'orogène Torngat (1,845-1,82 Ga) générant des cisaillements N-S et NW-SE qui recourent et replissent les plis N-S

antérieurs. Ces cisaillements à l'est enfouissent le craton du Nain et entraînent l'exhumation du bâti dans la partie centrale et sud de l'orogène Torngat.

Mise en place des granites et des dykes pegmatitiques syn- à post-transpression (Batholite De Pas et Kuujuaq) liée à la subduction de la province du Supérieur sous l'ouest du craton Core Zone.

(5) Collision entre le craton du Supérieur et la zone amalgamée de la Core Zone et du craton du Nain (1,82–1,77 Ga) qui forme l'orogène du Nouveau-Québec.

La province de Churchill est donc structurée par la succession d'une déformation transpressive senestre lors de la subduction du Nain puis par une déformation transpressive dextre miroir lors de la subduction du craton du Supérieur.

Cette déformation transpressive contraste avec les « broad frontal thrust belts » qui caractérisent les orogènes Nagssugtoqidian et Trans-Hudson au nord.

L'assemblage de la province de Churchill est le résultat de l'expulsion de grands volumes de croûtes juvéniles qui laisse des niveaux inférieurs de la croûte composés majoritairement d'Archéen réfractaire. Cette spécificité a pu isoler la partie centrale de l'orogène de la fusion partielle et du plutonisme post-collisionnel. Ce phénomène pourrait expliquer la conservation de la racine crustale de l'orogène Torngat.

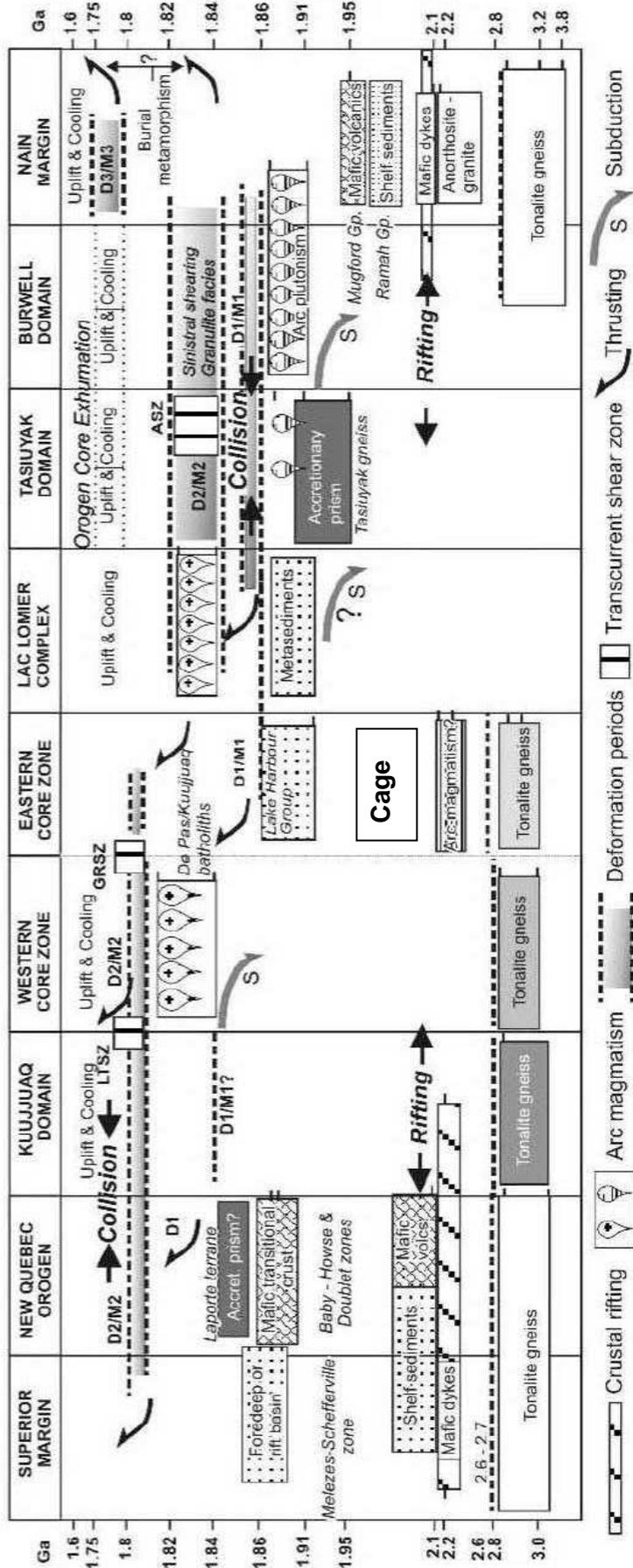


Figure 1-4 : Chronologie des événements dans la province du Churchill basée sur différentes datations U/Pb. L'épaisseur des boîtes indique la précision de la datation. ASZ, Abloviak shear zone; GRSZ, George River shear zone; LTSZ, Lac Tudor shear zone (d'après Wardle et al., 2002).

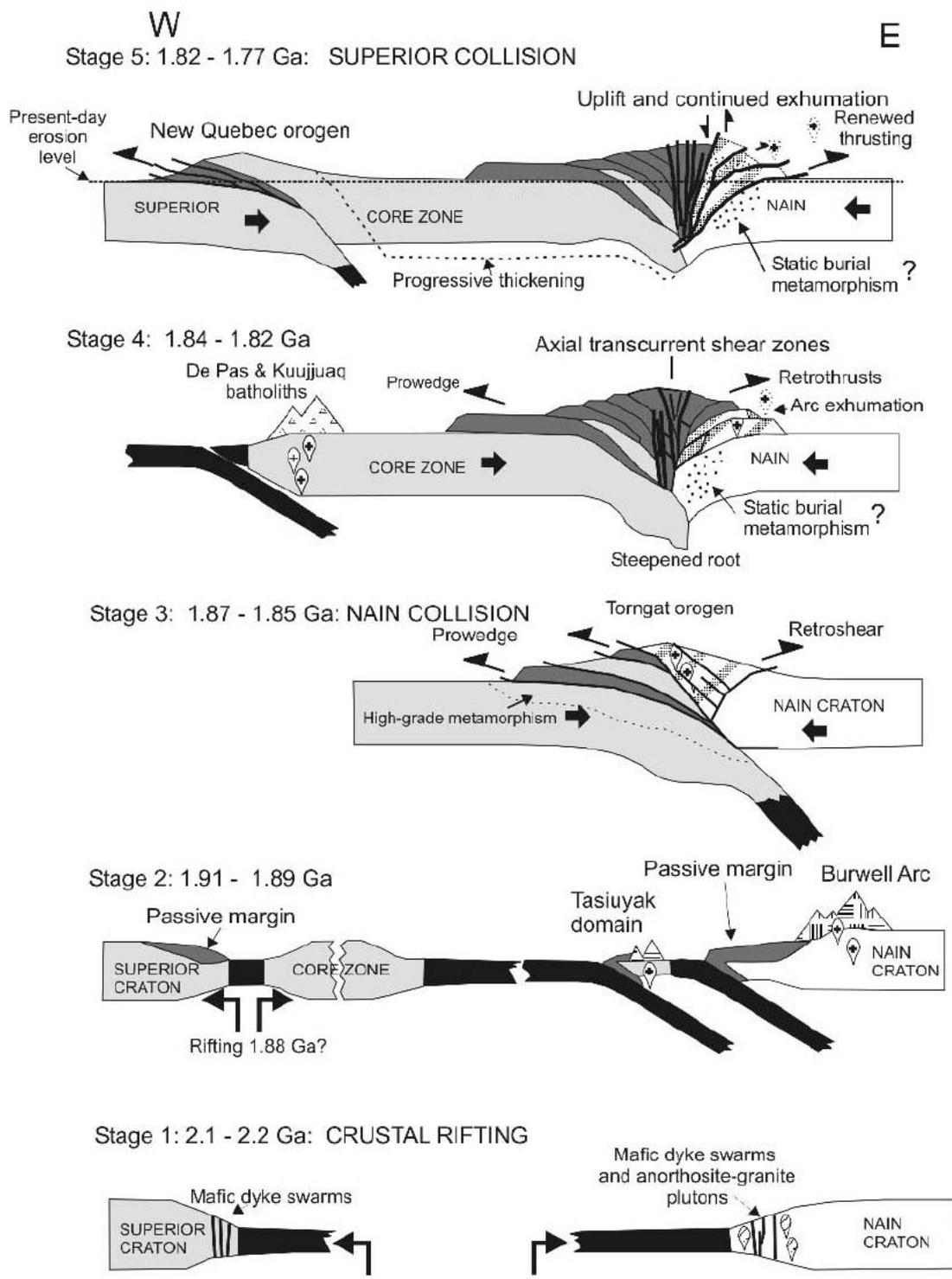


Figure I-5 : Schéma de l'évolution tectonique de la province du Churchill. Les différentes étapes font référence à la numérotation mentionnée dans le texte (d'après Wardle *et al.*, 2002). Les termes « prowedge » et « retroshear » proviennent des modèles géodynamiques proposés par Ellis & Beaumont (1999).

4. Métamorphisme associé à l'orogène Torngat

L'orogène Torngat se décompose en trois épisodes distincts d'un point de vue temporel et cinématique sur une durée de 80 Ma (Van Kranendonk, 1996). Ces événements sont séparés par des périodes de 15-30 Ma qui incluent (1) le raccourcissement crustal pendant la collision à 1860 Ma marquant le pic du métamorphisme pour des conditions $9,5 \pm 0,5$ Kbar et $950^\circ \pm 50^\circ\text{C}$ dans la Core Zone; (2) une déformation en transpression à 1845-1822 Ma pour des conditions de 7.3 ± 0.5 Kbar et $750^\circ \pm 50^\circ\text{C}$ dans la Core Zone, (3) l'exhumation de la partie ouest de l'orogène à 1794-1740 Ma, sous des conditions faibles de métamorphisme proche de 5 Kbar et 600°C .

Il faut noter une décroissance de l'intensité du métamorphisme vers l'ouest (Van Kranendonk, 1996) même si cette décroissance ne se développe pas graduellement (Verpaelst, 2001). Dans le complexe de Sukuliak (nouveau terme défini par Verpaelst) qui forme la partie ouest de l'orogène Torngat, il a été cartographié des bandes plurikilométriques de roches du faciès granulite intercalées dans des gneiss tonalitiques de faciès amphibolite.

B. Généralités sur le district de Cage

1. Grands ensembles

Deux grands groupes d'ensembles lithologiques ont été définis pour le district de Cage par Verpaelst *et al.* (2000). Le premier est un complexe Archéen remobilisé au Paléoprotérozoïque représentant le socle. Le deuxième ensemble constitue la couverture paléoprotérozoïque du groupe de Lake Harbour intrudée par la suite mafique Nuvulialuk (1,62 Ga).

1.1. Archéen

Les gneiss granitiques du complexe Baudan et tonalitiques du complexe de Kangiqsualujuaq forment la principale lithologie de ce qui a généralement été décrit comme étant le socle Archéen remobilisé. Ces roches sont recoupées par des plutons et des dykes d'âge Archéen et par différentes générations de pegmatites d'âge paléoprotérozoïque. Ces gneiss ont subi deux principales phases de métamorphisme, la première prograde à l'Archéen et une deuxième rétrograde au Paléoprotérozoïque qui se manifestent par une migmatisation complexe, et par la présence de lambeaux de roches de faciès granulite dans les gneiss tonalitiques.

1.2. Groupe de Lake Harbour (GLH)

Le groupe de Lake Harbour (GLH) est une séquence métasédimentaire paléoprotérozoïque composée de paragneiss, quartzites, marbres calcitiques et dolomitiques et roches calco-silicatées d'une épaisseur apparente de l'ordre du kilomètre. Le groupe de Lake Harbour concentre la majorité des minéralisations du district de Cage.

Le groupe de Lake Harbour a été originellement défini par Jackson & Taylor (1972) pour décrire une séquence métasédimentaire paléoprotérozoïque observée sur l'île de Baffin au nord-est du Québec et du Labrador (Figure I-2). Les limites stratigraphiques du groupe sont très peu exposées et aucune polarité sédimentaire n'a encore été clairement définie à l'heure actuelle. Jackson & Taylor (1994) propose une séquence avec les paragneiss à la base surmontée par l'unité des marbres et des roches calco-silicatées. Le GLH passe graduellement au gneiss de Tasiuyak du complexe de Tasiuyak à la limite nord du fjord d'Abloviak (Goulet & Ciesielki, 1990).

1.2.1. Corrélation du GLH

a. Groupe de Laporte

Le GLH peut être corrélé à des roches similaires (y compris les marbres) du groupe Laporte de la fosse du Labrador (Goulet & Ciesielki, 1990) représenté par des méta-volcanites et métasédiments déposés entre 2,2-1,9 Ga.

b. Gneiss de Tasiuyak

L'unité métasédimentaire des gneiss de Tasiuyak appartient au complexe de Tasiuyak qui forme la partie centrale de l'orogène Torngat (Figure I-3). Cette unité est associée à des charnockites, des diorites à quartz, des paragneiss et des orthogneiss Archéens (Van Kranendonk, 1994) datés entre 1940 et 1895 Ma (Scott & Gauthier, 1996).

Une corrélation latérale de GLH avec l'unité métasédimentaire paléoprotérozoïque des Gneiss de Tasiuyak a aussi été proposée par Goulet & Ciesielki (1990) et Bertrand *et al.* (1993).

La source des Gneiss de Tasiuyak est par contre paléoprotérozoïque comme l'indique les isotopes du Nd (Rivers *et al.*, 1996) ce qui marque une différence avec le groupe de Ramah (Figure I-3) et possiblement avec le GLH (Partie III.G.1).

Cette unité pouvant atteindre 1500 mètres d'épaisseur est représentée par des bancs centimétriques à métriques de gneiss graphitique grossier riche en quartz. Ces Gneiss de Tasiuyak représenteraient un faciès plus distal par rapport au GLH le long de la plateforme. Les Gneiss de Tasiuyak seraient le produit du métamorphisme d'une série à dominante arkosique, avec des faciès subordonnés pélitique et quartzitique et de rares bancs de carbonates et de « black shales » déposés dans un environnement à dominante euxinique (Bodycomb, 1994).

Des zones anomaliques à Ni, Zn, S et C ont été mises en évidence dans des roches riches en graphite et pyrrhotite (10 fois plus concentrés que dans les gneiss). Ces minéralisations pourraient être un équivalent métamorphisé des gisements syn-sédimentaires du Paléozoïque à Ni, Zn en contexte de rift. La possibilité d'un rift actif associé à du volcanisme ou du plutonisme distal permettrait d'envisager un gisement dans ces gneiss (Bodycomb, 1994).

Cette hypothèse est en contradiction avec le modèle proposé par Van Kranendonk (1994) qui indique que les Gneiss de Tasiuyak sont le résultat du dépôt d'un prisme d'accrétion pendant la subduction de la Province du Rae sous la Province du Nain.

c. Groupe de Ramah, de Mugford et de Snyder (Nain craton)

Ces groupes distincts sont des métasédiments paléoprotérozoïques de plateforme associés à des roches volcaniques localisés à l'Est de l'orogène Torngat dans la Province du Nain (Figure I-3). Les groupes de Ramah et de Mugford sont décrits comme ayant un fort potentiel de minéralisation de type MVT et de type SEDEX respectivement (Wilton *et al.*, 1996). Des minéralisations de type MVT ont aussi été décrites dans les roches carbonatées de Rinkian (Groenland) qui forment le gisement de Black Angel (Pederson, 1980).

Tous ces groupes ont de grandes similitudes avec le GLH du point de vue des âges ainsi que de leur contexte lithotectonique.

1.2.2. Datations

Un âge maximal pour la sédimentation de 1934 ± 2 Ma est défini par l'âge concordant le plus jeune mesuré sur un zircon détritique du groupe de Lake Harbour (Scott & Gauthier, 1996). Un faible pourcentage d'âges obtenus (1%) sont discordants et donnent un âge de 1865 Ma pouvant correspondre à la fin de la sédimentation.

1.2.3. Source

La source du groupe de Lake Harbour reste encore incertaine mais les âges obtenus (95% pour $n=202$) indiquent une source paléoprotérozoïque en tout cas pour le groupe de Lake Harbour de l'île de Baffin où a été réalisée cette étude. Une forte proportion d'âges mesurés sur zircons (20%) donnant un âge de 2,3 Ga, implique la Core Zone et minimise les apports des provinces Archéennes du Supérieur et du Nain comme source du groupe de Lake Harbour.

Par contre, une source archéenne des sédiments est proposée par Verpaelst (2001) sur la base des données isotopiques dans une zone d'étude comprenant le district de Cage. Les ϵNd obtenus pour 5 échantillons de métasédiments du groupe de Lake Harbour varient entre -12 et -13,5 pour des âges modèles de l'ordre de 2,7 à 3,1 Ga. De plus, les ϵNd mesurés sont équivalents aux ϵNd mesurés pour les gneiss archéens du groupe Baudan.

2. Géologie structurale

Cartographiquement, le district de Cage est caractérisé par une succession NW/SE de bandes de marbres et paragneiss du groupe de Lake Harbour localement marquées par l'apparition de dômes archéens (Figure I-6). La zone indicelle de Cage se trouve sur la bordure Ouest d'un vaste anticlinorium (40-50 km en NNW-SSE, et 15-20 km en WSW-ENE). Le contact entre le Paléoprotérozoïque et le socle archéen est généralement de nature indéterminée mais peut localement être clairement tectonique (Verpaelst *et al.*, 2000), comme observé aussi par Wardle (2002) avec la présence d'une unité de marbres tectonisés au contact du socle Archéen en plusieurs endroits.

L'ensemble socle archéen / bassin paléoprotérozoïque est structuré par différentes générations de plis (antiforme et synforme) dont le plan axial est orienté NW/SE et dont les axes sont subhorizontaux.

Les bandes de marbres sont puissantes à l'Ouest de ce dôme, de plusieurs centaines de mètres à 2-3 kilomètres, et très peu épaisses à l'Est (1 à 40 m maximum). La bande de marbres de Davis Inlet, dans la prolongation de laquelle se trouvent les indices de Cage, semble être la plus puissante; elle est de plus encadrée par de puissants niveaux de paragneiss, sauf dans sa partie SE, où elle est en contact avec le socle.

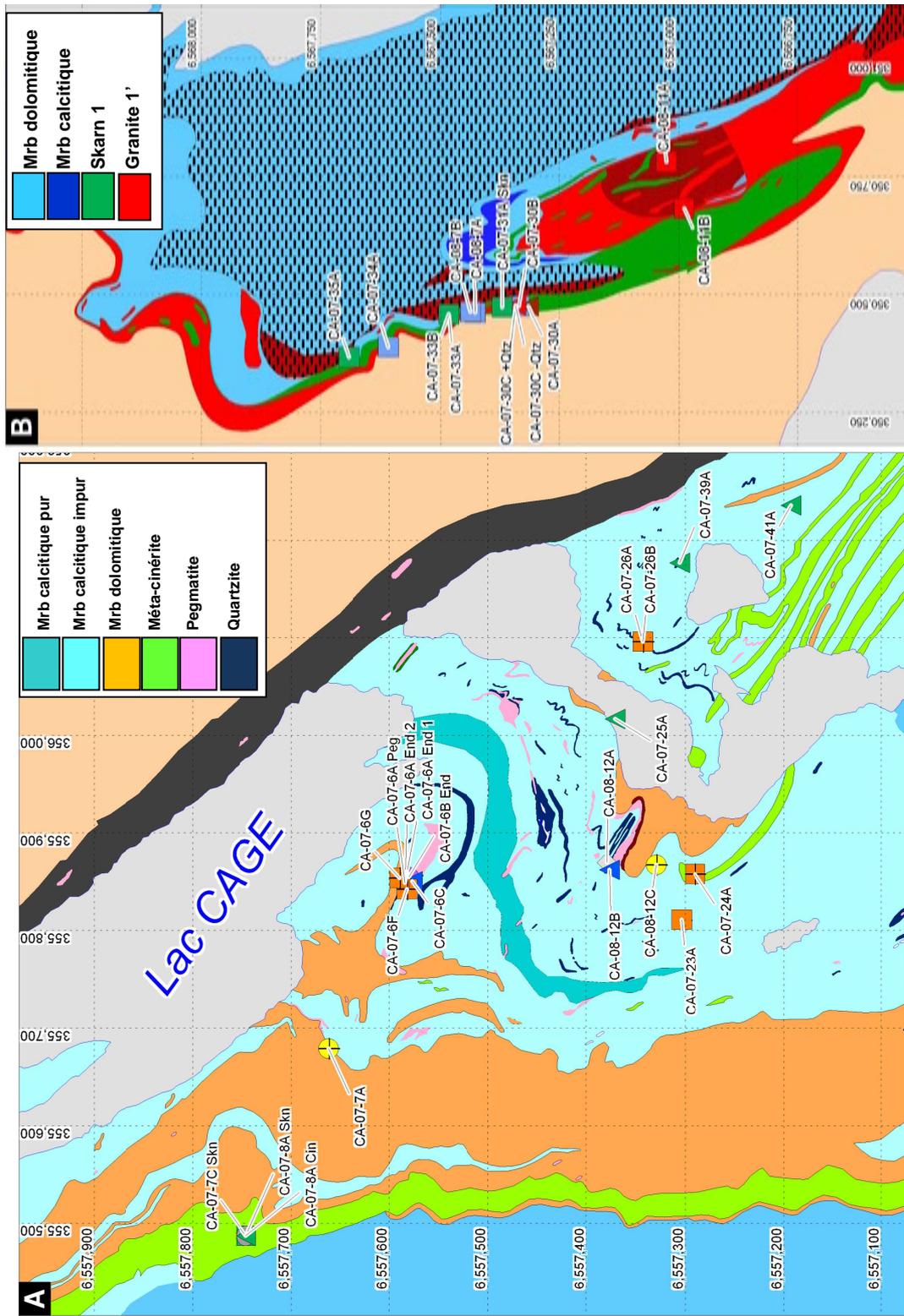


Figure I-6 : Carte géologique du district de Cage avec la localisation des échantillons des campagnes 2007 et 2008. A et B représentent respectivement les secteurs de Cage Indiciel (Le Hebel, 2009) et de Davis Inlet (Bonetti, 2009).

3. Histoire tectono-métamorphique

3.1. Etude géologique antérieure (Goulet & Ciesielki, 1990)

Cette étude est principalement axée sur la zone de cisaillement d'Abloviak mais une partie a porté sur l'analyse structurale d'un secteur comprenant le district de Cage.

3.1.1. L'Archéen

L'Archéen dominé par des orthogneiss granitiques montre une direction de foliation à fort pendage NW et une foliation mineure subhorizontale. Ces roches sont marquées par une linéation pénétrative d'une direction plongeante SW et caractérisée par des plis internes et une bréchification liés à la migmatisation. La plupart des structures archéennes sont transposées et replissées pendant deux épisodes de déformations coaxiales protérozoïques (D_1 et D_2).

3.1.2. Le groupe de Lake Harbour

La phase D_1 est une phase transpressive sur toute la portion NW de l'orogène Torngat. Dans la zone de Cage, il en résulte le développement d'une foliation S_1 et de plis F_1 et la formation de chevauchements à vergence SO responsable des intercalations du groupe de Lake Harbour et de l'Archéen.

La phase D_2 est une phase transpressive senestre de grande échelle responsable de la superposition de la foliation S_2 , du développement des structures en dôme et bassin de direction NW transposés verticalement en s'approchant du cisaillement d'Abloviak.

Les structures sont caractérisées par une schistosité S_1 , affectées par de larges plis montrant une schistosité S_2 de direction NW qui est localement planaire coaxiale. Les fenêtres d'Archéen sont localisées au cœur des structures en dômes.

Les linéations d'étirement L_2 sont bien développées et plongent modérément vers le SE et le NW. Les structures en dôme et bassins sont progressivement remplacées vers le NE par des intercalations de Protérozoïque et de socle suivant une direction NW. Des plis F_2 étirés de grandes échelles sont préservés dans la zone transpressive.

3.2. Etude géologique d'Areva

Une étude menée par les géologues d'Areva (Flotté, 2007 & Feybesse, 2008) a permis de mettre en évidence deux grands stades, en accord avec les travaux de Goulet & Ciesielki (1990), retraçant l'évolution tectonique du district de Cage:

(i) une phase D_1 marquée par une tectonique en chevauchement responsable d'un fort épaissement crustal par empilement d'unités tectoniques. L'ampleur de l'épaississement crustal est attestée par l'importance de l'enfouissement des terrains sédimentaires paléoprotérozoïques pour lesquels des pressions d'environ 10 kbar (soit 30 km de profondeur) sont évoquées par les études thermobarométriques du métamorphisme Torngat.

(ii) une phase D_2 caractérisée par une tectonique plicative en contexte transcurrent global. A l'échelle de la chaîne Torngat, les études thermo-barométriques indiquent que cette tectonique intervient à des pressions nettement plus faibles pour des pressions de 7-6 kbar (soit ~ 18 km d'enfouissement) puis de 4-5 kbar (soit ~ 12 km d'enfouissement). Cette baisse de pression est rapportée à l'érosion et aux réajustements gravitaires qui suivent l'épaississement et marquent l'exhumation du bâti (Wardle *et al.*, 2002). Une telle évolution des conditions thermo-barométriques pourrait déclencher (et/ou amplifier) l'anatexie post épaissement qui se développe dans les parties inférieures de la croûte et se développe durant la déformation D_2 . Les pegmatites de Davis Inlet et de Cage se mettent également en place au cours de cette déformation. La déformation D_2 se marque également par des failles normales développées à la périphérie des dômes à cœur d'Archéen, au contact avec les sédiments paléoprotérozoïques.

C. Le groupe de Lake Harbour du district de Cage

1. Lithologie et lithostratigraphie

Le groupe de Lake Harbour est représenté par deux grands ensembles, les paragneiss et les marbres. Les marbres forment généralement des séquences minces à la base du groupe de Lake Harbour, à l'exception de la bande de Cage, où les marbres sont plus abondants. Les paragneiss sont les roches les plus abondantes du district.

Latéralement, la diminution de l'épaisseur des paragneiss met en contact les marbres avec l'Archéen (Goulet & Ciesielki, 1990 & Hocquet, 2007).

Cette pile lithotectonique D_1 est replissée par différentes générations de plis (Partie I.D.) qui se matérialise à l'affleurement par de nombreuses intercalations marbre-paragneiss.

L'étude de la déformation détaillée (Partie I D., Figure I-39) a conclu que cette bande de Cage est en fait un large synclinal à cœur de marbre très intensément replissé impliquant que les marbres reposaient originellement (D_1) sur les paragneiss.

1.1. Les paragneiss

Les paragneiss sont des roches très hétérogènes qui ont partiellement fondues (Partie I.E.1). Sur le terrain, deux types de paragneiss ont été identifiés :

(i) Les paragneiss gris, qui forment des bancs compacts (10 m d'épaisseur) et qui sont pauvres en leucosomes granitiques. Intercalés dans ces paragneiss ont été observés des lits quartzitiques (entre 1-10 cm d'épaisseur) et de fins niveaux de calc-gneiss.

(ii) Des paragneiss très riches en leucosome granitique d'une dizaine de mètres d'épaisseur également.

1.2. Les marbres

Le marbre calcitique plus ou moins pur est le marbre le plus abondant du district de Cage en particulier pour le secteur de Cage indiciel (Figure I-6). Des bancs de marbres calcitiques purs massifs (plusieurs dizaines de mètres) sont intercalés dans ces derniers.

Le marbre dolomitique forme des bancs continus intercalés (100 à 200 m à l'affleurement) dans ces marbres calcitiques mais qui semblent aussi se propager de façon diffuse dans ces derniers.

1.3. Les roches siliceuses

Dans cette séquence, les roches siliceuses sont intercalées en grande majorité dans les marbres et sont représentées par :

(i) Des bancs de quartzite qui forment des lits décimétriques, très discontinus, intercalés (majoritairement) dans les marbres calcitiques.

(ii) Des skarnoïdes qui forment de petits volumes de quelques mètres d'épaisseur. Les skarnoïdes se caractérisent par la grande abondance du diopside qui confère à la roche une couleur vert clair. Ces roches plus siliceuses se présentent le plus souvent sous la forme de boudins ou d'amandes dans la foliation de marbres purs qui vont avoir tendance à fluer autour de ces corps résistant à la déformation (Figure I-19A). Ces boudins se suivent, intercalés dans la foliation des marbres, sur plusieurs kilomètres (continuité régionale) (skarnoïdes A).

Plus rarement, les skarnoïdes présentent des contours sécants sur le rubanement des marbres, et peuvent même, comme à Alcatrage, être franchement discordants (Figure I-19B), tout en étant clairement affectés par le boudinage, voire du microplissement (ce qui semble exclure une interprétation en cisaillement, Partie I.D). Ces roches seront nommées skarnoïdes B.

(iii) Outre les skarnoïdes isotropes, il existe des niveaux (quelques mm à quelques mètres) également diopsidique mais clairement lités/rubanés, Gneiss à silicates calciques (GASC). Ces niveaux de GASC peuvent contenir des boudins de skarnoïdes et ils sont le plus souvent intercalés dans des bancs de marbres. Un banc de GASC de 2 à 3 mètres d'épaisseur continue a été observé au niveau de l'indice Bocamp (Partie II.D.1).

(iv) Des lits de quelques centimètres regroupés en faisceaux (<10 m), de roches holofeldspathiques interprétées comme des méta-cinérites qui forment des bancs peu épais (10 mètres maximum) majoritairement intercalées dans les skarnoïdes, et plus rarement dans des marbres. Sur le terrain, ces roches apparaissent en relief (Figure I-23 A).

(v) Des phlogopitites et marbres à phlogopite qui forment des niveaux très fins (1 mètre maximum) intercalés principalement dans les marbres calcitiques.

2. Paragneiss

Les paragneiss à quartz-feldspath-biotite-grenat sont très hétérogènes. Les faciès gris sont riches en quartz et feldspath (quasi-quartzite) dans des proportions variables. Ils n'ont pas été séparés en unités cartographiables. La présence de graphite a été mentionnée par Verpaelst (2002).

Certains auteurs (Taylor, 1979) ont individualisé une unité distincte de paragneiss, dits « rouillés ». Cette rouille provient de l'altération météoritique de la pyrrhotite à grain très fin (moins de 1 mm) présente dans des paragneiss plus riches en biotite, remplacée par de la pyrite et de la lépidocrocite mais aussi en goethite se propageant dans des fractures.

2.1. Pétrographie

Les paragneiss échantillonnés correspondent aux variétés grises pauvres en leucosomes. Le quartz est le minéral majoritaire dans les paragneiss et représente entre 60 et 70% du volume de la roche. Les cristaux de quartz sont xénomorphes à extinction ondulante et de grande taille (entre 0,5 et 2 mm) (Figure I-7C). Le quartz est couramment associé à du feldspath potassique xénomorphe (orthose et microcline) relativement abondant dans la roche (entre 10 et 25%) et à des plagioclases (5%). La taille des cristaux d'orthose varie entre 0,5 et 1,5 mm et ils sont fréquemment altérés par une phase tardive à micas blancs. Des biotites (entre 10 et 15%) de grande taille (entre 0,5 et 3 mm) soulignent la foliation des paragneiss. De nombreuses inclusions de zircon produisent des halos pléochroïques caractéristiques dans les biotites (Figure I-7D).

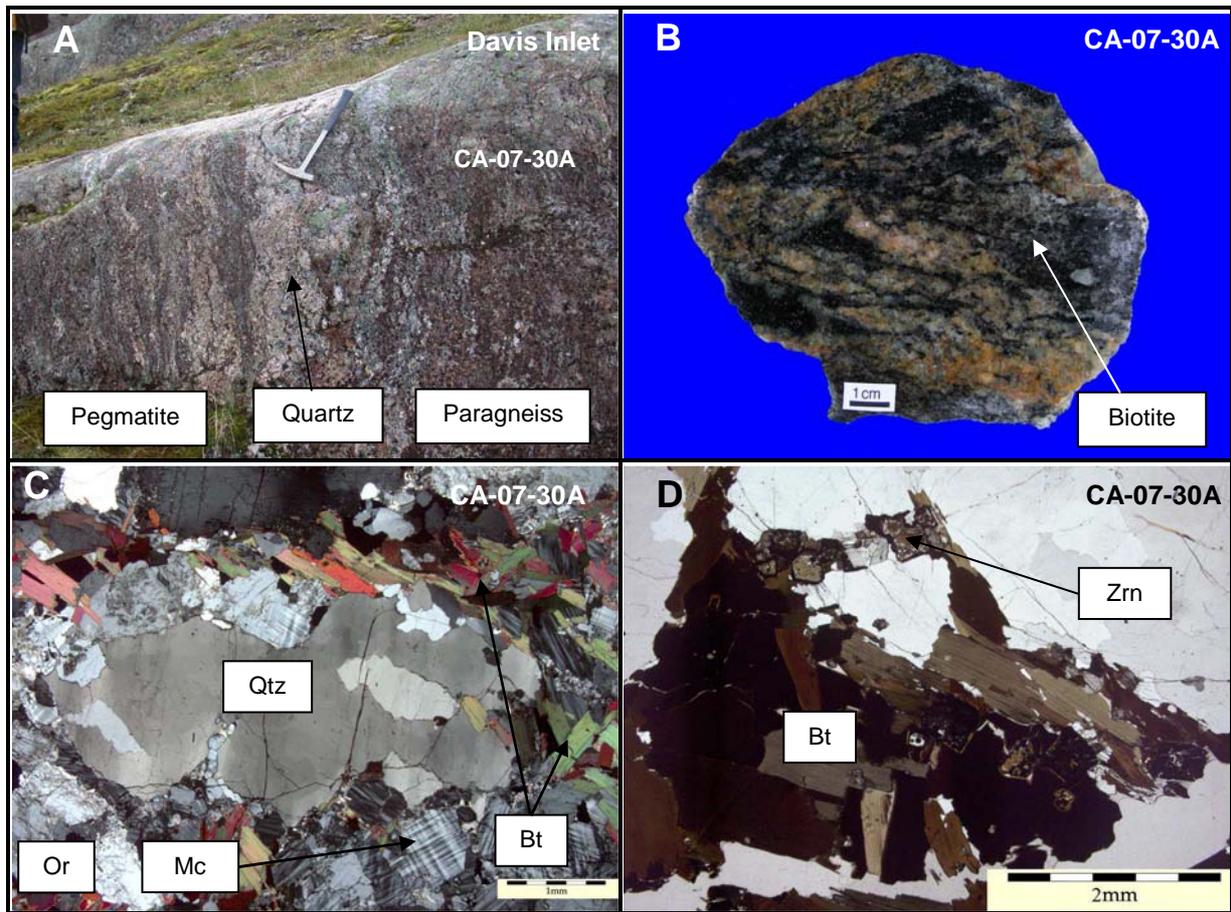


Figure I-7 : A. *Davis Inlet*. Contact paragneiss/pegmatite A' marqué par la présence de niveaux migmatitiques légèrement enrichis en radioéléments B. *Davis Inlet*. Echantillon macroscopique de paragneiss correspondant à l'affleurement A. C. *LPA*. Quartz xénomorphes (Qtz) associés à de l'orthose (Or), du microcline (Mc) et de la biotite (Bt). D. *LN*. Inclusions de zircon (Zrn) dans de la biotite (Bt).

2.2. Géochimie

Deux échantillons ont été analysés. Conformément à leur minéralogie, les teneurs en SiO_2 (72,57 et 64,17 % poids), Al_2O_3 (13 et 15,77 % poids), K_2O (3,63 et 3,67 % poids) sont fortes. Les teneurs élevées en TiO_2 (0,48 et 0,62 % poids) sont liées à la présence de la biotite. La biotite contrôle majoritairement les teneurs en ferromagnésiens, avec $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 3,46$ et 5,94 % poids et $\text{MgO} = 1,28$ et 2,12 % poids avec un Mg # de 0,43-0,42. Les teneurs en CaO (0,98 et 1,64 % poids) sont très faibles et les teneurs en Na_2O intermédiaires (2,78 et 4,05 % poids) indiquant que l'albite est le plagioclase majoritaire.

3. Marbres et roches associées

Comme mentionné précédemment, les roches calciques du groupe de Lake Harbour ont des lithologies très variées. Il semble donc important, dans l'optique d'utiliser des données géochimiques sur des roches qui n'ont pas fait l'objet d'étude pétrographique, de définir des critères pétrographiques et géochimiques permettant de classer ces différentes familles de roches et, en particulier, de différencier tout d'abord les roches carbonatées, des roches calco-silicatées.

3.1. Critères de différenciation des roches carbonatées

Les marbres purs (définis par $\text{SiO}_2 < 5$ % poids) forment un premier groupe distinct marqué par une faible décroissance des teneurs en $\text{CaO}+\text{MgO}$ de 43 à 55 % poids pour une faible augmentation des teneurs en SiO_2 de 0 à 5 % poids (Figure I-8) associée à une faible augmentation des teneurs en Al_2O_3 de 0 à 2 % poids (Figure I-10).

Deux pôles semblent se dégager avec une famille à dominante calcitique avec des rapports cationiques Mg/Ca compris entre 0,04 et 0,2 et une famille à dominante dolomitique avec des rapports cationiques Mg/Ca compris entre 0,5 et 1 (Figure I-9).

3.2. Critères de différenciation des roches calco-silicatées

Les roches du groupe de Lake Harbour sont diversement enrichies en silice avec une série débutant par les marbres purs, en passant par les marbres impurs puis les skarnoïdes - GASC (et les skarns) pour arriver vers un groupe comprenant les paragneiss, les méta-quartzites et les méta-cinérites pour de fortes teneurs en SiO_2 (Figure I-8).

3.2.1. Les marbres impurs

Les marbres impurs ont des teneurs en SiO_2 entre 5 et 30 % poids. Il apparaît que la grande majorité des marbres dolomitiques sont impurs (Figure I-8).

3.2.2. Les skarnoïdes - GASC

Les skarnoïdes représentent la deuxième grande famille, caractérisée par de fortes teneurs en SiO_2 de 45 à 55 % poids pour des teneurs en $\text{CaO}+\text{MgO}$ et en Al_2O_3 très variables de 15 à 40 % poids et de 0 à 18 % poids respectivement (Figure I-8 et Figure I-9).

(i) Un premier groupe (skarnoïde A) (n=5) est marqué par un enrichissement en Al vers le pôle kaolinite - feldspath potassique avec aussi dans l'ensemble des compositions dolomitiques (Figure I-10).

(ii) Un deuxième groupe (skarnoïde B) (n=5) a des compositions proches du pôle diopside avec des faibles teneurs en Al (Figure I-10). Ces skarnoïdes (skarnoïdes A) ont une composition dolomitique avec un rapport cationique Ca/Mg proche de 1 (Figure I-9).

Les skarnoïdes B sont quasi-monominéraux (à diopside) au contraire des skarnoïdes A riches en Al avec une minéralogie plus variée (Partie C.3.3.4.).

3.3.3. Les skarns

(i) La famille des skarns primaires est limitée à un domaine restreint de composition, limité par des teneurs de SiO₂ de 50 et 55 % poids et pour teneurs en CaO+MgO comprises entre 36 et 42 % poids. Toutes ces roches sont des diopsidites recoupées parfois par des manifestations hydrothermales de skarn 2 (Partie I.F.1) et se situent proche du pôle diopside ferrifère mesuré à la microsonde électronique (Figure I-8).

(ii) Le champ des « endoskarns 2 » (Partie I.F.3) qui correspondent au départ à un protolithe magmatique balaye une grande gamme de compositions avec des teneurs en SiO₂ allant de 45 à 65 % poids et des teneurs en CaO+MgO allant de 5 à 30 % poids (Figure I-8).

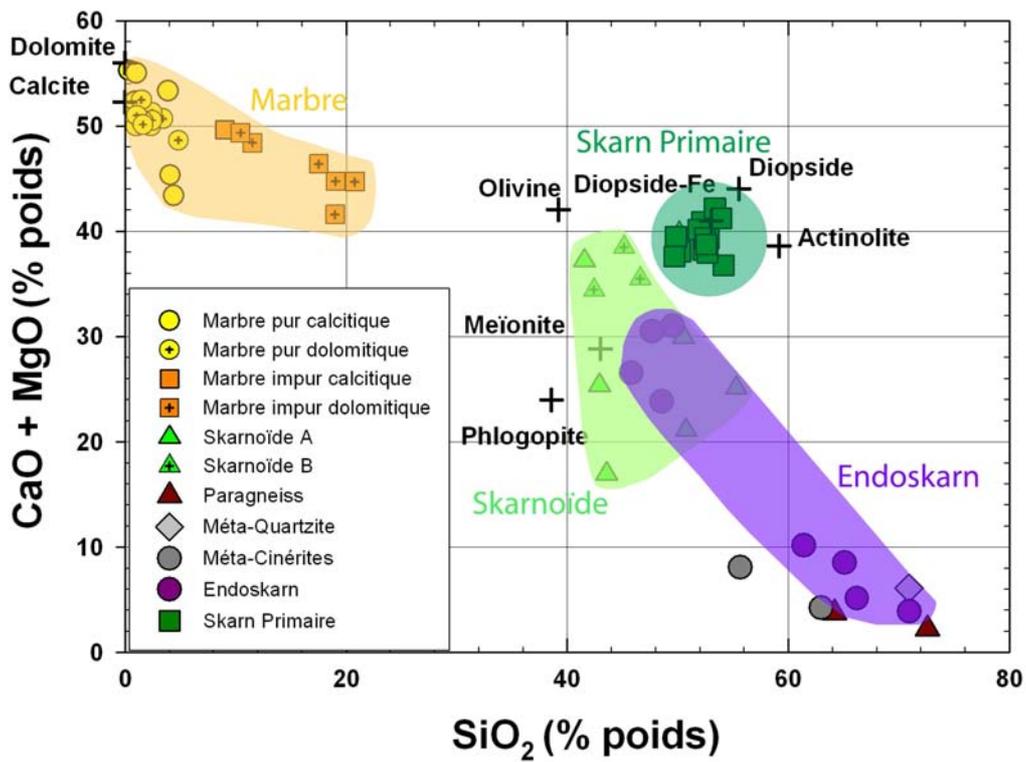


Figure I-8 : Diagramme MgO+CaO (% poids) en fonction de SiO_2 permettant de discriminer les différents types de formations du Lake Harbour.

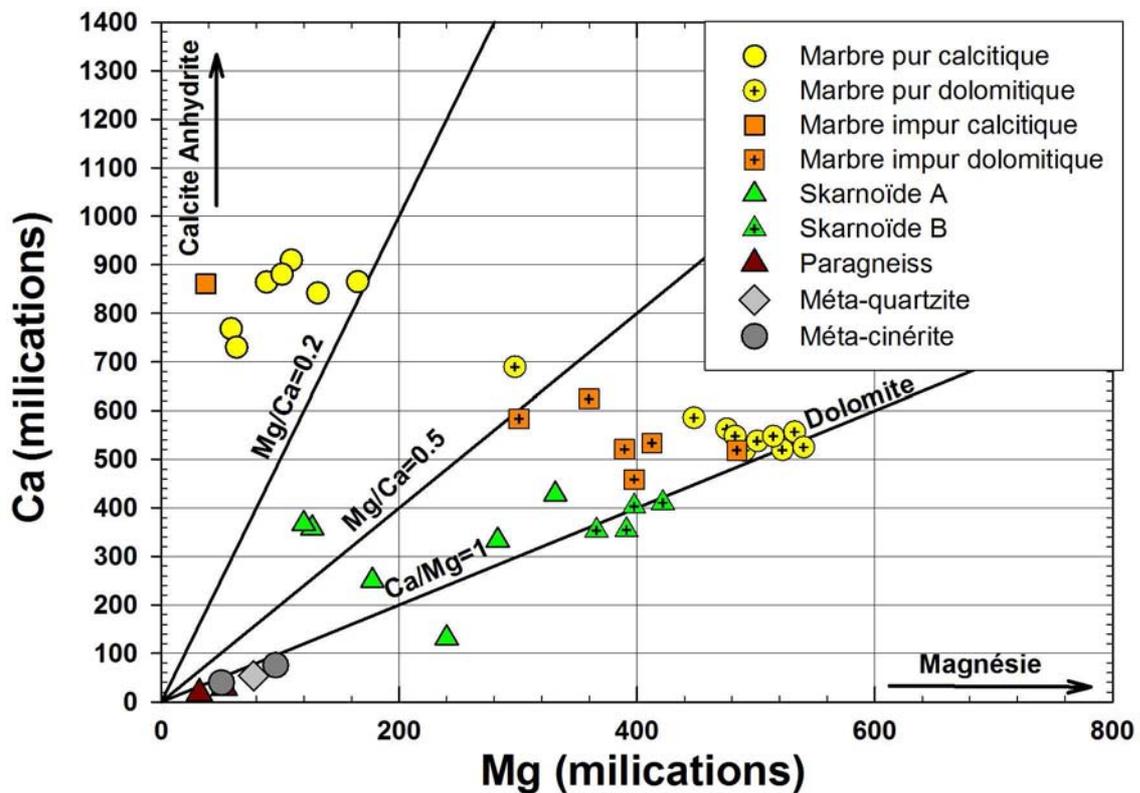


Figure I-9 : Diagramme binaire Ca en fonction de Mg (milications) représentant les marbres, les skarnoïdes, les méta-quartzites, les méta-cinérites et les paragneiss du district de Cage.

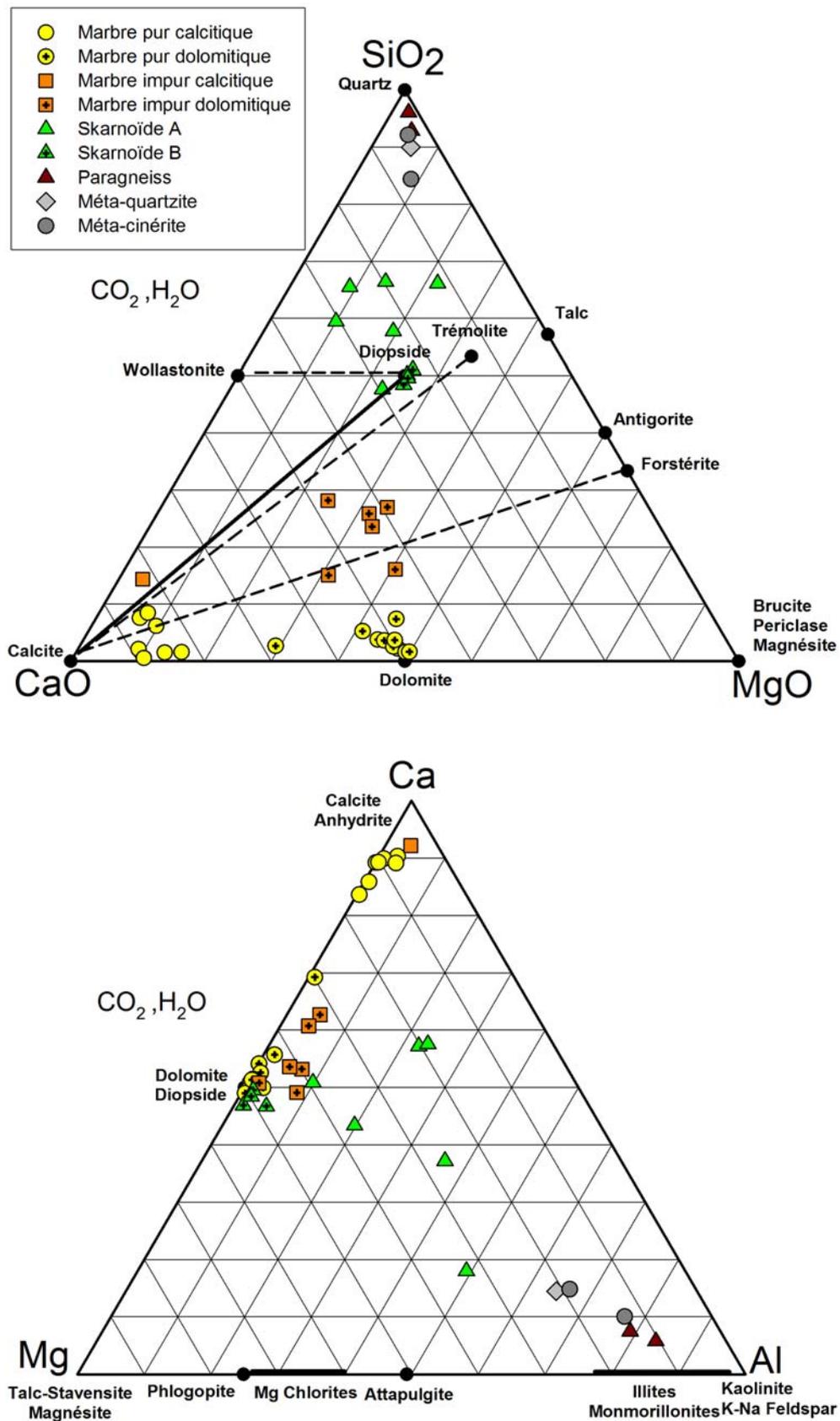


Figure I-10 : Diagramme ternaire projeté depuis CO₂ et H₂O dans le plan de SiO₂-CaO-MgO (moles) et diagramme ternaire Ca-Mg-Al (millications) représentant les marbres, les skarnoïdes, les quartzites, les méta-cinérîtes et les paragneiss du district de Cage.

3.3. Pétrographie et lithogéochimie

3.3.1. Les marbres purs et impurs calcitiques

a. Pétrographie

La calcite est le minéral majoritaire (entre 80 et 95%) en particulier dans les marbres purs. La roche est composée de cristaux xénomorphes (porphyroclastes) de dolomites plurimillimétriques (entre 0 et 15%) baignant dans une matrice calcitique (entre 100 μm et 1 mm). En cathodoluminescence, une génération tardive de calcites (rouge vif) se développe aux bordures et dans les clivages des cristaux de dolomite (rouge-brun) et de calcite (rouge) (Figure I-11C-D).

Ces marbres peuvent contenir des quantités variables de silicates (entre 0 et 5%) tels que le feldspath potassique, le diopside et quelques rares cristaux de celsiane, de titanite et de phlogopite (Figure I-12). Les échantillons CA-08-4E, CA-08-4F, CA-07-23A sont les plus riches en silicates. Le silicate le plus abondant est le feldspath potassique qui forme des amas millimétriques de cristaux zonés subautomorphes (entre 300 à 1000 μm). Les cristaux subautomorphes de diopside (entre 100 et 300 μm) et de titanite (entre 50 et 100 μm) sont principalement présents en inclusions dans ces amas avec des phlogopites (Figure I-11E et F).

Quelques rares cristaux d'apatite ont été observés. Les marbres de cette famille enrichis en silice sont riches en sulfures (Partie II.B).

b. Géochimie (Annexes)

La chimie de ces marbres ($n=7$) est cohérente avec leur minéralogie, ils sont très peu siliceux ($n=7$) avec des teneurs en SiO_2 allant de 0,33 à 4,40 % poids ($2,26 \pm 1,79$); à l'exception de l'échantillon CA-07-23A qui est plus riche en silice avec une teneur de 9,02 % poids. Ils sont très pauvres en alumine avec des teneurs en Al_2O_3 allant de 0,03 à 1,82 % poids ($0,54 \pm 0,51$) corrélés aux teneurs en silice et en potassium. Les teneurs en K_2O sont relativement faibles et principalement contrôlées par la proportion de feldspath potassique dans les roches avec des valeurs allant de 0 à 1,2 % poids ($0,08 \pm 0,06$). Les teneurs en Fe_2O_3 sont généralement faibles entre 0,15 et 0,41 % poids avec un Mg # de $0,88 \pm 0,15$ mais peuvent atteindre des valeurs de 2,01 et 3,40 % poids corrélées à la teneur en soufre total pour les échantillons minéralisés. Les teneurs en sodium en dessous des limites de détection (0,07 % poids) confirment l'absence de la scapolite. Les teneurs en MnO de 0,01 à 0,03 % poids ($0,02 \pm 0,005$) sont faibles. Les teneurs en TiO_2 de 0 à 0,07 % poids ($0,03 \pm$

0,03) sont corrélées aux teneurs en silice en relation avec l'association pétrographique titanite-amas de minéraux silicatés. Les teneurs en P_2O_5 sont relativement faibles entre 0 et 0,08 % poids ($0,03 \pm 0,03$) dues à la présence de rares cristaux d'apatite.

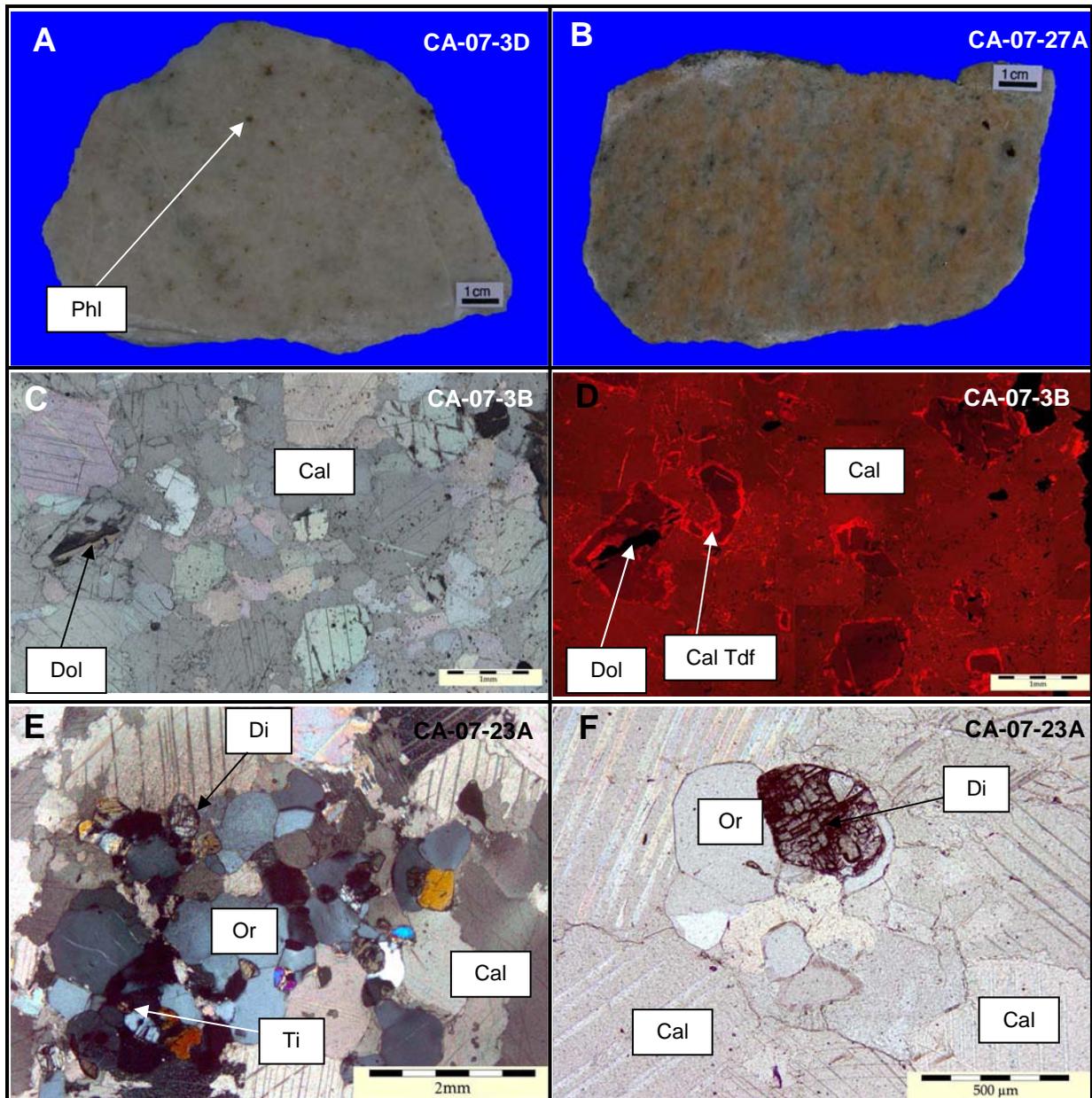


Figure I-11 : A. *Indice 7%*. Echantillon macroscopique d'un marbre calcitique pur à rare cristaux de phlogopite (Phl) B. *Cage F*. Echantillon macroscopique d'un marbre calcitique impur riche en feldspath potassique C. et D. *Cath & LN* Cristaux de dolomite (Dol) xénomorphes dans une matrice calcitique (Cal), recoupés par une génération tardive de carbonates (Cal Tdf). E. *LPA* Amas de feldspath potassique (Or) avec des inclusions de diopside (Di) et de titanite (Ti) dans une matrice calcitique (Cal). F. *LN* Inclusions de diopside dans un amas de feldspath potassique (Or).

Minéral	%	Assemblage HT		Rétrograde
		Porphyroclaste	Matrice	
Dolomite	0-15	■		
Calcite	80-95		■	■
Diopside	1		■	
Trémolite				
Tschermakite				
Olivine				
Phlogopite	Tr		■	
Quartz				
Scapolite				
Feldspath K	1-3	■		
Kampfite	Tr	■		■
Celsiane	Tr	■		
Chlorite Mg				
Serpentine				
Apatite	Tr	■		
Titanite	Tr	■		
Zircon				

Figure I-12 : Séquence paragénétique et pourcentages qualitatifs des minéraux constitutifs des marbres calcitiques.

3.3.2. Les marbres dolomitiques purs

a. Pétrographie

La dolomite est le minéral majoritaire (entre 75 et 95%) pour la majorité des marbres de cette famille (n=9) par rapport à la calcite qui représente entre 5 et 20% de la roche. Les proportions en dolomite et calcite ne sont que relativement équivalentes pour un seul échantillon (CA-08-4C). La roche est majoritairement composée de cristaux xénomorphes de dolomite plurimillimétriques (porphyroclastes). La calcite forme une matrice légèrement cataclasée sous la forme de cristaux de plus petite taille entre 100 μm et 1 mm. Comme précédemment, une génération tardive de calcite (rouges vifs) a été observée en cathodoluminescence, dans les clivages et en bordures des cristaux de dolomite (rouge-brun) et de calcite (rouge) (Figure I-13 et Figure I-14).

Ces marbres contiennent une grande variété de minéraux silicatés mais en très faibles proportions (entre 0 et 5%). La présence ou non de l'olivine permet de distinguer deux groupes de marbre dolomitique (Figure I-15):

(i) Lorsque l'olivine est présente (Figure I-13A), elle est le silicate majoritaire dans la roche (entre 2 et 4%). L'olivine (forstérite) se présente sous la forme de cristaux de grande taille (de 0,4 à 1,5 mm) sub-arrondis, dispersés dans la matrice calcitique. Souvent seules subsistent quelques plages très réfringentes séparées par des bandes anastomosées de serpentines. La phlogopite (environ 1%) se présente sous forme de lamelles isolées de taille variable (entre 200 et 1000 μm) quelque fois associées à de la calcite dans des couloirs de déformation. Le diopside plus rare (moins de 1%) est souvent associé à l'olivine et se présente sous la forme de cristaux xénomorphes (Figure I-14 C-D). La trémolite se développe exclusivement avec de la dolomite en surcroissance sur des reliques de diopside automorphe. Quelques cristaux de tschermakite très biréfringente ont été mis en évidence dans un échantillon (CA-08-12C). Une génération tardive de chlorite magnésienne se développe le long des clivages des phlogopites et dans des fractures recoupant les cristaux de diopside (Figure I-13F).

(ii) Lorsque l'olivine est absente (Figure I-13B), la phlogopite (entre 2 et 4%) et la trémolite (entre 2 et 3%) sont les deux silicates majoritaires. La phlogopite se présente le plus souvent sous la forme d'amas de lamelles enchevêtrées (de 200 à 500 μm). Les cristaux de phlogopite exhibent un zoning prononcé marqué par le baryum. Les diopsides ont la forme de prismes allongés de grande taille (de 500 μm à plusieurs mm) partiellement dissous et remplacés par de la dolomite (Figure I-13). La tschermakite forme des cristaux xénomorphes de grande taille (plurimillimétriques) isolés contenant de nombreuses inclusions de phlogopite et de dolomite.

L'apatite est le principal minéral accessoire identifié dans ces marbres dolomitiques. Des sulfures sont majoritairement présents dans les échantillons minéralisés en U.

b. Géochimie (Annexes)

Il est difficile de distinguer les deux sous-familles de marbres. Le chimisme de ces marbres (n=9) est cohérent avec leur minéralogie, ils sont très peu siliceux avec des teneurs en SiO_2 allant de 1,01 à 4,84 % poids ($2,3 \pm 1,23$) et pauvres en alumine avec des teneurs en Al_2O_3 allant de 0,06 à 1,50 % poids ($0,51 \pm 0,44$) corrélés aux teneurs en silice. Les teneurs en K_2O sont relativement faibles et principalement contrôlées par la proportion de la phlogopite dans les roches avec des valeurs allant de 0 à 0,45 % poids ($0,19 \pm 0,15$). Les teneurs en Fe_2O_3 sont relativement faibles entre 0,3 et 1,24 % poids ($0,68 \pm 0,32$) ce qui va avec un Mg # élevé de $0,98 \pm 0,01$. Le fer est en grande partie lié à la présence de sulfures de fer.

La présence de la tschermakite dans ces roches explique la seule valeur de Na_2O (0,12 % poids) au dessus des limites de détection (0,07 % poids). Les teneurs en MnO de 0,03 à 0,18 % poids ($0,06 \pm 0,05$) sont faibles. Les teneurs en TiO_2 de 0 à 0,06 % poids ($0,02 \pm 0,02$) sont corrélées aux teneurs en potassium ce qui implique que le titane est contenu dans les micas à la différence des marbres calciques. Les teneurs en P_2O_5 sont relativement faibles entre 0 et 0,08 % poids ($0,03 \pm 0,03$ % poids) dues à la présence de rares cristaux d'apatite.

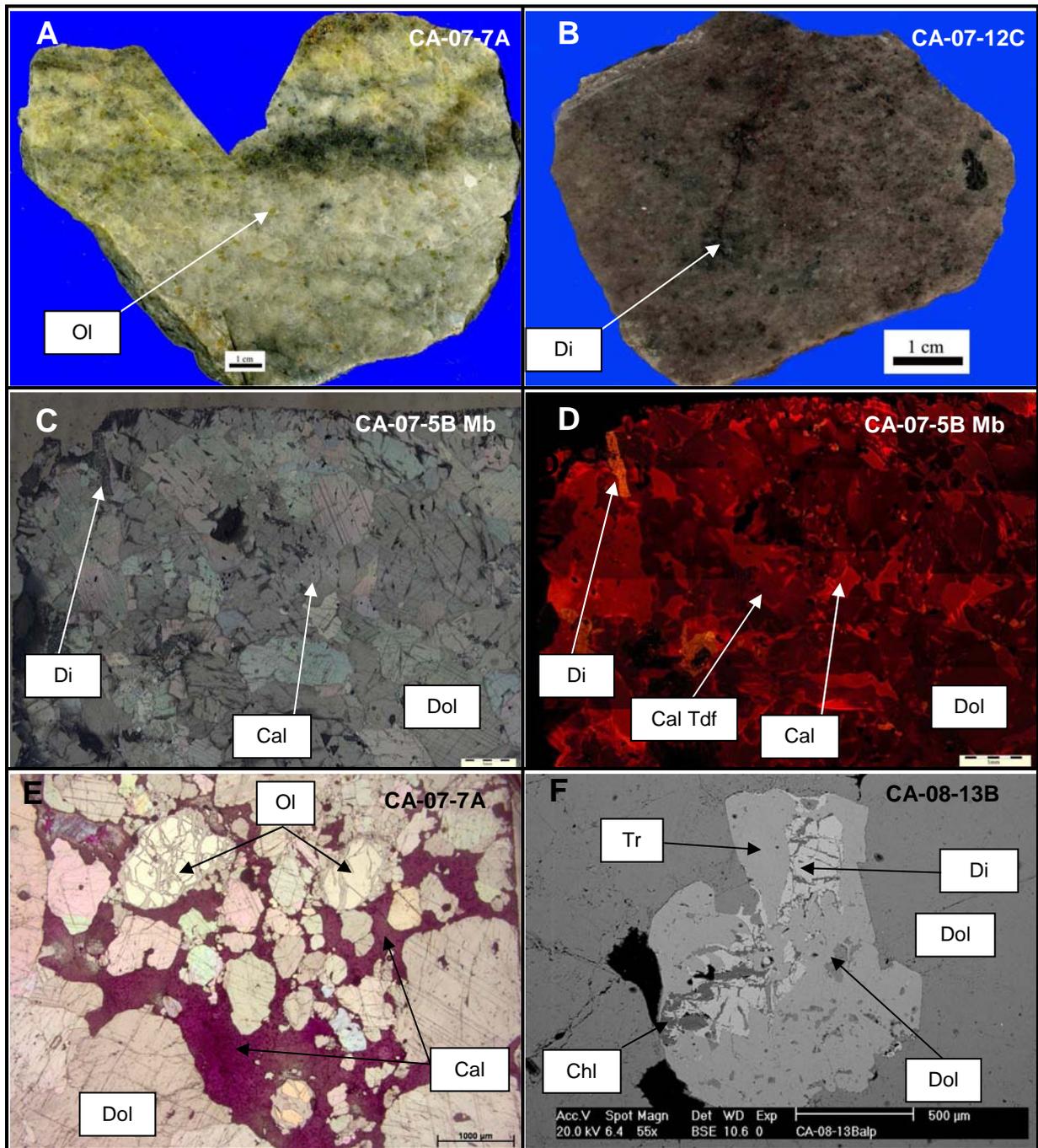


Figure I-13 : A. *Cage Indiciel*. Echantillon macroscopique d'un marbre dolomitique pur à olivine (Ol) B. *Cage F*. Echantillon macroscopique d'un marbre dolomitique pur à diopside (Di) C. et D. *Cth & LN* Cristaux de dolomite (Dol) xénomorphes (porphyroclastes) dans une matrice calcitique (Cal), recoupés par une génération tardive de carbonates (Cal Tdf) associés à des cristaux de diopside altéré (Di) . E. *LN* Cristaux de dolomite (Dol) xénomorphes (porphyroclastes) dans une matrice calcitique (Cal) cataclasée colorée artificiellement en rose contenant des cristaux d'olivines partiellement serpentinisés. F. *BSE* Remplacement du diopside (Di) par de la trémolite (Tr), des chlorites magnésiennes (Chl) et de la dolomite (Dol).

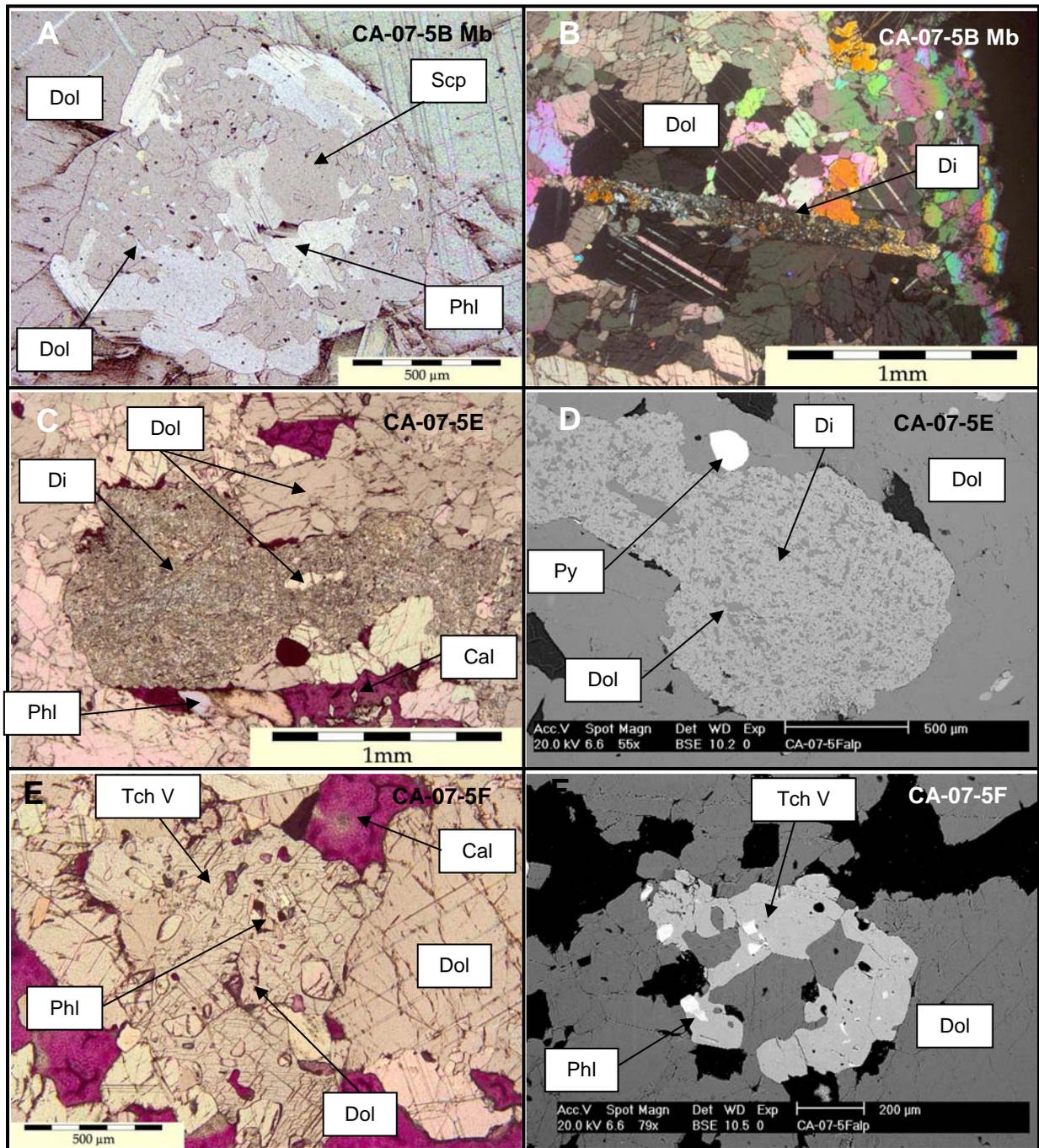


Figure I-14 : A. LN Amas de diopside riche en inclusions de carbonates (Carb) et de phlogopites (Phl). B. LPA Lamelles de diopside (Di) corrodées et remplacées par de la dolomite (Dol). C et D. LN & BSE Cristaux de diopside (Di) corrodés et remplacés par de la dolomite (Dol). E. LN Cristaux de tschermakite à V (Tch) xénomorphes à inclusions de dolomite (Dol) et de phlogopite (Phl). F. BSE Cristaux de tschermakite à V (Tch) xénomorphes à inclusions de dolomite (Dol) et de phlogopite (Phl).

		Assemblage HT		Rétrograde
Minéral	%	Porphyroclaste	Matrice cataclásée	
Dolomite	75-95	██████████		██████████
Calcite	5-20		██████████	██████████
Diopside	2		██████████	
Trémolite	1			██████████
Tschermakite	1	██████████		
Olivine	1-3	██████████		
Phlogopite	1	██████████	██████████	
Quartz				
Scapolite				
Feldspath K				
Kampfite				
Celsiane				
Chlorite Mg	Tr			██████████
Serpentine	Tr			██████████
Apatite	Tr	██████████		
Titanite	Tr	██████████		
Zircon				

Figure I-15 : Séquence paragénétique et pourcentages qualitatifs des minéraux constitutifs des marbres dolomitiques purs.

3.3.3. Les marbres dolomitiques impurs

a. Pétrographie

Cette famille de marbre est caractérisée par la forte proportion de silicates dans la roche (de 15 à 50% du volume de la roche). Le rapport calcite/dolomite définit deux sous familles :

(i) Une première sous-famille est à calcite majoritaire (de 30 à 55%) par rapport à la dolomite (de 5 à 30%). Le silicate majoritaire est la phlogopite (de 10 à 35%) qui marque la foliation de la roche (Figure I-16A). Elle s'accompagne de cristaux de grande taille d'olivine (de 0,4 à 0,2 mm) partiellement serpentinisée (de 5 à 30%). Quelques cristaux de scapolite xénomorphes de grande taille (de 0,5 à 1,5 mm) ont été observés. L'apatite en faible proportion est le plus souvent en inclusions dans les amas de phlogopite (Figure I-16C-D-E). Des sulfures sont majoritairement présents dans les échantillons minéralisés en U (Partie II.B).

(ii) Une deuxième sous-famille, à dolomite majoritaire (70-75%) par rapport à la calcite (10-15%) n'est représentée que par deux échantillons. Le silicate majoritaire pour

l'échantillon CA-07-5A est le diopside (15%) qui forme des amas à l'échelle macroscopique et microscopique (Figure I-16B-F). Le diopside est accompagné par des lamelles de phlogopite (environ 1%) de petite taille (entre 200 et 500 μm). Pour l'échantillon CA-07-26A, le silicate majoritaire est la tschermakite vanadifère (10%) qui forme de grands cristaux automorphes de 0,3 à 0,2 mm associés à des cristaux xénomorphes de scapolite (5%) et des sulfures.

b. Géochimie (Annexes)

(i) Avec des teneurs en MgO allant de 12,04 à 16,51 % poids ($14,63 \pm 1,93$), ces marbres (n=5) contiennent plus de magnésium qu'attendu du rapport calcite/dolomite, en raison de la présence de la phlogopite et de l'olivine. Les valeurs en CaO vont de 29,16 à 34,94 % poids ($31,66 \pm 2,66$), pour des rapports cationiques Ca/Mg compris entre 0,52 et 0,77 ($0,65 \pm 0,13$).

Le chimisme de ces marbres est donc cohérent avec leur minéralogie. En relation avec l'abondance de la phlogopite, ces marbres ont des teneurs en SiO₂ allant de 10,46 à 20,81 % poids ($16,69 \pm 4,54$) et sont relativement riches en K₂O avec des valeurs allant de 1,12 à 2,15 % poids ($1,51 \pm 0,46$), en Al₂O₃ avec des teneurs allant de 2,22 à 3,51 % poids ($2,66 \pm 0,58$); en TiO₂ avec des teneurs allant de 0,08 à 0,15 % poids ($0,11 \pm 0,03$); en relation avec l'abondance de la phlogopite. Les faibles teneurs en Fe₂O₃ de 0,84 et 1,91 % poids ($1,18 \pm 0,5$), vont donc avec un Mg # élevé $0,94 \pm 0,02$ et sont contrôlées par la présence de sulfures de fer. La scapolite est responsable des faibles teneurs en Na₂O allant de 0,06 à 0,19 % poids ($0,14 \pm 0,05$) dans la roche. Les teneurs en MnO de 0,04 à 0,08 ($0,06 \pm 0,01$) sont très faibles. Les teneurs en P₂O₅ sont relativement faibles entre 0,03 et 0,04 % poids ($0,03 \pm 0,01$) liées à la présence de rares cristaux d'apatite.

(ii) Ces marbres (n=2) sont très dolomitiques avec une teneur en MgO de 15,91 à 19,36 % poids pour des valeurs en CaO allant de 25,69 à 29,04 % poids et un rapport cationique Ca/Mg de 0,87 à 0,93.

Le chimisme de ces marbres est donc cohérent avec leur minéralogie (Figure I-17). La richesse en diopside ou en tschermakite par rapport à la phlogopite est responsable des fortes teneurs en SiO₂ (11,54 % poids et 19,01 % poids), et des faibles teneurs en K₂O (0,23 et 0,28 % poids) et en TiO₂ (0,03 et 0,15 % poids). Les teneurs en fer hétérogènes (0,51 et 4,14 % poids) sont contrôlés par les sulfures avec un Mg # de 0,99 et 0,88. Les teneurs en Na₂O (0,08 et 0,85 % poids) et Al₂O₃ (0,94 et 3,96 % poids) relativement fortes, en particulier pour l'échantillon CA-07-26A, sont liées à la présence de scapolite.

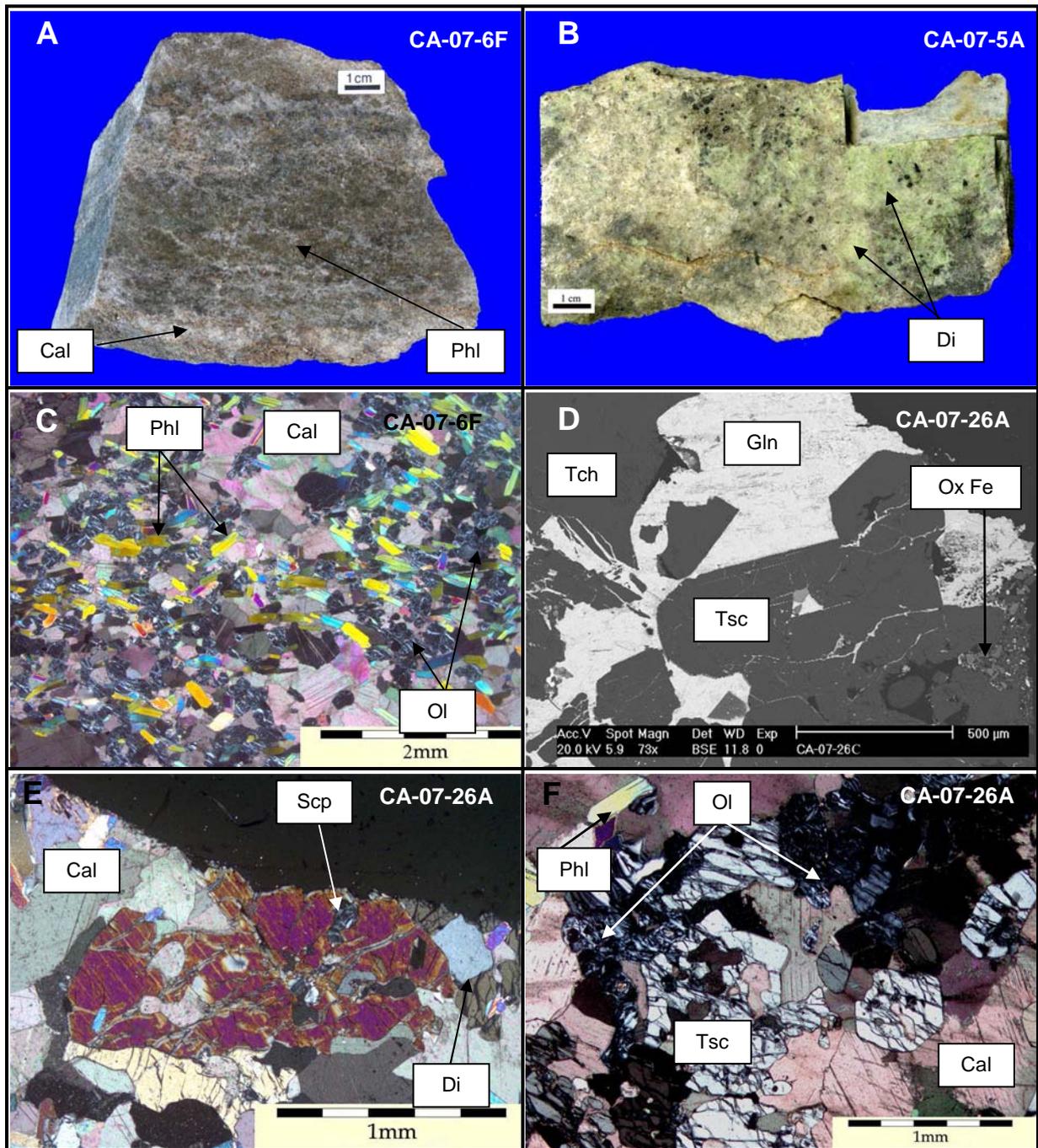


Figure I-16 : A. *Sing-Sing*. Echantillon macroscopique montrant l'orientation des micas dans un marbre dolomitique impur B. *Alcatrage*. Echantillon macroscopique montrant des amas de diopside vert clair dans un marbre dolomitique impur. C *LPA* Foliation marquée par la phlogopite (Phl) dans un marbre dolomitique à olivine (Ol). D. *BSE* Cristaux de tschermakite fracturés (Tsc) et cimentés par de la galène (Gln). E. *LPA* Cristaux de scapolite xénomorphes associés à du diopside (Di) dans une matrice calcitique (Cal). F. *LPA* Tschermakite (Tsc) associé à de l'olivine (Ol), de la phlogopite (Phl) et de la calcite (Cal).

(i)

Minéral	%	Assemblage HT		Rétrograde
		Porphyroclaste	Matrice	
Dolomite	5-30	██████████		██████████
Calcite	30-55		██████████	
Diopside	5-30 10-35 Tr			
Trémolite				
Tschermakite		██████████		
Olivine		██████████		
Phlogopite			██████████	
Quartz				
Scapolite				
Feldspath K				
Kampfite				
Celsiane				
Chlorite Mg			██████████	
Serpentine				
Apatite	Tr	██████████		
Titanite	Tr	██████████		
Zircon				

(ii)

Minéral	%	Assemblage HT		Rétrograde
		Porphyroclaste	Matrice	
Dolomite	70-75	██████████		██████████
Calcite	10-15		██████████	
Diopside	0-15 Tr Tr 0-5			
Trémolite				
Tschermakite		██████████		
Olivine		██████████		
Phlogopite			██████████	
Quartz				
Scapolite		██████████		
Feldspath K				
Kampfite				
Celsiane				
Chlorite Mg			██████████	
Serpentine				
Apatite	Tr	██████████		
Titanite	Tr	██████████		
Zircon				

Figure I-17 : Séquence paragénétique et pourcentages qualitatifs des minéraux constitutifs des marbres dolomitiques impurs (i) et (ii).

3.3.4. Les skarnoïdes A

a. Pétrographie

Le diopside représente entre 60 et 65% du volume de la roche avec la présence en proportions variables de scapolite (de 5 à 15%), de tschermakite (de 5 à 10%), de phlogopite (de 0 à 10%) et de dolomite (1 à 10%).

Les phlogopites ont été observées majoritairement sous forme de lamelles isolées de petite taille (entre 200 et 500 μm) ou plus rarement en amas (Figure I-18A). Les cristaux de phlogopite sont toujours zonés en baryum (Partie I.G.2.4).

Les scapolites forment des cristaux xénomorphes allongés plurimillimétriques. Ces cristaux très biréfringents contiennent de nombreuses inclusions de cristaux de petite taille de feldspath potassique, phlogopite, diopside et tschermakite. Une génération de dolomite et/ou de diopside automorphes se développent fréquemment en bordure des cristaux de scapolite (Figure I-18B-C-D).

La tschermakite forme des cristaux automorphes de taille variable (entre 0,2 et 2 mm) le plus souvent en inclusions dans les scapolites.

Le carbonate majoritaire est la dolomite qui forme des cristaux xénomorphes de grande taille (0,5 à 1,5 mm) entre les cristaux de silicates.

Les principaux minéraux accessoires sont la titanite, et l'apatite et le zircon qui sont relativement abondant dans ces roches.

b. Géochimie (Annexes)

Le chimisme de ces skarnoïdes ($n=6$) est cohérent avec leur minéralogie, ils sont très siliceux ($46,09 \pm 3,21$). Les teneurs en Al_2O_3 , fortes de 4,22 % poids à 18,39 % poids sont principalement contrôlées par les teneurs en Na_2O (0,68 % poids à 3,79 % poids) et en moindre proportion par les teneurs en K_2O (de 0,37 % poids à 5,46 % poids).

En effet, les principaux porteurs d'alumine dans ces roches sont la scapolite, la phlogopite et le feldspath potassique. Le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ pour la phlogopite et le feldspath potassique est proche de 1:1 alors que pour former de la scapolite le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ est proche de 4:1. Le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ des skarnoïdes varie de 4,53 à 5,66 ce qui implique que la scapolite est plus abondante que le feldspath potassique (à l'exception d'une valeur anormale de 18,12). Les teneurs en Fe_2O_3 sont fortes de 1,29 et 4,58 % poids avec un Mg #

variant de 0,94 à 0,76, en liaison avec à la présence de sulfures de fer. Les teneurs en MnO sont faibles de 0,01 % poids à 0,2 % poids. Les teneurs en TiO₂ de 0,14 à 0,77 % poids sont fortes et faiblement corrélées aux teneurs en K₂O ce qui confirme la présence de titanite. Les teneurs en P₂O₅ (0,10 à 0,15 % poids) sont les plus fortes des lithologies du GLH, et sont liées à la présence d'apatite.

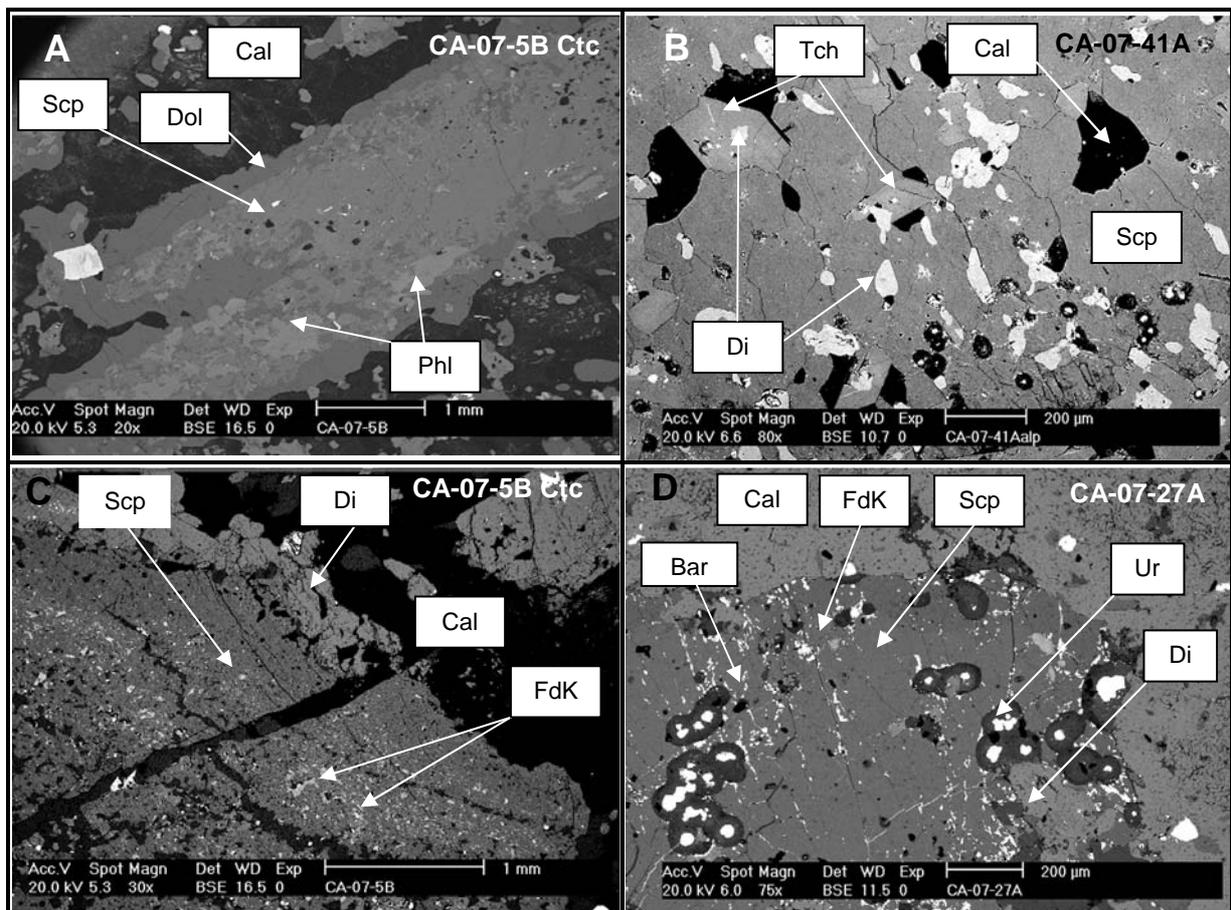


Figure I-18 : A. *BSE*. Surcroissance de dolomite (Dol) sur un cristal de scapolite (Scp) riche en inclusions de phlogopite (Phl) B. *BSE*. Scapolite (Scp) à inclusions de diopside (Di) et tschermakite automorphe (Tch) E. *BSE* Surcroissance de diopside (Di) sur un cristal de scapolite (Scp) riche en inclusions de feldspath potassique (FdK) F *BSE*. Scapolite (Scp) à inclusions de diopside (Di) et reliques de feldspath potassique (FdK) recoupé par des fractures à barytine (Bar).

3.3.5. Les skarnoïdes B

a. Pétrographie

Le diopside représente entre 80 et 85% du volume de la roche et forme des plages monominérales à diopside xénomorphe (Figure I-21). La taille des cristaux varie entre 0,3 et 2 mm. Quelques rares cristaux de feldspaths potassiques sont présents, ils sont automorphes et de grande taille (entre 0,6 et 1 mm). Des sulfures sont majoritairement présents dans les échantillons minéralisés en U (Partie II.C).

Ces plages monominérales sont marquées par une altération rétrograde qui se manifeste par :

- l'apparition d'une génération plus tardive de cristaux de diopside automorphes (de 0,4 à 1 mm) de même composition se développant préférentiellement dans des cavités cimentées par du quartz et des carbonates tardifs (Figure I-20D-E).

- l'apparition de la trémolite (3 à 4%) soit en cristaux aciculaires de 0,3 à 1 mm dans des cavités de dissolution cimentées de quartz et/ou de calcite, soit le long des clivages des diopsides associées à de la dolomite. Cette altération se développe à partir du bord jusqu'au centre des cristaux laissant des reliques (Figure I-19F).

- le développement de quartz (3 à 5%) dans des cavités à l'intérieur de plages monominérales à diopside probablement en relation avec la dissolution du diopside principalement associé à des carbonates. Les cristaux de quartz sont xénomorphes à extinction ondulante et de tailles relativement moyennes entre 200 et 800 µm. Les cristaux sont limpides et contiennent très peu d'inclusions à l'exception de rares cristaux de diopside et trémolite (Figure I-20A-B-C).

- de la chlorite magnésienne est également présente dans ces cavités (Figure I-20D-E)

- l'altération des feldspaths dont le baryum libéré précipite in situ sous la forme de kampfite ($Ba_{12}(Si_{11}Al_5)O_{31}(CO_3)_8Cl_5$) finement cristallisée, de cristaux de petite taille de barytine ou de celsiane en bordure des cristaux.

- de la dolomite (5%) qui se développe préférentiellement dans des cavités avec quartz. Les cristaux sont subautomorphes et de tailles moyennes comprises entre 200 et 500 µm. Une phase tardive de dolomite et de calcite microcristalline est associée à l'altération du diopside. La calcite est quant à elle rare (entre 1 et 3%) et se développe préférentiellement

entre les cristaux de diospide, dans le fossé de destruction produit autour des uraninites et aux épontes des fractures à quartz et dolomite (Figure I-20F).

b. Géochimie (Annexes)

Le chimisme de ces skarnoïdes (n=4) est cohérent avec leur minéralogie, ils sont très siliceux ($46,09 \pm 3,21$). Les teneurs en Al_2O_3 sont très faibles de 0,55 % poids à 1,90 % poids sont principalement contrôlées par les teneurs en Na_2O allant de 0,13 % poids à 0,48 % poids et en moindre proportion par les teneurs en K_2O allant de 0 % poids à 0,08 % poids. Les teneurs en Fe_2O_3 sont faibles et homogènes entre 0,68 et 0,81 % poids avec un Mg # de 0,98 liées à la présence des sulfures de fer. Les teneurs en MnO sont faibles de 0,02 % poids à 0,04 % poids.

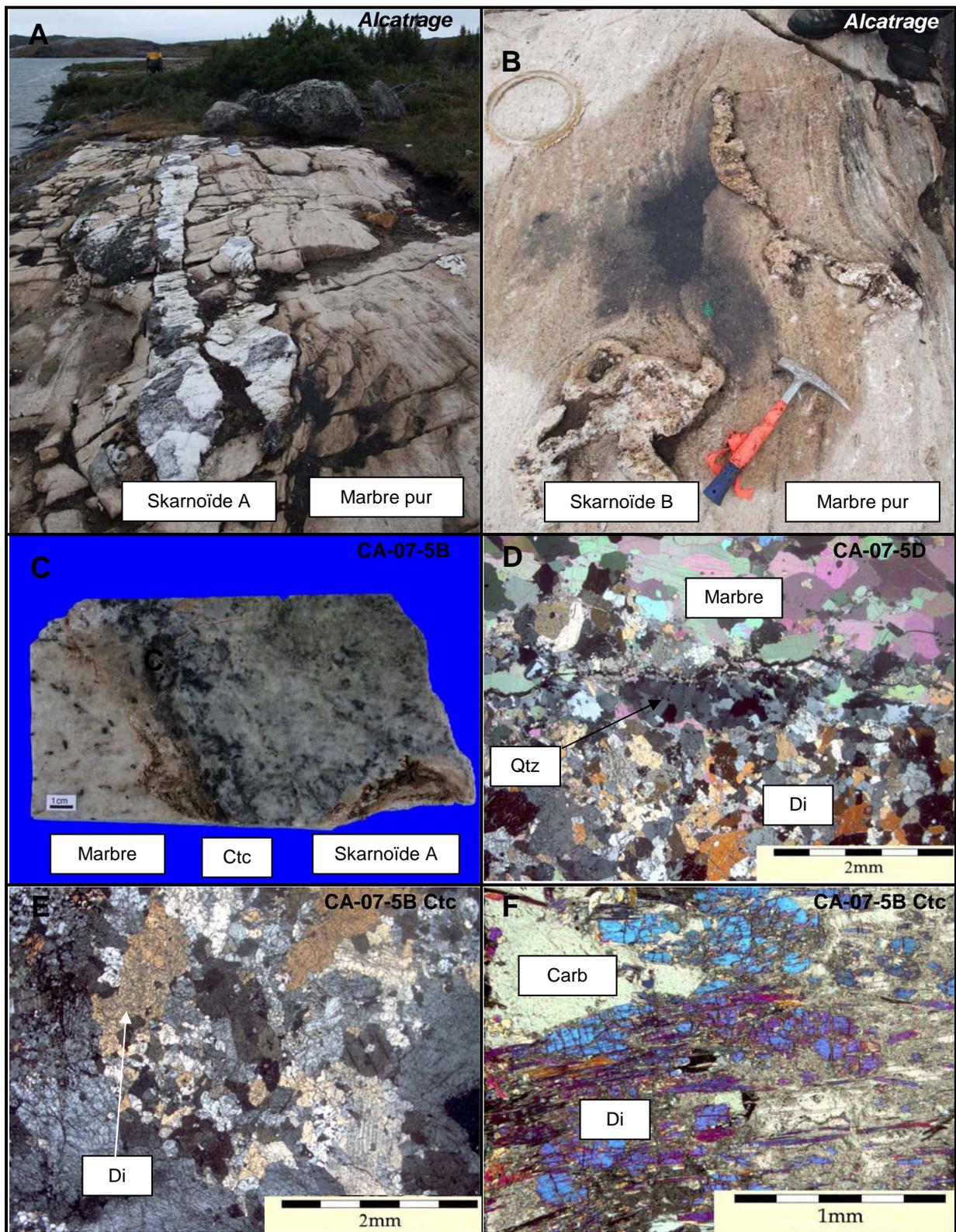


Figure I-19 : A. *Alcatrage*. Boudins de skarnoïdes (A) vert-clair dans la foliation des marbres dolomitiques, *Alcatrage*. B. *Alcatrage*. Amande de skarnoïdes (B) dans la foliation des marbres dolomitiques C. Contact marbre impur et skarnoïde D. *LPA* Contact marbre impur et skarnoïde (diopside) marqué par un bande de quartz, E. *LPA*. Plage monominérale à diopside (Di) dans un skarnoïde F. *LPA*. Reliqués de diopside altéré par une phase tardive carbonatée.

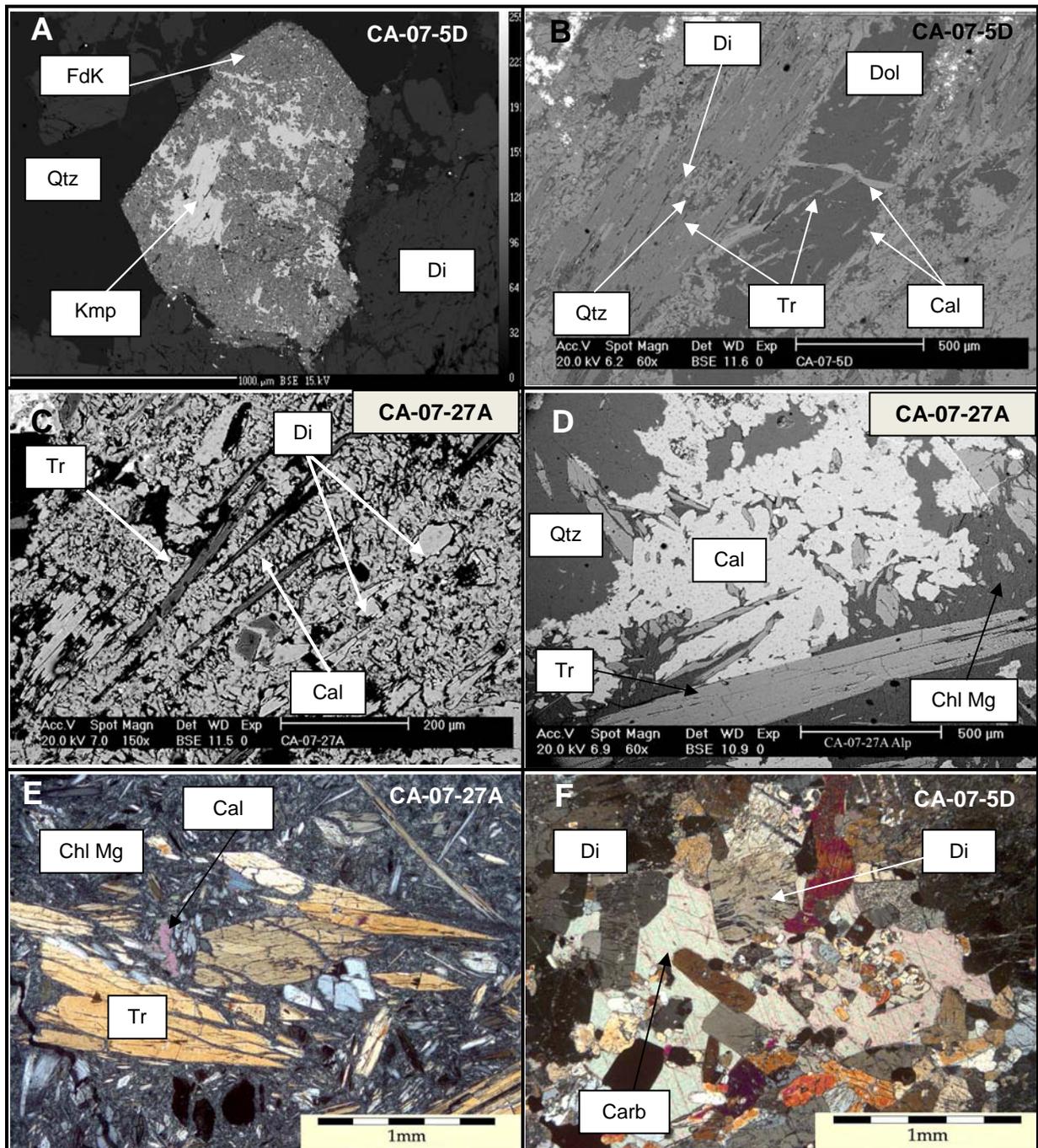


Figure I-20 : A. *BSE*. Feldspath potassique (FdK) altéré par de la kampfite (Kmp) au contact avec du quartz (Qtz) et du diopside (Di). B. *BSE*. Diopside (Di) altéré par de la trémolite au voisinage d'une fracture à dolomite (Dol). C. *BSE*. Relique de diopside (Di) altéré par de la trémolite et une phase microcristalline de calcite (Cal). D. *BSE*. Cristaux aciculaires de trémolite (Tr) associés à de la calcite (Cal) baignant dans une matrice à chlorite magnésienne (Chl Mg), quartz (Qtz). E. *LPA*. Cristaux aciculaires de trémolite (Tr) associés à de la calcite (Cal) baignant dans une matrice à chlorite magnésienne (Chl Mg). F. *LPA*. Cavités à carbonates (Carb) et diopside automorphes (Di).

Sk A

Minéral	%	Assemblage HT		Rétrograde
			Surcroissance sur scapolite	
Dolomite	1-10	██████████	██████████	
Calcite	Tr	██████████		
Diopside	60-65	██████████	██████████	
Trémolite				
Tschermakite	5-10	██████████		
Olivine				
Phlogopite	0-10	██████████		
Quartz				
Scapolite	5-15		██████████	
Feldspath K				
Kampfite				
Celsiane				
Chlorite Mg				██████████
Serpentine				
Apatite	Tr		██████████	
Titanite	Tr		██████████	
Zircon	Tr		██████████	

Sk B

Minéral	%	Assemblage HT	Rétrograde		
			Remplissage de cavités	Altération diopside	Altération FdK
Dolomite	5		██████████	██████████	██████████
Calcite	1-3		██████████	██████████	██████████
Diopside	80-85	██████████	██████████		
Trémolite	3-4			██████████	
Tschermakite					
Olivine					
Phlogopite					
Quartz	3-5		██████████	██████████	██████████
Scapolite					
Feldspath K	Tr	██████████			
Kampfite	Tr				██████████
Celsiane	Tr				██████████
Chlorite Mg				██████████	██████████
Serpentine					
Apatite	Tr	██████████			
Titanite	Tr	██████████			
Zircon					

Figure I-21 : Séquence paragénétique et pourcentages qualitatifs des minéraux constitutifs des skarnoides (A) et (B).

3.3.6. GASC

a. Pétrographie

A l'affleurement les niveaux GASC sont le plus souvent très fins (1 à 2 cm) et intercalés dans des marbres ce qui se traduit à l'échelle microscopique par des bandes de cristaux de diopside soulignant la foliation, intercalées dans des niveaux de marbres dolomitiques à phlogopite (Figure I-22). Ces GASC peuvent aussi former des niveaux métriques de grande continuité, avec des boudins de skarnoïde A, comme pour l'indice Bocamp.

Compte tenu des mélanges avec les marbres, aucune donnée en roche totale représentant les GASC n'a pu être obtenue, sauf pour l'indice Bocamp, mais il a été perturbé par des manifestations de skarn 2 (Partie II.D.1).

3.3.7. Méta-cinérîtes

Les méta-cinérîtes (Figure I-23A) et méta-quartzites (Figure I-24A) forment de curieux niveaux individualisés dans les marbres et les skarnoïdes.

a. Pétrographie

Les méta-cinérîtes sont majoritairement composées de feldspaths potassiques (90%), de plagioclase (3%) et de quartz (2%). Ces cristaux sont xénomorphes et de petite taille (entre 50 et 200 μm) marqués par une texture polygonale granoblastique (Figure I-23B). Les biotites (5%) marquent la schistosité dans la roche et forment des lamelles de petite taille (entre 50 et 200 μm ; Figure I-23C -D). De très rares carbonates dans des fractures ont aussi été observés. Les méta-cinérîtes sont particulièrement riches en minéraux accessoires tels que l'apatite et le zircon.

b. Géochimie (Annexes)

Le chimisme de ces méta-cinérîtes est en accord avec leur minéralogie. Les fortes teneurs en SiO_2 (55,62 et 62,98 % poids), Al_2O_3 (17,2 et 15,25 % poids), K_2O (10,95 et 7,61 % poids), et en Ti_2O (0,75 et 0,71 % poids) sont liées à la présence majoritaire du feldspath potassique et en moindre proportion de la biotite. La biotite contrôle majoritairement les teneurs en ferromagnésiens, avec $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 3,37$ et $5,38$ % poids et $\text{MgO} = 3,85$ et $2,03$ % poids avec un Mg # de 0,7 et 0,43. Les teneurs intermédiaires en CaO (4,23 et 2,19 % poids) et Na_2O (0,86 et 2,50 % poids) sont attribuées à la faible proportion de plagioclase. Les teneurs en P_2O_5 sont relativement fortes (0,13 et 0,18) en relation avec l'abondance relative

de l'apatite. Les méta-cinérites sont riches en Ba (1409 et 1096 ppm), Cs (15 et 20 ppm), Nb (16 et 14 ppm), Rb (271 et 252 ppm), Zr (116 et 206 ppm) et en ETR (247 et 267 ppm).

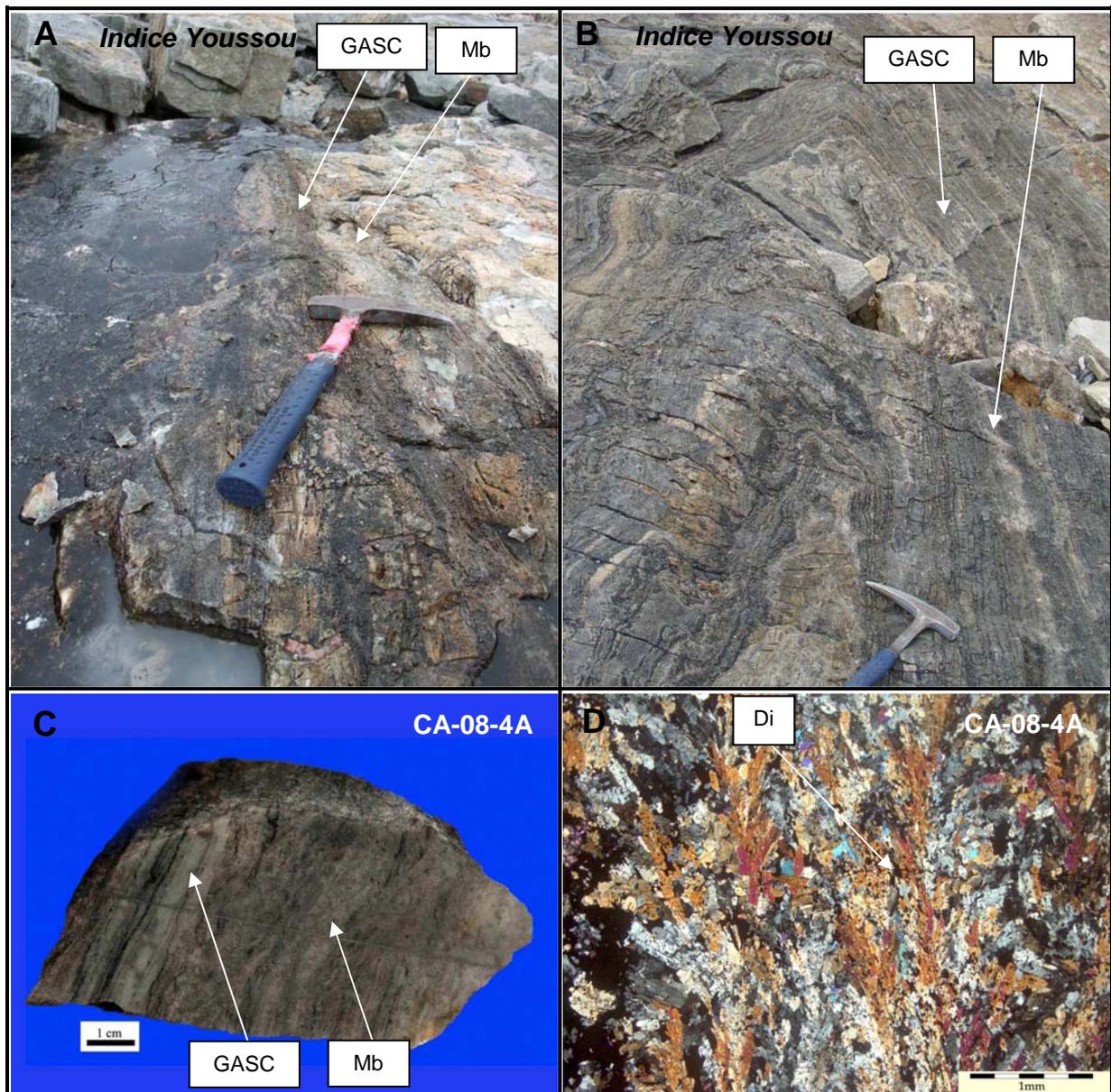


Figure I-22 : A. *Indice Youssou*. Niveaux de GASC millimétriques intercalés dans la foliation des marbres. B. *Indice Youssou*. Niveaux de GASC millimétriques intercalés dans la foliation des marbres replissés par P2. C. *Indice Youssou*. Echantillon macroscopique correspondant à l’affleurement A. D. LPA. Foliation dans les GASC marquée par des cristaux de diopside (Di).

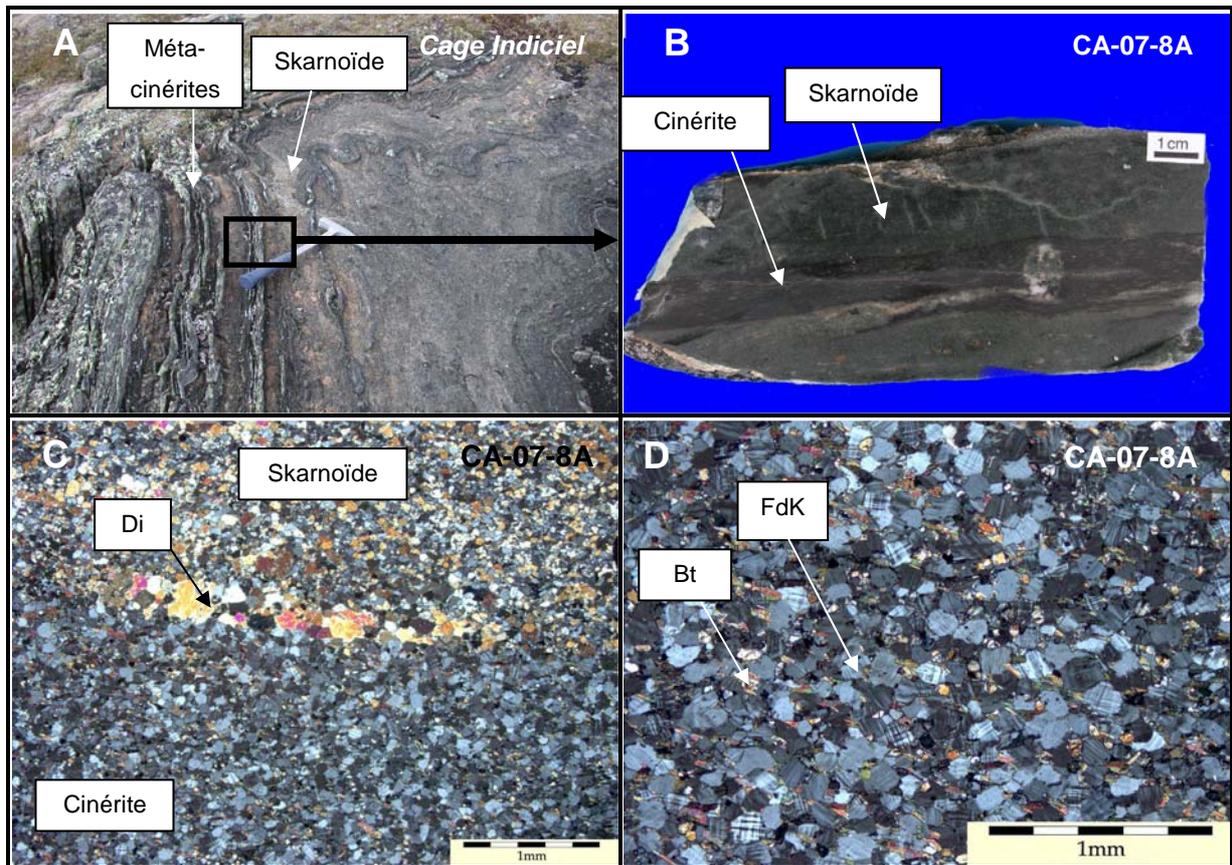


Figure I-23 : A. *Cage Indiciel*. Niveaux de méta-cinérite plissés dans skarnoïde B. *BSE. Cage Indiciel*. Echantillon macroscopique correspondant à l’affleurement A. C. *LN*. Contact skarnoïde-méta-cinérite marqué par des cristaux de diopside de tailles plus importantes (entre 200 et 500 μm) D. Foliation marquée par des biotites (Bt) dans une méta-cinérite riche en feldspath potassique (Fdk).

3.3.8. Méta-quartzites

a. Pétrographie

Les méta-quartzites sont majoritairement composés de quartz (75%) associé à du microcline et du plagioclase (5%) et de rares diopsides (<1%) (Figure I-24). La phlogopite est omniprésente (10%) localement altérée en muscovite (5%) Il a aussi été observé de l'apatite et du zircon. Verpaelst (2001) a noté la présence de tourmaline et de graphite dans certains faciès.

Le quartz se présente majoritairement sous la forme de petits cristaux (entre 50 et 200 μm) xénomorphes associés à des lamelles de phlogopite (entre 50 et 300 μm) marquant la foliation de la roche. Une génération de quartz de grande taille (0,5 à 1,5 mm) à extinction ondulante et de phlogopite automorphe kinkée (entre 200 et 500 μm) se développe dans des cavités associées à des oxydes de fer de type goethite.

b. Géochimie (Annexes)

Le chimisme de ces méta-quartzites est en accord avec leur minéralogie. Les fortes teneurs en SiO_2 (70,9 % poids) sont liées à l'abondance du quartz. La phlogopite contrôle majoritairement les teneurs en magnésium avec $\text{MgO} = 3,11$ % poids et un Mg # de 0,83. Les fortes teneurs en Al_2O_3 (12,13 % poids), K_2O (6,32 % poids) et en Ti_2O (0,21 % poids) sont liées à la présence de la phlogopite, de la muscovite et du feldspath potassique. Les faibles teneurs en CaO (3,00 % poids) sont attribuées à la faible proportion du plagioclase et du diopside dans la roche. Les teneurs en Na_2O sont très faibles (0,38 % poids) en relation avec la faible proportion de plagioclase. Les teneurs en MnO sont en dessous de la limite de détection. Les teneurs en P_2O_5 sont plus faibles (0,13 et 0,18 % poids) par rapport aux métacinérites, toujours en relation avec la présence d'apatite.

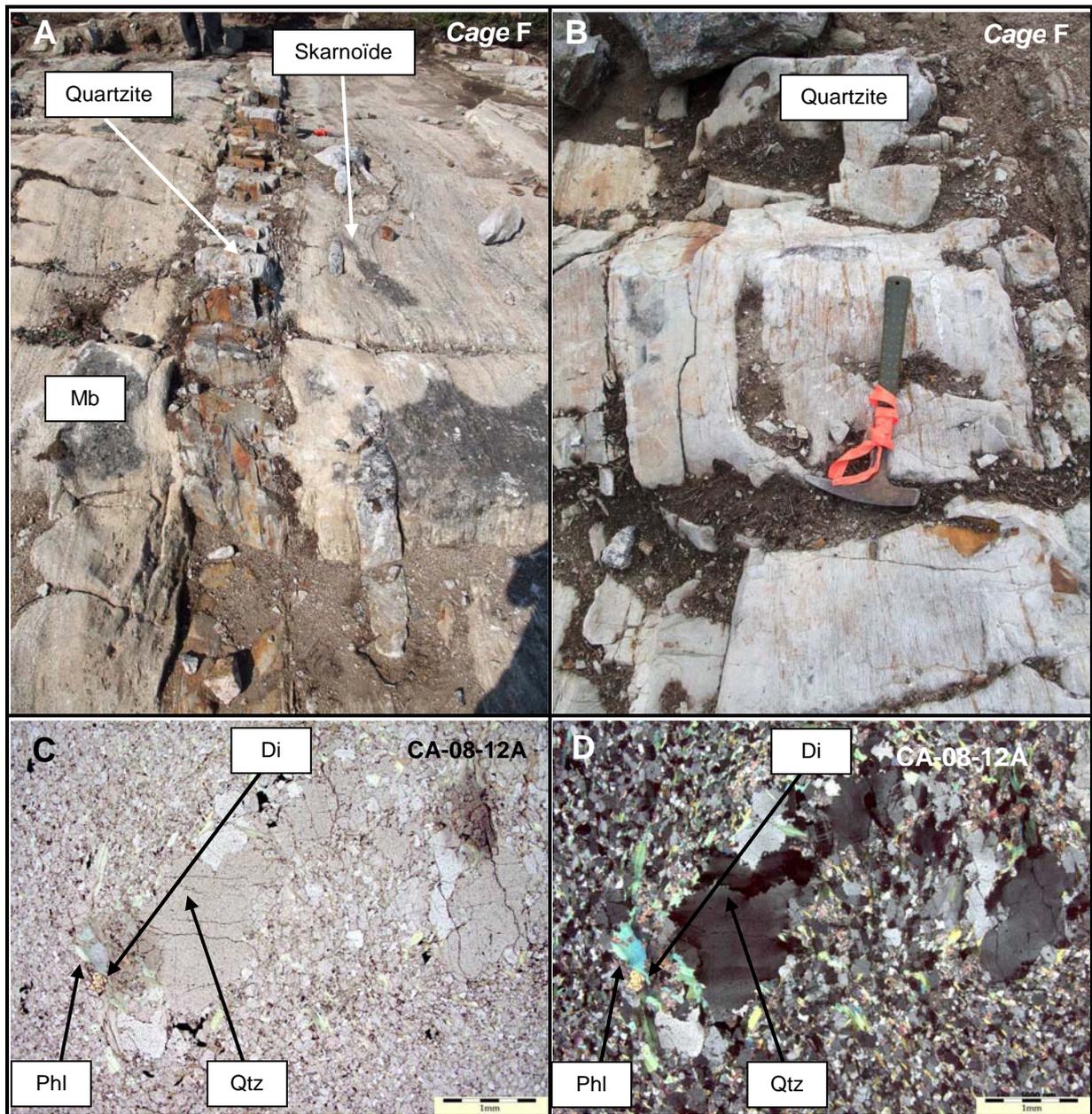


Figure I-24 : A. *Cage F*. Intercalations d'un banc décimétrique de quartzite dans les marbres au voisinage d'amandes de skarnoïdes. B. *Cage F*. Foliation dans les quartzites marquée par les micas. C. *LN*. Quartzite (Qtz) à phlogopite (Phl) et rares cristaux de diopside (Di). D. *LPA*. Quartzite (Qtz) à phlogopite (Phl) et rares cristaux de diopside (Di).

3.4. Géochimie des isotopes stables (O-C) dans les carbonates et silicates du groupe de Lake Harbour

Une étude isotopique O-C a été menée sur les carbonates (n=30) et sur certains silicates (n=2) des marbres et des skarnoïdes du GLH, dans le but de déterminer si ces roches sont le résultat du métamorphisme en milieu fermé de sédiments impurs (en particulier pour les skarnoïdes) ou au contraire formées par interaction avec un fluide extérieur au système. Ces études isotopiques ont été réalisées au sein du laboratoire de Rennes (Annexes) en collaboration avec P. Boulvais et K. Suchorski (Tableau I- 1).

3.4.1. Résultats et interprétations des isotopes pour les carbonates

Les données isotopiques obtenues semblent indiquer que, comme prévu, les carbonates du GLH ne montrent pas l'évolution globale (Introduction A.3.2.2) si fréquente dans les sédiments paléoprotérozoïques (enrichissement en $^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$). Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ sont en effet comprises entre 0,71‰ et -3,87‰ avec une moyenne de $-1,32 \pm 1,09\text{‰}$ (Figure I-25). Elles correspondent plutôt aux valeurs enregistrées dans les sédiments paléoprotérozoïques pendant les phases de retour. Cependant, des valeurs négatives ont été ici enregistrées.

La moyenne globale des valeurs en $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ est de $21,13 \pm 1,57\text{‰}$, proche des valeurs mesurées pour les sédiments paléoprotérozoïques (Figure I-25), en particulier, lorsque l'on compare les moyennes des valeurs mesurées en Ecosse et en Afrique du Sud de 22‰ et 22,2‰ respectivement à celles des échantillons avec les plus fortes teneurs en $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ de $22,48 \pm 0,58\text{‰}$ (Introduction A.3.2.3).

Une analyse plus fine permet de différencier deux groupes (Tableau I- 1):

(i) Un groupe d'échantillons se distingue par de fortes valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$, proches des valeurs de référence pour le Paléoprotérozoïque (Figure I-25). Cette signature isotopique originelle est préservée quelle que soit la nature de la roche (marbre calcitique ou dolomitique, skarnoïde), le caractère minéralisé ou non et le type de carbonate analysé.

(ii) Un deuxième groupe est caractérisé par une diminution conjointe ou non des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ et/ou $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ indépendamment de nouveau de la nature de la roche (Figure I-25).

Plusieurs phénomènes peuvent être à l'origine de telles variations isotopiques comme une dolomitisation diagénétique, une décarbonatation associée aux phénomènes de

recristallisation métamorphique, des réactions métasomatiques avec un fluide (dérivant d'une source crustale ou mantellique).

Leurs contributions possibles aux valeurs observées sont discutées dans les paragraphes suivants.

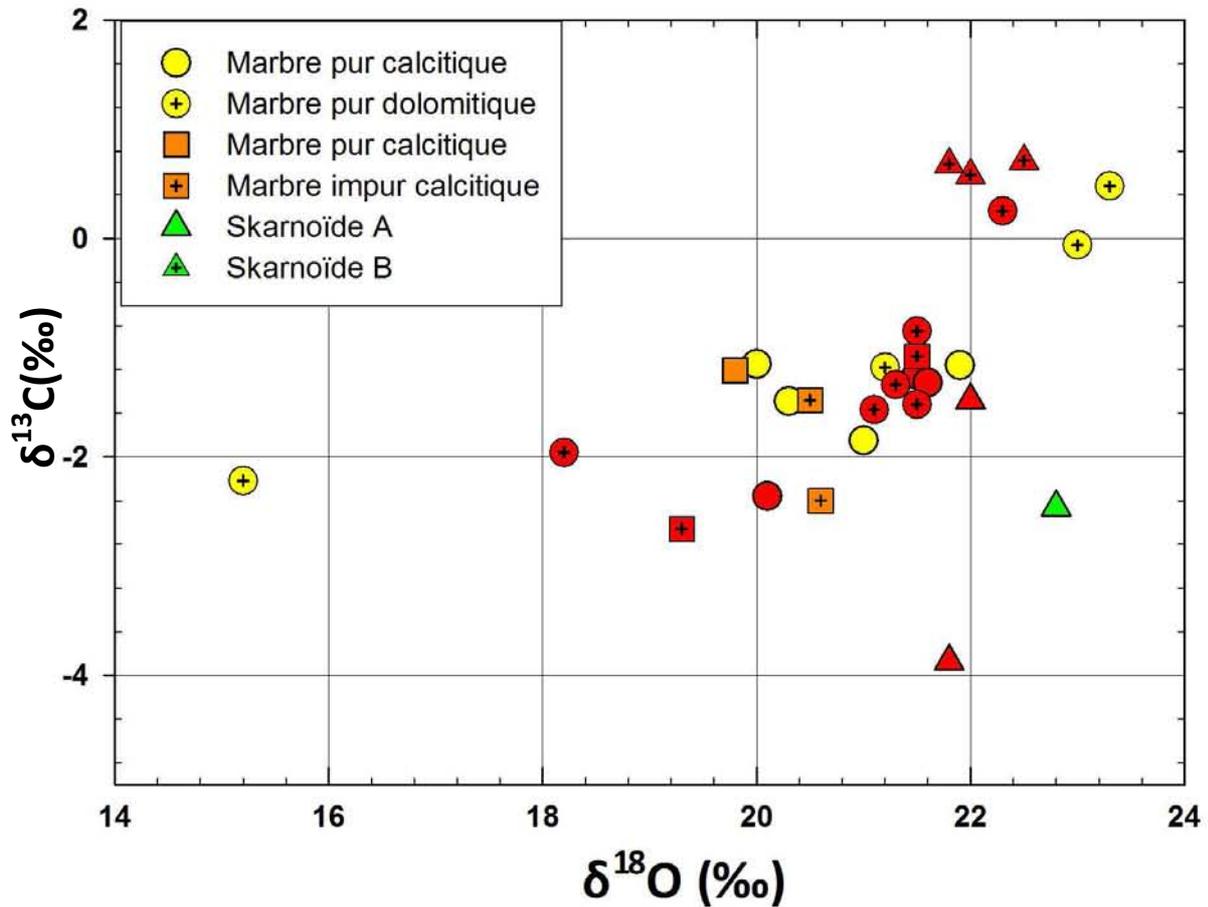


Figure I-25 : Diagramme $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ pour les marbres et les skarnoïdes du groupe de Lake Harbour. Les figurés remplis en rouge signifient que ces échantillons sont minéralisés ($U < 10$ ppm).

N°échantillon	% Cal	% Dol	% Carb	Carb Maj	$\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Si}} (\text{‰})$
Marbre pur calcitique							
CA-07-3B	94	5	99	Cal	21,9	-1,16	-
CA-08-4G	25	75	100	Dol	20,3	-1,49	-
CA-07-3D	80	18	98	Cal	20	-1,15	-
CA-08-4B	90	5	95	Cal	21	-1,85	-
CA-07-4A	90	5	95	Cal	20,1	-2,36	-
CA-08-4E	90	5	95	Cal	21,5	-1,25	-
CA-08-4F	90	5	95	Cal	21,6	-1,32	-
Marbre pur dolomitique							
CA-08-5B	5	90	95	Dol	21,2	-1,18	-
CA-07-5E	5	95	100	Dol	23	-0,06	-
CA-08-13B	100	0	100	Cal	23,3	0,48	-
CA-08-5H	5	90	95	Dol	15,2	-2,22	-
CA-08-12D	-	-	-	-	-	-	15,5
CA-07-5B Mrb	15	80	95	Dol	21,3	-1,34	-
CA-08-4C	55	45	100	Cal?	18,2	-1,96	-
CA-08-5A	0	95	95	Dol	21,5	-1,52	-
CA-08-12C	15	80	95	Dol	21,1	-1,57	-
CA-07-5F	20	75	95	Dol	21,5	-0,85	-
CA-07-7A	15	80	95	Dol	22,3	0,25	-
Marbre impur calcitique							
CA-07-23A	90	0	90	Cal	19,8	-1,21	-
Marbre pur dolomitique							
CA-07-6G	30	20	50	Cal	20,6	-2,4	-
CA-07-26B	55	30	85	Cal	20,5	-1,48	-
CA-08-12D	-	-	-	-	-	-	15,5
CA-07-6F	36	4	40	Cal	19,3	-2,66	-
CA-07-5A	8	82	90	Dol	21,5	-1,08	-
CA-07-26A	10	50	60	Cal	21,9	-2,06	21,9
Skarnoïde A							
CA-07-8A	10	0	10	Cal	22,8	-2,46	-
CA-07-5B	0	15	15	Dol	22	-1,48	-
CA-07-41A	1	0	1	Cal	21,8	-3,87	-
Skarnoïde B							
CA-07-5B	0	10	10	Dol	22	0,58	-
CA-07-5D	1	9	10	Dol	22,5	0,71	-
CA-07-5C	0	5	5	Cal	21,8	0,68	-

Tableau I- 1: Isotopes stables (C, O) des carbonates et silicates des marbres et des skarnoïdes du groupe de Lake Harbour. Les données en gras sont obtenues pour les roches minéralisées (U>10 ppm), classées par ordre d'abondance en U. Les incertitudes sur les mesures sont de $\pm 0,2\text{‰}$ pour l'oxygène et de $\pm 0,1\text{‰}$ pour le carbone.

a. Dolomitisation pendant la diagenèse

Le phénomène de dolomitisation peut être potentiellement responsable d'une diminution des valeurs en $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ pouvant atteindre 10‰ (Tucker, 1986 ; Banner *et al.*, 1988 ; Moore *et al.*, 1988). Cependant, aucune corrélation (voire une faible anti-corrélation) entre le rapport Ca/Mg de la roche et la diminution de la valeur en $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ n'a pu être mise en évidence (Figure I-26).

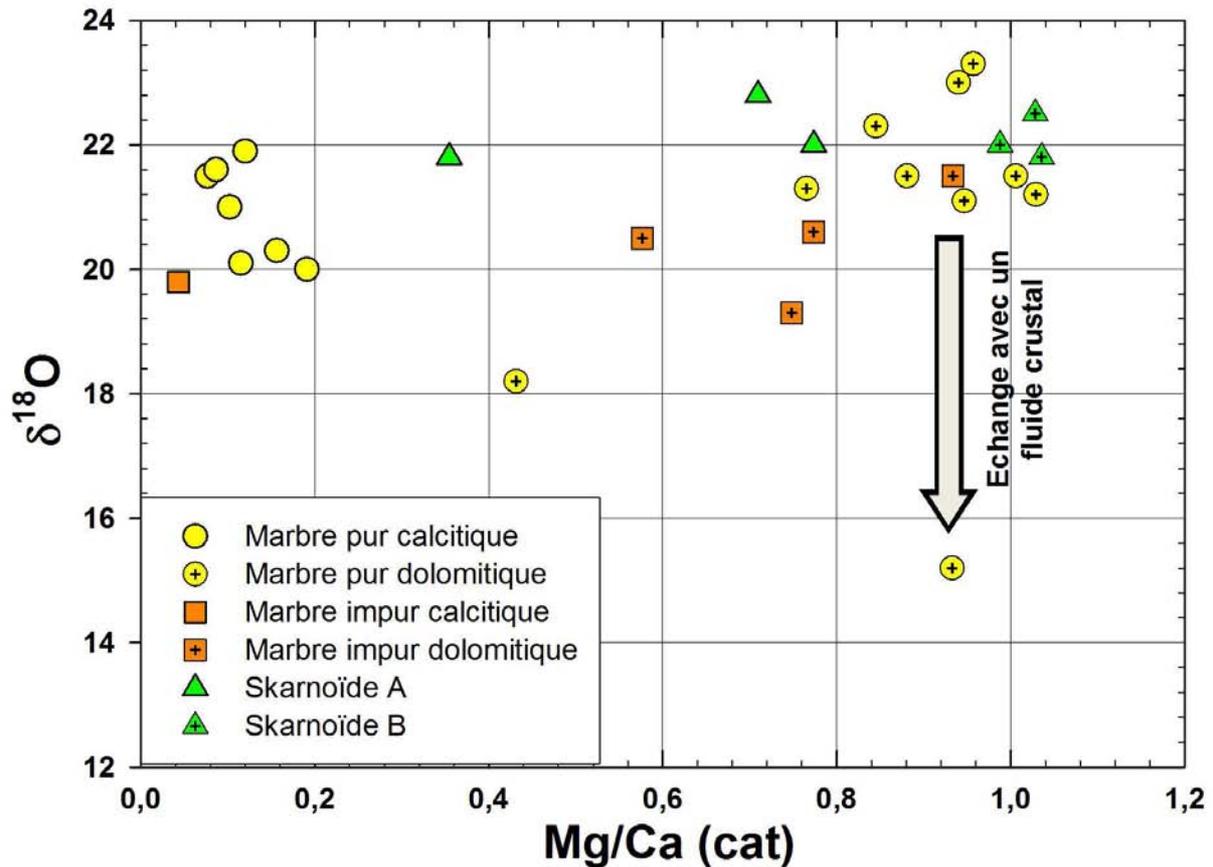


Figure I-26 : Diagramme $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ en fonction de Ca/Mg (cat) pour les marbres et les skarnoïdes du groupe de Lake Harbour.

b. Recristallisation métamorphique

Pendant le métamorphisme, les phénomènes de décarbonatation entraînent une diminution des teneurs en $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$. Cette diminution est proportionnelle à la quantité de silice présente dans la roche initiale. Cette évolution peut être modélisée par une équation de Rayleigh (Taylor, 1986) :

$$\delta f - \delta i = 1000 (F^{(\alpha-1)} - 1)$$

δf étant la composition finale de la roche, δi la composition initiale de la roche, F la fraction d'O et de C restant dans la roche après décarbonatation, α le coefficient de fractionnement fluide-roche.

Cette évolution est représentée sur la Figure I-27 en utilisant des coefficients permettant de balayer la vaste gamme de température où les réactions de décarbonatation se produisent : α CO₂-Cal(O) de 1.006 et 1.012, et α CO₂-Cal(C) de 1.002 et 1.004 (évolution A et B).

La composition isotopique initiale a été estimée à 22‰ pour ¹⁸O_{Carb} et 0‰ pour ¹³C_{Carb}.

Très peu d'échantillons suivent l'évolution modélisée par les chemins A et B (ceci peut être tout d'abord lié à l'incertitude sur la composition initiale des roches).

En fait, la considération des relations $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ et le pourcentage de carbonates dans la roche (Figure I-28) montrent que le phénomène de décarbonatation a un rôle très limité sur la diminution des valeurs en $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ et tout particulièrement en $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$. En particulier, les échantillons contenant une forte proportion de silicates (<10% de carbonates) ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ proches des valeurs de référence, tandis que ce sont au contraire les roches les moins silicatées qui montrent les valeurs les plus basses pour les deux isotopes.

Cependant, pour trois échantillons avec des pourcentages en carbonates intermédiaires entre 40 et 50% (Figure I-28), le phénomène de décarbonatation explique les diminutions des $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$.

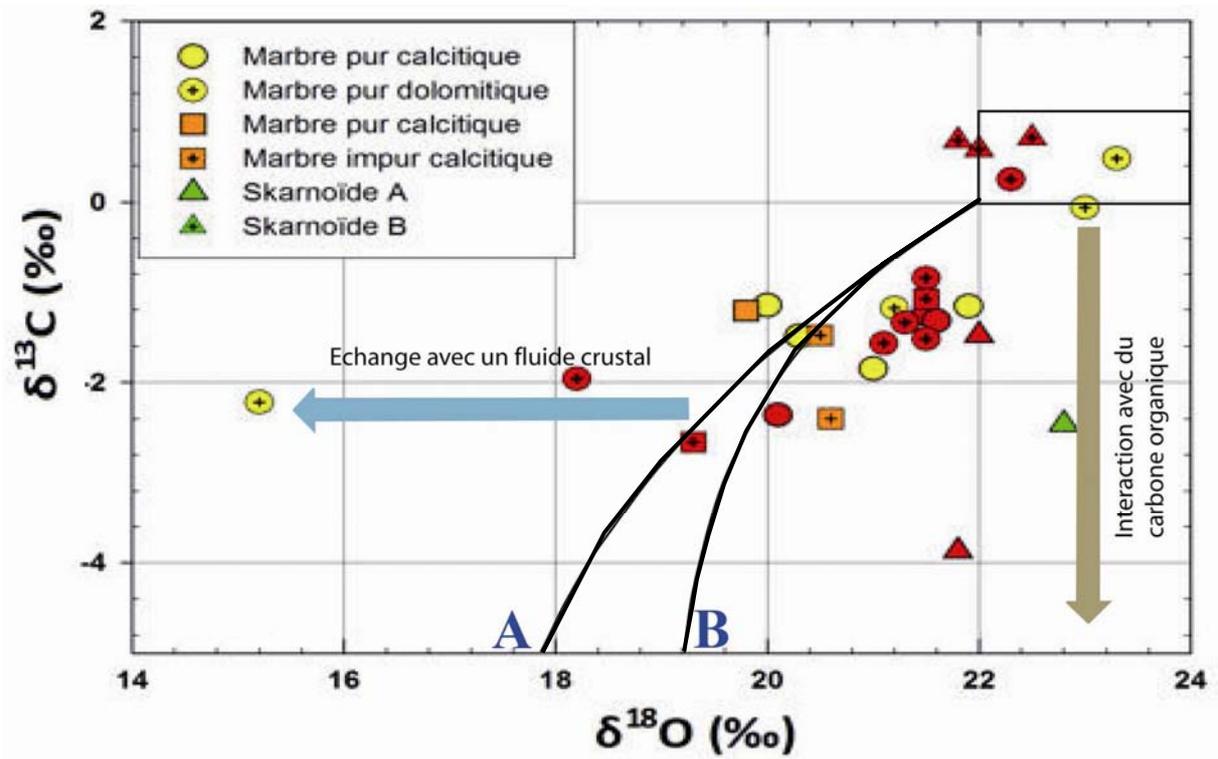


Figure I-27 : Diagramme $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ pour les marbres et les skarnoïdes du groupe de Lake Harbour. Evolution A avec $\alpha \text{CO}_2\text{-Cal(O)}=1,012$, $\alpha \text{CO}_2\text{-Cal(O)}=1,004$, Evolution B avec $\alpha \text{CO}_2\text{-Cal(O)}=1,006$, $\alpha \text{CO}_2\text{-Cal(O)}=1,002$.

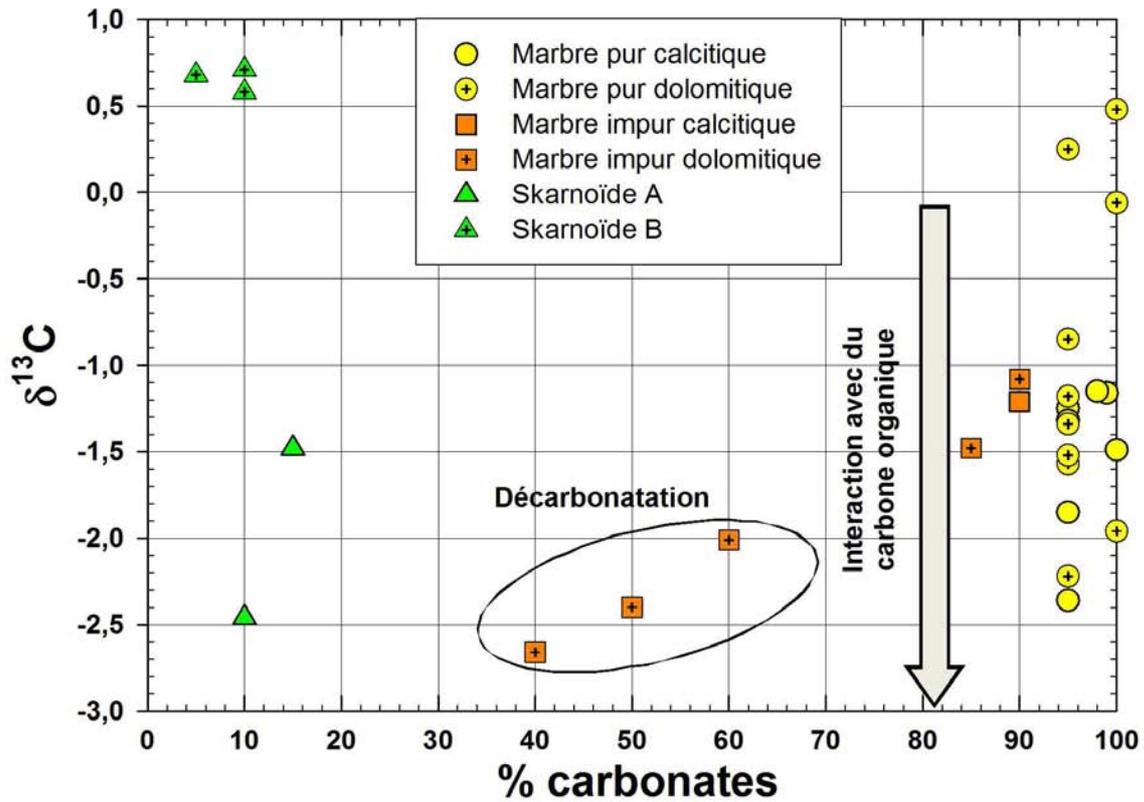
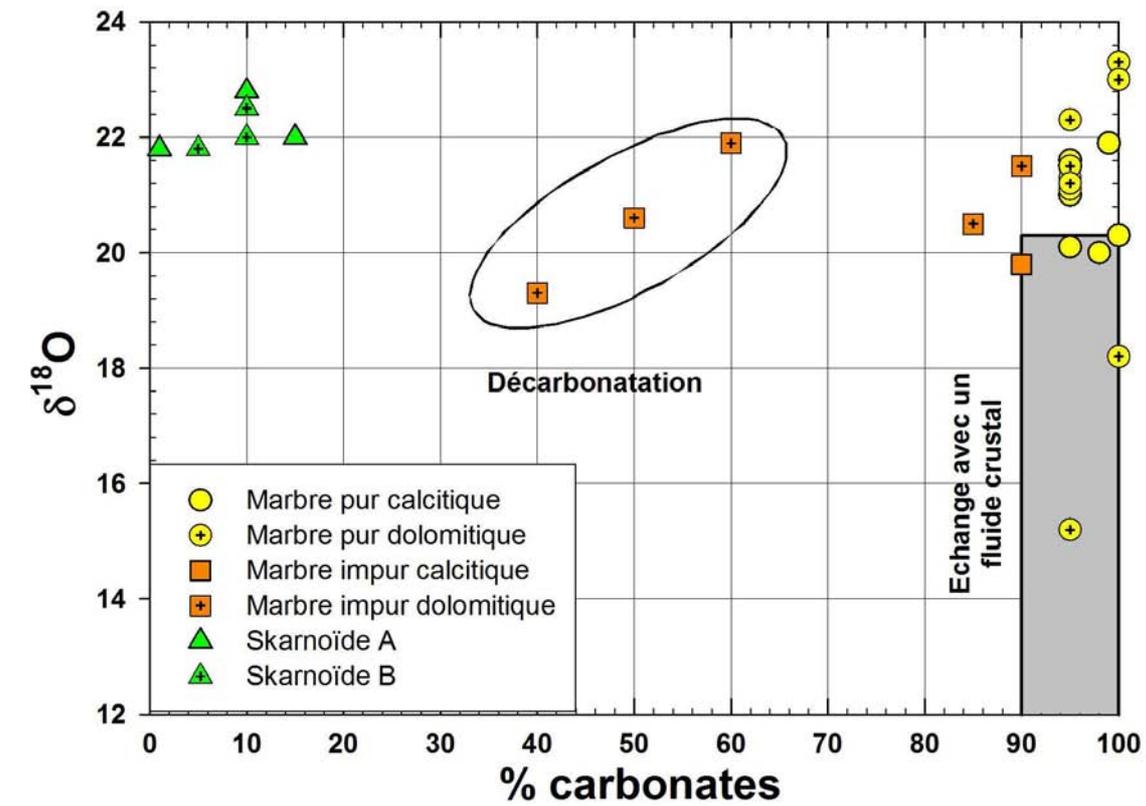


Figure I-28 : Diagramme $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ en fonction du pourcentage de carbonates pour les marbres et les skarnoïdes du groupe de Lake Harbour.

c. Métasomatose par un fluide d'origine mantellique :

Une diminution forte des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ mais limitée en $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ peut être le résultat de l'interaction avec un fluide riche en CO_2 avec un faible $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ d'origine mantellique. Cette hypothèse ne permet cependant pas d'expliquer les roches à faibles $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ proches des valeurs initiales (22‰).

d. Métasomatose par un fluide d'origine crustale

L'infiltration d'un fluide crustal à faible $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ en équilibre avec les formations silicatées (proche de 10‰) a pour effet de diminuer les valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ sans modifier la valeur en $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$.

(i) Ce processus pourrait expliquer les faibles valeurs enregistrées pour certaines roches riches en carbonates (>90%) qui sont systématiquement localisées au contact avec des intrusions pegmatitiques et à proximité des fentes à actinolite et scapolite.

En particulier pour l'échantillon CA-07-4A avec des valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ de 20,1‰, qui est le seul marbre du district à contenir de l'uraninite thorifère (Partie II D.2.2.).

Par contre, aucune pegmatite et/ou fente à actinolite et scapolite n'a été observée au voisinage de certains marbres à faibles $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$, mais l'infiltration d'un fluide ayant une source profonde n'est pas à exclure.

(ii) Les carbonates analysés dans les skarnoïdes B sont clairement rétrogrades et liés à l'altération des diopsides selon la réaction $\text{diopside} + \text{CO}_2 = \text{dolomite} + \text{quartz}$. L'oxygène de la dolomite provient en grande partie du diopside, tandis que le C des marbres est fourni par l'encaissant ce qui a probablement pour effet d'équilibrer la composition isotopique des carbonates avec les marbres environnants (avec des valeurs en $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ proches des valeurs pour les marbres avec une signature isotopique originelle préservée). Il est donc impossible de conclure à une origine hydrothermale ou non pour ces skarnoïdes en se basant uniquement sur la composition isotopique de ces roches.

e. Interaction avec du graphite

Pendant le métamorphisme, l'évolution de la matière organique vers le graphite est marquée par une diminution du rapport H/C accompagnée par des échanges isotopiques.

Les échanges isotopiques se produisent entre le graphite et les carbonates associés à partir de 300°C jusqu'à l'équilibre entre ces deux minéraux pour des températures de 650°C. Ces échanges entraînent une augmentation des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ du graphite avec diminution concomitante des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates (Valley & O'Neil, 1981). De faibles proportions de graphite dans la roche suffisent à influencer la composition isotopique des carbonates car la valeur initiale en $\delta^{13}\text{C}$ du graphite est très basse (-25‰) et le graphite contient huit fois plus de carbone en poids que la calcite. La Mottled Zone en Israël représentée par des marnes bitumineuses avec de fortes proportions de carbonates dans la roche ($\text{CO}_2 > 24$ poids %), est un exemple géologique illustrant ce processus. L'évolution C-O est caractéristique de ce phénomène avec de fortes diminutions en $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ (jusqu'à -20‰) pour un $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ diminuant faiblement (de 25‰ à 19‰) (Kolodny & Gross, 1974).

Le résultat de ce type d'interaction est une variation vers des valeurs très négatives de $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ (jusqu'à -20‰). Les variations mesurées (jusqu'à -4‰) sont beaucoup plus faibles pour le district de Cage. La diminution de $\Delta(\text{Cc-Gr})$ étant corrélée à l'augmentation de la température, les fortes températures envisagées lors du métamorphisme du Groupe de Lake Harbour ne semblent pas compatibles avec ce type de modèle.

f. Interaction avec un fluide riche en carbone organique

Un autre phénomène couramment observé dans les gisements d'hydrocarbures et de type MVT pourrait expliquer la diminution observée des valeurs en $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ pour des valeurs en $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ constantes.

L'interaction entre les roches carbonatées et des fluides diagénétiques ayant préalablement percolés dans des formations riches en matière organique entraîne une diminution des valeurs en $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ pour un $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ constant. Ce phénomène a été identifié dans de nombreux gisements Pb-Zn de type MVT : le gisement de Huize (Li *et al.*, 2007) dans la province du Yunnan ($-2.1 < \delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}} < -3.5$ ‰), le gisement Pb-Zn de Jubilee (Armstrong, *et al.*, 1993) au Canada (jusqu'à -24,9‰, Figure I-29), le gisement de Bou Beker (Bouabdellah, 1988) au Maroc et dans des gites d'hydrocarbures : le gisement de Naglfar (Mork *et al.*, 2001) en Norvège ($-55 < \delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}} < -28,4$ ‰), et le gisement de l'Oklahoma aux Etats-Unis (Donovan, 1974).

Les résultats obtenus sur les échantillons de Cage semblent suivre cette tendance avec des valeurs proches de celles observées dans la province du Yunnan.

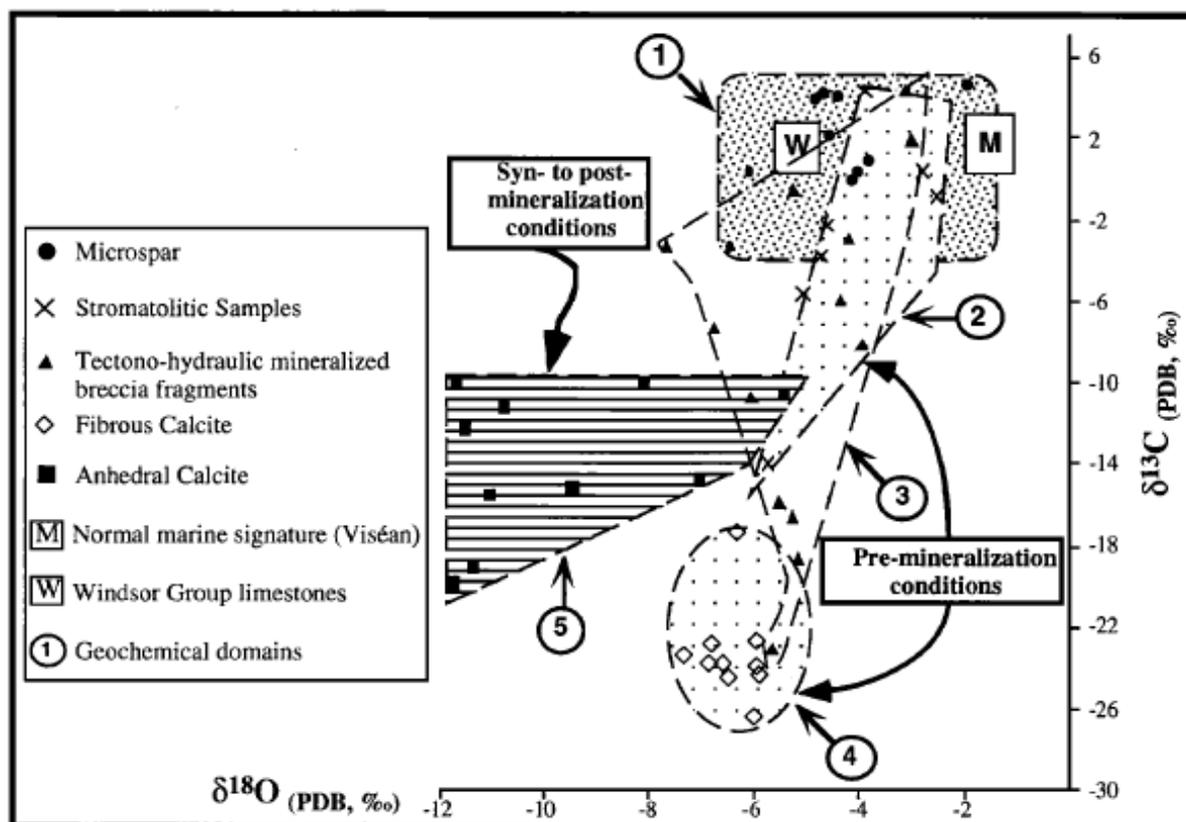


Figure I-29 : $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ vs $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ pour les carbonates du gisement de type MVT de Jubilee (d'après Armstrong *et al.*, 1993).

3.4.3. Isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$) pour les silicates du métamorphisme régional

Deux valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ ont été mesurées pour une phlogopite d'une phlogopitite ($\delta^{18}\text{O}=15,46 \text{ ‰}$) et pour une amphibole (tschermakite à V) d'un marbre impur ($18,8 \text{ ‰}$). La valeur obtenue pour le silicate est proche de la valeur obtenue pour les carbonates ($21,9 \text{ ‰}$).

Si les minéraux sont à l'équilibre dans ces roches, cela implique un fractionnement du couple calcite-trémolite de $3,1 \text{ ‰}$. D'après les équations de fractionnement de Zheng (1999), la température de formation de ces minéraux à l'équilibre est de 535°C .

Cette température est plus faible que celle du pic du métamorphisme (environ 675°C), ce qui ne permet de conclure sur le caractère primaire de la tschermakite (les carbonates ne sont peut-être pas à l'équilibre avec l'amphibole).

3.4.4. Conclusions

Les résultats obtenus pour cette étude isotopique permettent de dégager plusieurs conclusions:

(i) Peu d'échantillons montrent les effets d'une interaction avec un fluide à bas $\delta^{18}\text{O}$.

(ii) Il n'a pas été possible de conclure sur l'origine des skarnoïdes B à partir des seules analyses isotopiques.

(iii) Les tendances observées ne peuvent pas être expliquées (sauf rares exceptions) uniquement par la décarbonatation des sédiments carbonatés impurs pendant le métamorphisme.

(iv) L'évolution observée (décroissance du $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ pour un $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ relativement constant) semble plutôt indiquer des échanges avec des fluides diagénétiques ayant préalablement interagi avec des formations riches en matière organique.

(v) L'interaction par contact direct entre la matière organique et les carbonates par des phénomènes de diffusion a joué un rôle limité dans les variations de $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ comme semblent l'indiquer les faibles variations enregistrées des valeurs.

3.5. Interprétations

3.5.1. Analyses des « trends » et origine des sédiments

a. *Marbres ± impurs calcitiques*

Les roches calcitiques (marbre à diopside ± FdK et phlogopite) du groupe de Lake Harbour sont moins impures que les roches magnésiennes (Partie I.C.3.3.1.). Ces roches semblent être le produit du métamorphisme de marnes calcitiques ± sableuses. La proportion de la composante argileuse et sableuse est moins importante que pour les roches magnésiennes. Des cendres volcaniques pourraient être la source des feldspaths potassiques.

b. *Marbres ± impurs magnésiens – skarnoïdes A*

Les marbres impurs (marbre à olivine, phlogopite, diopside et amphibole) et les skarnoïdes A (skarnoïdes à diopside ± amphibole, scapolite et phlogopite) sont en grande majorité magnésiens (Partie I.C.3.3.2.).

Les impuretés dans les marbres ± impurs semblent être liées à un minéral avec un rapport K/Al supérieur à celui des argiles (illite, montmorillonite) (Figure I-32).

Les skarnoïdes A montrent des enrichissements en Al vers le pôle des illites-montmorillonites (Figure I-10) et (Figure I-32). La corrélation Al-Ti, les rapports K/Al (Figure I-32) de ces roches ainsi que l'étude isotopique de ces roches indiquent que cet enrichissement en Al est lié à la présence au sein du sédiment d'une composante argileuse (et sableuse) (Figure I-31). La présence de carbonates primaires (à la différence des skarnoïdes B) dans ces roches indique que le quartz n'était pas en excès.

Il semble donc que les marbres ± impurs et les skarnoïdes A étaient au départ des marnes magnésiennes ± sableuses, la proportion de la composante argileuse et sableuse (en particulier la quantité de quartz) dans le sédiment contrôlant la nature de la roche produite. Par contre, les marbres quant à eux indiquent la présence initiale d'une phase avec rapport K/Al élevé pouvant être lié à du matériel volcanique.

c. Skarnoïdes B

La minéralogie des skarnoïdes B a tendance à être monominérale (diopsidite) et ces skarnoïdes sont parfois franchement discordants (Figure I-30) sur le litage des marbres magnésiens ce qui peut au premier abord être interprété comme dû à une interaction avec un fluide extérieur.

Cependant, les diopsides de ces roches sont non ferrifères (Partie I.F.2.1.1.) et ces roches sont clairement affectées par le boudinage laissant penser que l'introduction de silice est antérieure au métamorphisme. Un protolithe possible pour ces roches pourrait être d'anciennes chailles (silifications diagénétiques) originellement discordantes dans les marbres magnésiens. La quantité de quartz disponible contrôle la réaction avec la dolomite pour former du diopside ($\text{Dol} + 2 \text{Qtz} \rightarrow \text{Di} + 2 \text{CO}_2$). La présence de dolomite est le facteur limitant comme l'atteste la préservation des bancs de quartzites dans les marbres calcitiques.

Une observation d'un « quartz ancien » très déformé à l'intérieur d'un skarnoïde (Figure I- 65) pourrait représenter cette association primaire. Cependant, la présence de manifestations de skarn 2 est à prendre en compte dans l'interprétation de cet objet.

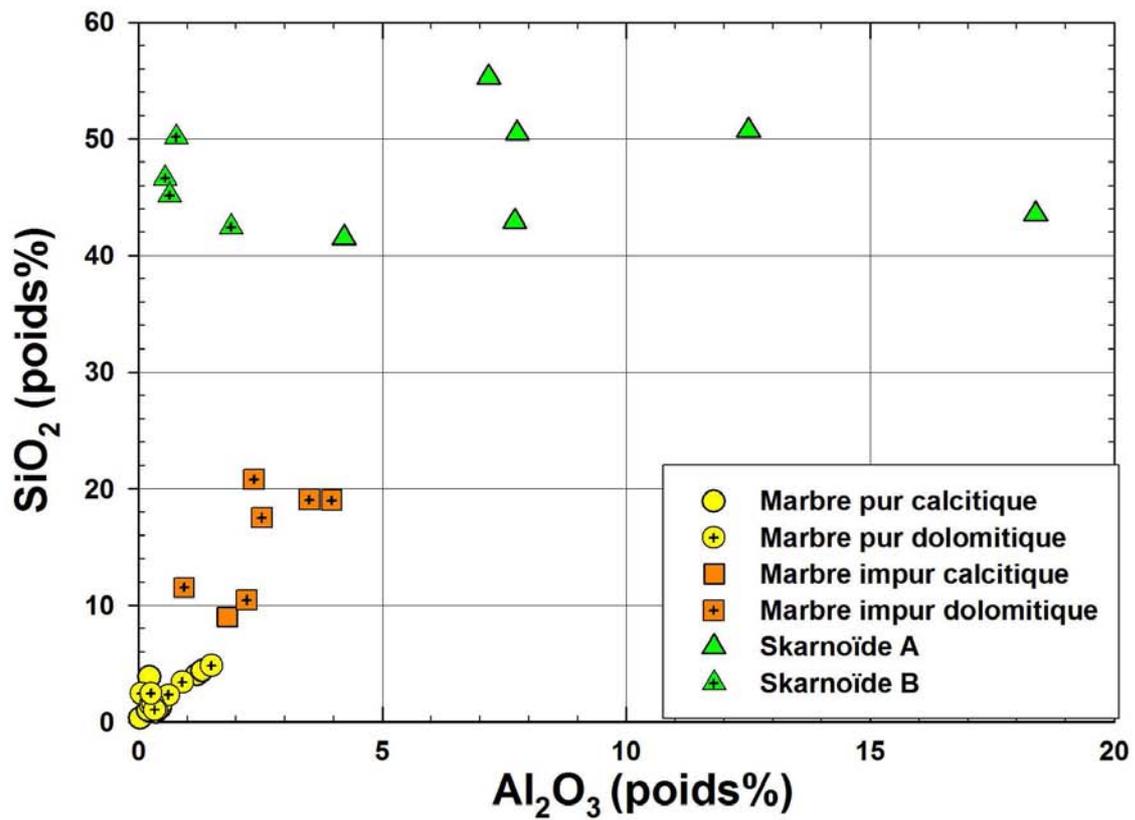


Figure I-30 : Diagramme SiO₂ en fonction d'Al₂O₃ pour les marbres et les skarnoïdes.

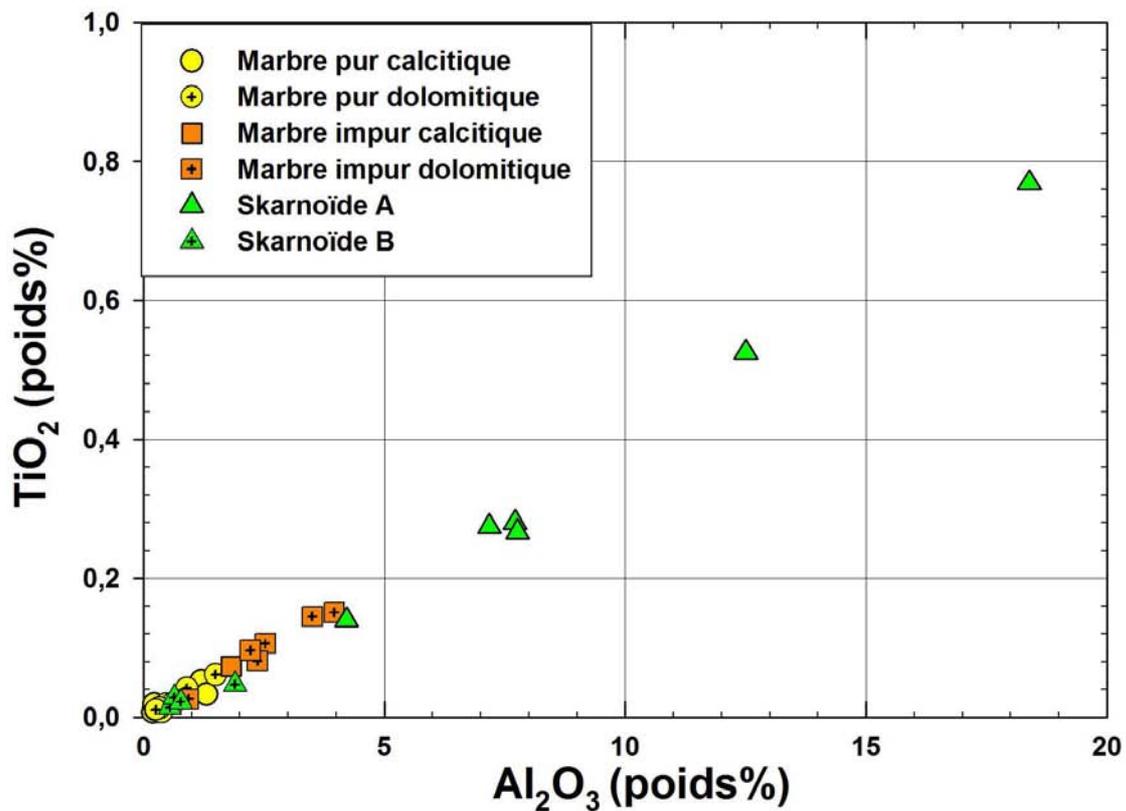


Figure I-31 : Diagramme TiO₂ en fonction d'Al₂O₃ pour les marbres et les skarnoïdes.

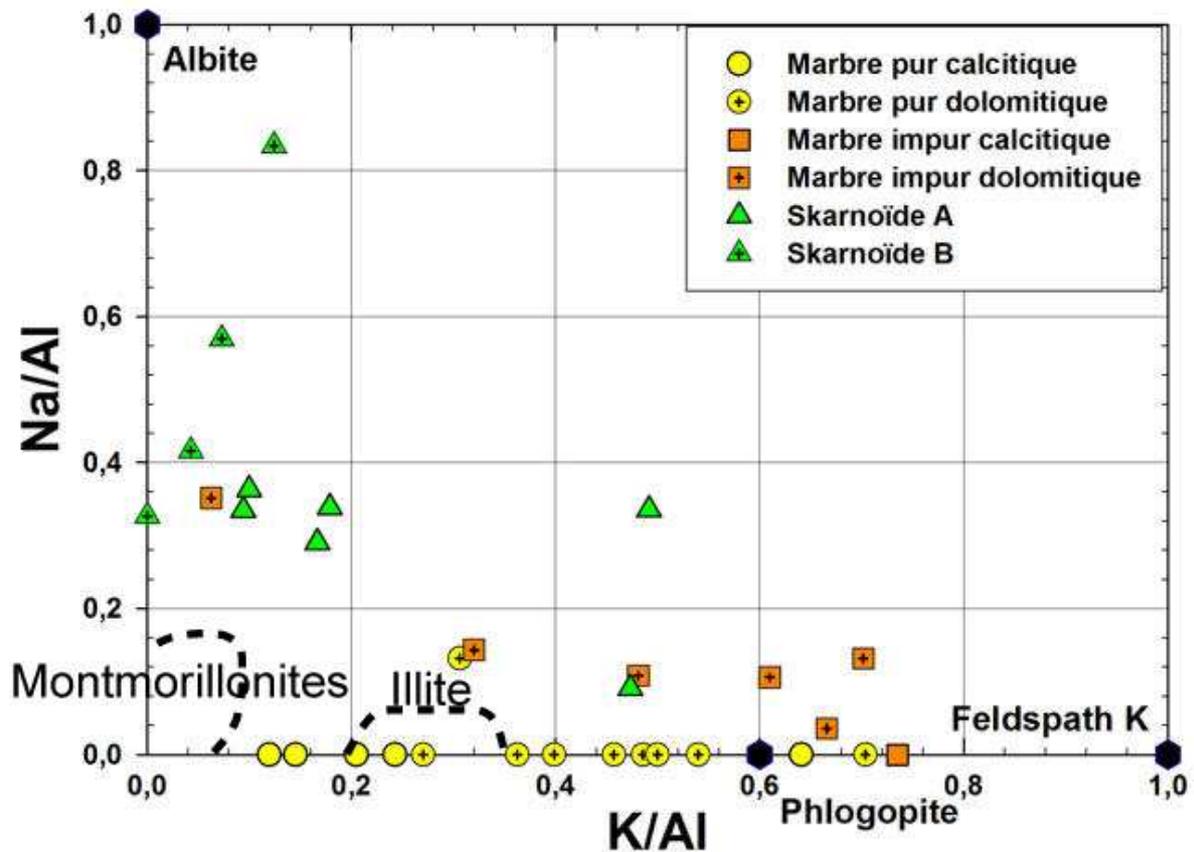


Figure I-32 : Diagramme K/Al en fonction de Na/Al pour les marbres et les skarnoïdes.

d. Méta-cinérites

L'extrême richesse en feldspath potassique de ces roches ainsi que les fortes teneurs en Nb, Zr, ETR, Ba, Rb, Cs indiquent que le protolithe de ces roches était probablement du matériel alcalin trachytique.

e. Paragneiss

Les paragneiss sont très hétérogènes et très riches en quartz et en moindre proportion en feldspath potassique et en biotite.

Les arkoses pourraient être un protolithe envisageable pour les paragneiss gris pauvres en leucosome. Les lits quartzitiques intercalés dans ces paragneiss pourraient représenter d'anciennes arénites. Les bancs de calc-gneiss dans les paragneiss correspondraient à des alternances carbonatées dans la série.

Les paragneiss semblent donc le résultat du métamorphisme de séquences silico-clastiques de plateforme.

3.5.2. Evaporites dans le groupe de Lake Harbour

La présence d'évaporites pour le groupe de Lake Harbour a été mise en évidence plus au nord de la zone d'étude sur l'île de Baffin. L'abondance en Na, K, S, Cl, Br, Fe, le développement des minéralisations parallèles à la foliation régionale et l'absence de roches intrusives, a conduit Hogarth et Griffin (1978) à proposer des niveaux évaporitiques comme source des minéralisations à lapis lazuli sur l'île de Baffin. Le Cl⁻ aurait contribué à la réduction des sulfates pour donner lieu aux minéralisations.

Différents minéraux observés dans des terrains métamorphiques sont des marqueurs d'évaporites, comme la présence de scapolite (Hietanen, 1967 & Serdyuchenko, 1975), de tourmaline magnésienne (Abraham *et al.*, 1972), et de la lazurite (Kulke, 1976 ; Hogarth & Griffin, 1978).

De même, certains éléments comme le Cl, le B, le Li et le F sont aussi des indicateurs de milieu évaporitique.

La présence de bore est depuis longtemps utilisée comme marqueur de paléosalinité dans les shales (Degens *et al.*, 1957). A l'exception de la tourmaline détritique, les principaux porteurs de B dans les roches de cette étude sont les argiles (en particulier les illites).

a. La scapolite

La scapolite est un tectosilicate de formule $M_4T_{12}O_{24}A$ avec $M=Na+Ca$, $T=Si+Al$ et $A=Cl$ ou CO_3 (voire SO_4). Il existe deux pôles $Na+Cl$ et $Ca+CO_3$ formant une série isomorphe : la marialite $Na_4Al_3Si_9O_{24}Cl$ et la méionite $Ca_4Al_6Si_6O_{24}CO_3$. Ces deux espèces sont accompagnées de deux autres termes intermédiaires : le dipyre $Na_3Al_4Si_8O_{24}Cl$ et la mizzonite $Ca_3Al_5Si_7O_{24}CO_3$.

La scapolite observée majoritairement dans les skarnoïdes semble être une trace laissée par le métamorphisme d'évaporites intercalées dans le Lake Harbour.

Ces scapolites ont une composition intermédiaire (Tableau I- 2) entre les deux pôles purs avec un pourcentage Me de $48,22 \pm 3,58\%$ et une teneur en Cl moyenne de $1,92 \pm 0,07$ % poids (Figure I-83). Les fortes teneurs en SO_3 des scapolites sont remarquables ($0,33 \pm 0,14$ % poids).

b. Le chlore dans le groupe de Lake Harbour

Les roches les plus riches en Cl correspondent aux niveaux de marbres impurs et skarnoïdes majoritairement magnésiens (Tableau I- 3 & Figure I-33). Les marbres dolomitiques et calcitiques contiennent 208 ± 76 ppm de Cl alors que les marbres dolomitiques impurs (755 ± 50 ppm) et les skarnoïdes avec des teneurs allant de 355 à 2 530 ppm sont enrichis en Cl.

(i) Pour les skarnoïdes (en particulier les skarnoïdes A), les fortes teneurs en Cl sont attribuées à la présence de scapolite comme l'indiquent les rapports Na/Al compris entre 0,3 et 0,8 proches du rapport Na/Al mesuré pour les scapolites d'origine sédimentaire ($0,44 \pm 0,04$) (Figure I-34).

(ii) Par contre, 3 échantillons de marbres impurs dolomitiques ont de fortes teneurs en Cl (entre 640 et 790 ppm) avec des rapports Na/Al très faibles ($<0,1$) (Figure I-34). La phlogopite semble être pour ces roches, le principal porteur de Cl comme l'attestent les teneurs mesurées à la microsonde électronique ($Cl=0,34 \pm 0,20$ % poids) (Partie I.G.2.4). De plus, les micas sont abondants dans ces roches en accord avec les teneurs élevées en K_2O allant de 1,12 à 2,15 % poids (Figure I-35).

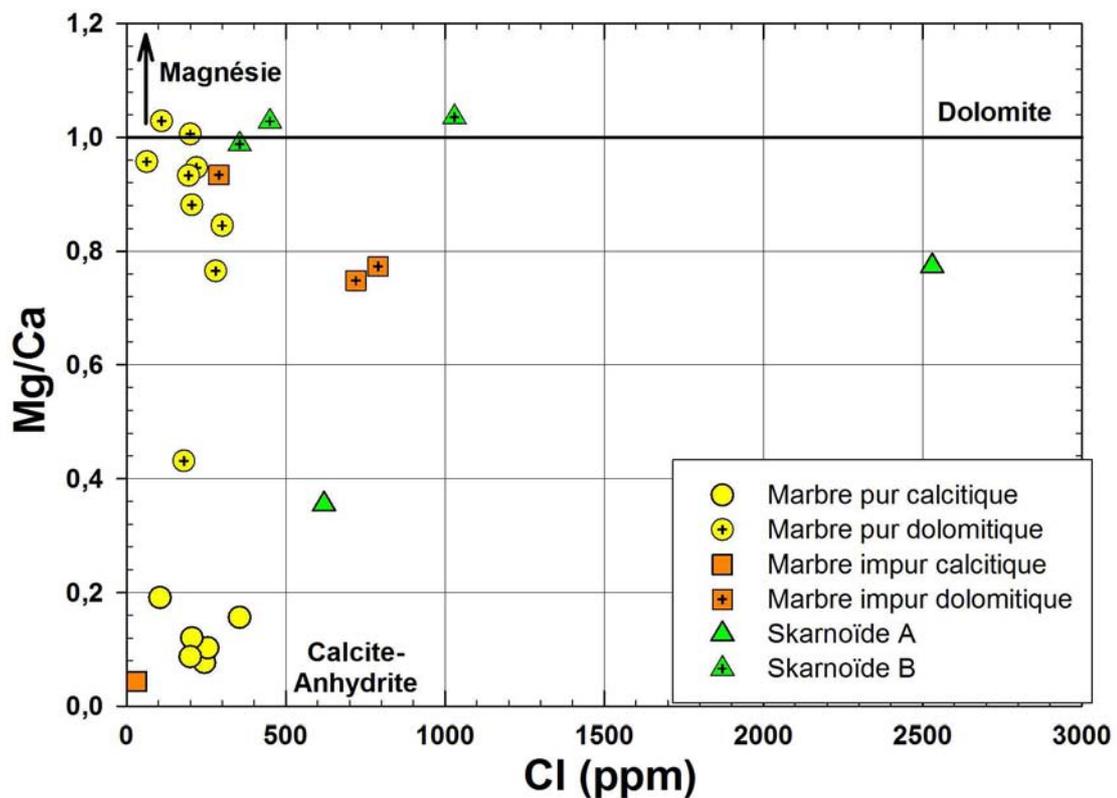


Figure I-33 : Diagramme Cl en fonction du rapport cationique Mg/Ca pour les marbres et les skarnoïdes du groupe de Lake Harbour.

Scapolite « sédimentaire »				
	CA-07-41A	σ	CA-07-5B	σ
SiO ₂	50,14	0,28	50,45	1,16
TiO ₂	0,00	0,00	0,13	0,24
Al ₂ O ₃	25,54	0,32	24,68	0,55
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,04	0,09	0,52	1,07
CaO	12,76	0,63	10,34	0,67
Na ₂ O	6,74	0,32	6,99	0,44
K ₂ O	0,20	0,32	0,84	0,43
Cl	1,69	0,15	2,05	0,11
SO ₃	0,30	0,14	0,43	0,10
	97,40		96,45	
Formule Structurale Basée sur 12 cations				
Si	7,499	-	7,611	-
Al	4,501	-	4,389	-
Ti	0,000	-	0,000	-
Fe	0,000	-	0,000	-
Mn	0,000	-	0,000	-
Mg	0,009	-	0,118	-
Ca	2,045	-	1,672	-
Na	1,954	-	2,044	-
K	0,038	-	0,161	-
F	0,000	-	0,007	-
Cl	0,429	-	0,525	-
SO ₄	0,034	-	0,049	-
CO ₃	0,537	-	0,420	-
H ₂ O	0,000	-	0,000	-

Tableau I- 2 : Analyses à la microsonde électronique des scapolites « sédimentaires ».

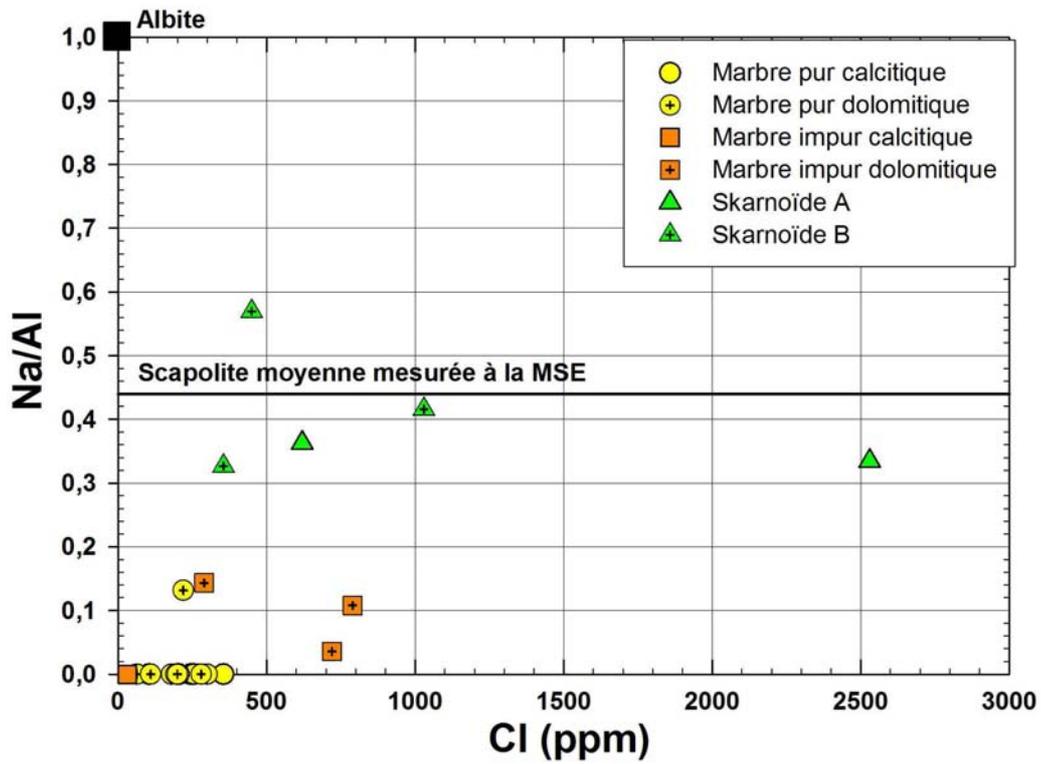


Figure I-34 : Diagramme Cl en fonction du rapport cationique Na/Al pour les marbres et les skarnoïdes du groupe de Lake Harbour.

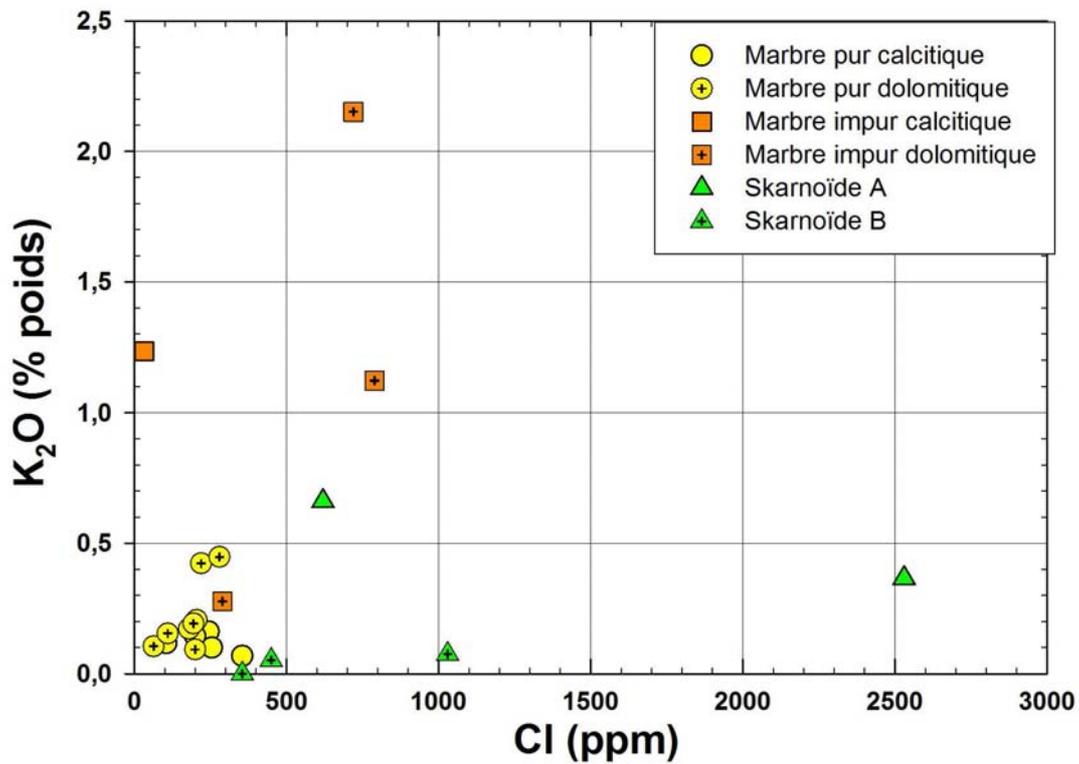


Figure I-35 : Diagramme Cl en fonction de la teneur en K₂O (% poids) pour les marbres et les skarnoïdes du groupe de Lake Harbour.

c. Le Bore dans le groupe de Lake Harbour

Les teneurs en bore sont très hétérogènes allant de 3 à 158 ppm avec une moyenne de 36 ± 44 ppm (Tableau I- 3). Une corrélation entre les teneurs en B et en Cl est observée pour des teneurs en Cl allant de 0 à 800 ppm. Au dessus de cette teneur limite, les roches riches en Cl (1 038 et 2 530 ppm) ont des teneurs en B relativement faibles (18 et 34 ppm respectivement).

La majorité des roches étudiées (65%) ont des rapports cationiques B/Al supérieurs à 0,006 et se situent dans le domaine des environnements de dépôt hypersalin.

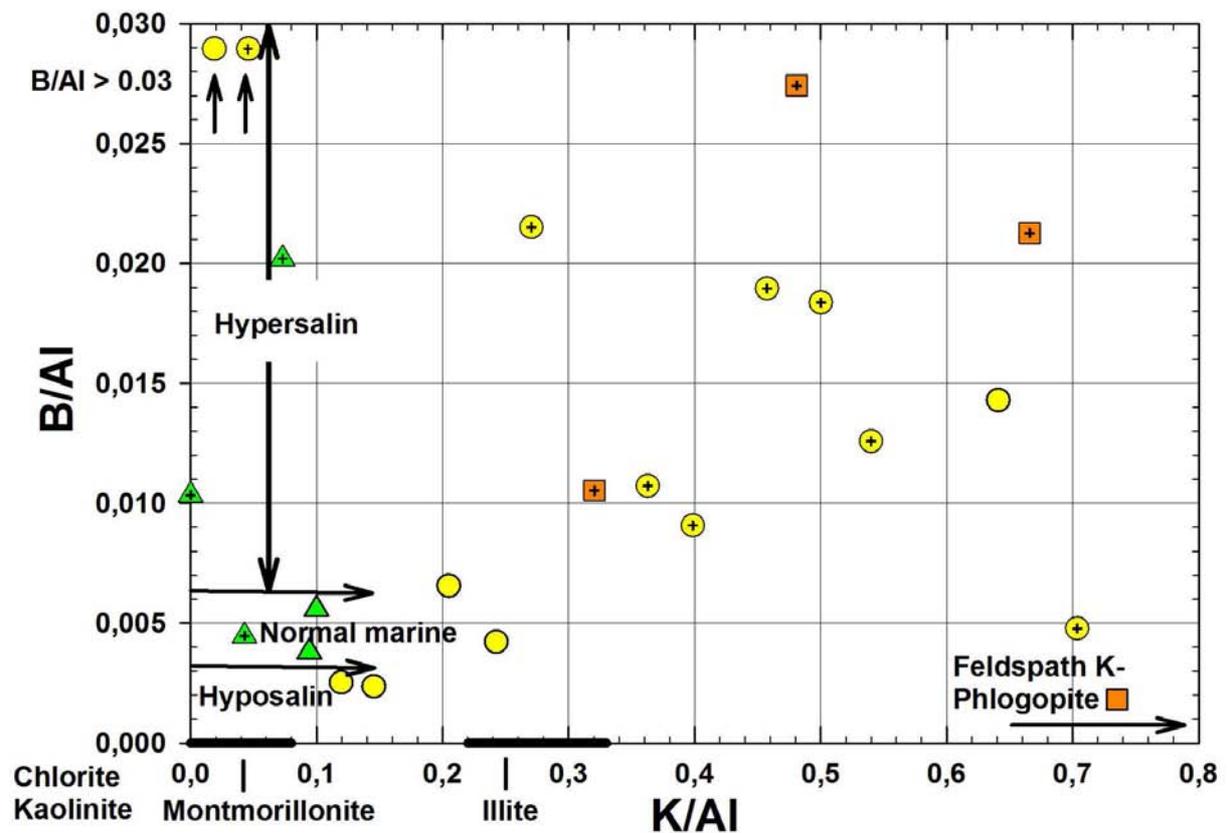


Figure I-36 : Diagramme K/Al en fonction du rapport cationique B/Al pour les marbres et les skarnoïdes du groupe de Lake Harbour (la légende est similaire à celles des figures précédentes).

d. Le Lithium dans le groupe de Lake Harbour

Les teneurs en Li sont relativement faibles allant de 1 à 49 ppm, avec des teneurs plus élevées dans les skarnoïdes comparées aux teneurs dans les marbres (Tableau I- 3). Les teneurs en Li inférieures à 20 ppm pour les marbres purs sont liées à la présence initiale de dolomite dans ces roches. Par contre, pour les skarnoïdes et certains marbres impurs, la présence initiale d'argiles de type montmorillonite et attapulgite est à envisager comme l'indiquent les teneurs en lithium supérieur à 20 ppm pour des fortes teneurs de Mg (Figure I-37).

Le lithium se substitue préférentiellement au magnésium dans les minéraux en particulier dans les argiles magnésiennes et les sépiolites. Par contre, le réseau cristallin de la dolomite permet d'incorporer une teneur maximale de 20 ppm de Li par le biais de la substitution $Mg^{2+}-Li^{2+}$.

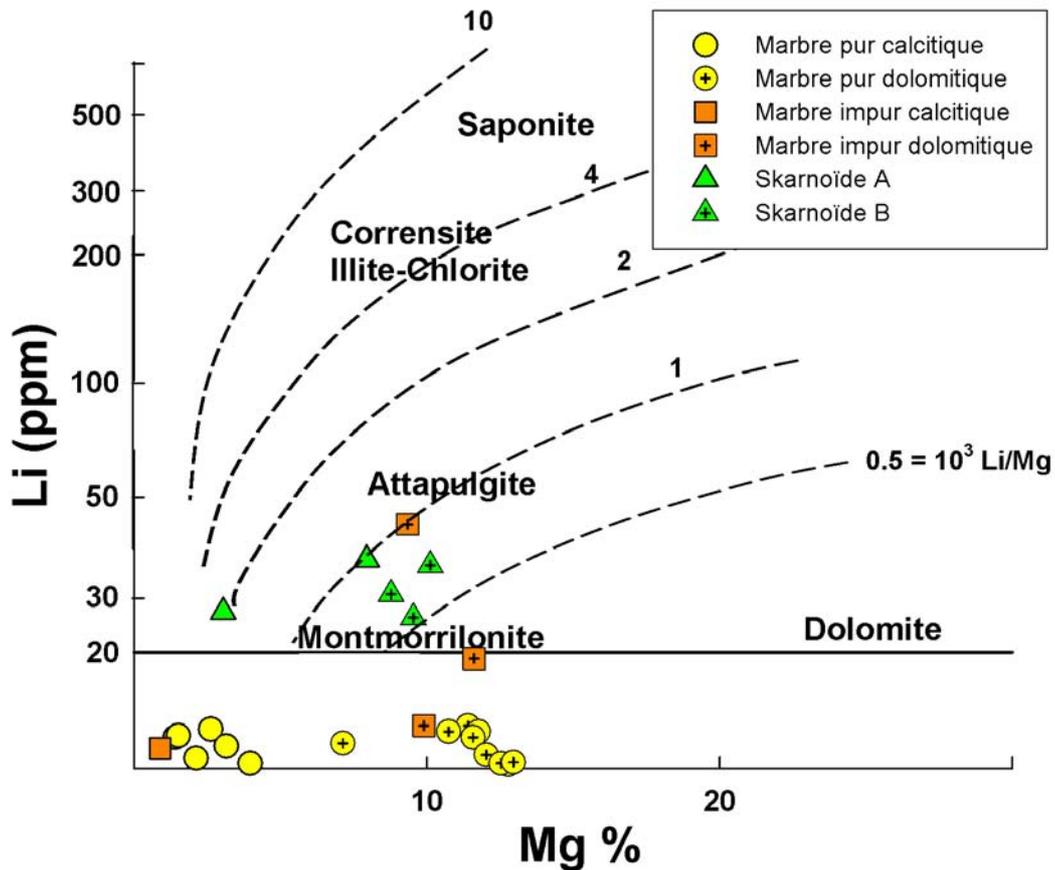


Figure I-37 : Diagramme Mg % poids en fonction de la teneur en Li (ppm) pour les marbres et les skarnoïdes du groupe de Lake Harbour. Les champs des minéraux argileux ont été définis dans Tardy et al. (1972).

e. Le Fluor dans le groupe de Lake Harbour

Les teneurs en F sont très hétérogènes allant de 40 ppm à 3 400 ppm et sont corrélées à la teneur en K₂O de la roche (Tableau I- 3). Les micas contiennent fréquemment des teneurs importantes en halogènes. La teneur en F est majoritairement contrôlée par la proportion de phlogopite pouvant contenir jusqu'à 2 % poids de F (0,97 ± 0,52 % poids) (Partie I.F.2.4.). La fluorite n'a jamais été observée dans ces roches.

3.5.3. La matière organique dans le groupe de Lake Harbour

Du graphite en phase accessoire a été décrit par Verpaelst (2001) dans les paragneiss et les quartzites mais jamais dans les marbres. La présence de graphite dans les marbres et skarnoïdes du GLH sur l'île de Baffin a été décrite par Hogarth & Griffin (1978). La présence de matière organique ou non dans le GLH est une question capitale pour comprendre l'origine des minéralisations dans les marbres et les skarnoïdes.

a. Evidences pétrographiques et géochimiques

L'étude pétrographique a permis de mettre en évidence la présence de billes de matières carbonées pour deux échantillons (9464-11B et CA-08-5A) de marbres dolomitiques. Pour un échantillon, ces billes de matières carbonées sont associées à du graphite. Ces associations seront décrites plus en détail dans la partie II.B.2.3.

La teneur moyenne en C_{org} pour 24 échantillons de marbres et de skarnoïdes est de 0,03% ± 0,06 avec une teneur relativement forte de 0,29 % poids pour l'échantillon CA-08-5A.

b. Evidences isotopiques

L'étude isotopique (Partie I.C.3.3.4.) a démontré que l'évolution observée (décroissance du $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ pour un $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ relativement constant) est un indicateur d'échanges entre des fluides diagénétiques ayant préalablement interagis avec des formations riches en matière organique et la formation du Groupe de Lake Harbour.

c. Conclusions

Il semble donc que le groupe de Lake Harbour contenait originellement de la matière organique comme l'atteste les reliques observées dans ces deux échantillons et les appauvrissements en $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ observés dans ces roches. Cette matière organique a probablement été en grande partie détruite pendant le métamorphisme.

Groupe de Lake Harbour (Majeurs en % poids, Cl, B, Li, F en ppm)											
	Marbre Pur Calcitique		Marbre Pur Dolomitique		Marbre Impur Dolomitique (Di)		Marbre Impur Dolomitique (Ol)		Skarnoïde A		
n=	8 (7)		9 (8)		2 (1)		4 (2)		6 (2)		
	m	ð	m	ð	m	ð	m	ð	m	ð	
SiO ₂	3,10	2,90	2,30	1,23	15,28	5,28	16,96	4,54	47,42	5,52	
Al ₂ O ₃	0,70	0,65	0,51	0,44	2,45	2,14	2,66	0,58	9,63	5,05	
Fe ₂ O ₃	0,85	1,20	0,67	0,34	2,33	2,57	1,18	0,50	2,32	1,25	
MnO	0,02	0,00	0,06	0,05	0,06	0,03	0,06	0,01	0,09	0,09	
MgO	3,78	1,67	20,03	1,19	17,64	2,44	14,63	1,93	8,52	3,44	
CaO	47,03	3,37	30,49	1,24	27,36	2,37	31,66	2,66	17,45	5,90	
Na ₂ O	L.D.	L.D.	0,12	-	0,46	0,54	0,14	0,05	1,64	1,11	
K ₂ O	0,30	0,46	0,22	0,14	0,25	0,03	1,51	0,46	2,37	1,98	
TiO ₂	0,03	0,02	0,02	0,02	0,09	0,09	0,11	0,03	0,38	0,23	
P ₂ O ₅	0,05	0,02	0,04	0,02	0,07	0,00	0,03	0,01	0,12	0,02	
PF	39,32	5,26	44,17	1,53	28,70	10,65	30,22	3,65	6,50	4,69	
Total	95,08	6,73	98,49	1,01	94,70	4,84	99,16	0,46	96,43	1,37	
CO ₂	39,59	4,33	44,92	1,92	36,37	-	25,31	0,94	20,23	17,80	
Corg	0,02	0,02	0,05	0,1	0,01	-	0,04	0,01	0,06	0,01	
Cl	200	105	197	79	290	-	755	49	1575	1351	
Li	8	5	33	38	19	-	25	24	32	6	
B	4	2	4	3	21	-	153	8	60	36	
F	0	0	342	256	550	-	1065	1609	450	255	

	Skarnoïde B		Méta-quartzite		Méta-cinérites		Paragneiss	
n=	4 (3)		1		2		2	
	m	ð	m	ð	m	ð	m	ð
SiO ₂	46,09	3,21	70,90	-	59,30	5,21	68,4	5,94
Al ₂ O ₃	0,97	0,63	12,13	-	16,23	1,38	14,4	1,96
Fe ₂ O ₃	0,75	0,06	1,28	-	4,37	1,43	4,7	1,76
MnO	0,03	0,01	0,00	-	0,02	0,01	0,04	0,01
MgO	15,77	0,92	3,11	-	2,94	1,29	1,7	0,59
CaO	21,29	1,71	3,00	-	3,21	1,44	1,31	0,47
Na ₂ O	0,29	0,15	0,38	-	1,68	1,16	3,41	0,9
K ₂ O	0,06	0,01	6,32	-	9,28	2,37	3,65	0,03
TiO ₂	0,03	0,01	0,21	-	0,73	0,03	0,55	0,1
P ₂ O ₅	0,06	0,02	0,07	-	0,15	0,03	0,09	0,04
PF	6,08	0,86	2,03	-	1,23	0,93	1,12	0,36
Total	91,36	4,37	99,42	-	99,14	0,40	99,3	0,19
CO ₂	5,74	0,39	-	-	-	-	-	-
Corg	0,03	0,02	-	-	-	-	-	-
Cl	612	365	-	-	-	-	-	-
Li	30	5	-	-	-	-	-	-
B	22	10	-	-	-	-	-	-
F	137	31	-	-	-	-	-	-

Tableau I- 3 : Analyse roche totale par ICP-MS des différentes lithologies du GLH. Entre parenthèses est indiqué le nombre d'analyses effectuées sur le CO₂, Corg, Cl, B, Li, F.

4. Conclusions

Deux grands ensembles lithologiques, l'un archéen et l'autre paléoprotérozoïque ont été décrits pour le district de Cage.

Le premier ensemble est un complexe archéen remobilisé au Paléoprotérozoïque composé de gneiss granitiques et tonalitiques.

Le deuxième ensemble est la couverture métasédimentaire paléoprotérozoïque du Lake Harbour composée de deux groupes de roches:

(i) les paragneiss à intercalations de calc-gneiss et de quartzites qui forment la base de séries et les volumes de roches les plus importants. Ces roches sont composées principalement de feldspath potassique accompagné par de la biotite, du quartz et de rares plagioclases (Figure I-20A).

(ii) les marbres qui reposent originellement sur les paragneiss dans la série du GLH.

Les marbres sont, après les paragneiss, les roches les plus abondantes du district que l'on peut subdiviser en 3 familles : les marbres calcitiques purs, les marbres dolomitiques purs et les marbres dolomitique impurs. Les marbres magnésiens sont les plus impurs avec la présence de minéraux silicatés, tels que le phlogopite, l'olivine, le diopside, le feldspath potassique, des amphiboles et de rare scapolite.

Intercalées dans les marbres, on retrouve le plus souvent des roches à dominante calcosilicatée, tels que les skarnoïdes et les GASC (Figure I-22A), sous forme de boudins. Les skarnoïdes sont divisés en deux groupes :

(i) le premier (skarnoïde A) représenté par des boudins de roches riches en diopside, amphibole, scapolite, et phlogopite associés à des carbonates, qui sont concordants à la foliation des marbres (Figure I-19A).

(ii) le deuxième (skarnoïde B) représenté par des roches à tendance monominérale (diopsidite), fortement marqué par l'altération rétrograde et discordant sur la foliation (Figure I-19B). Ces dernières sont peu abondantes à l'échelle du district.

Des niveaux plus rares de quartzites, phlogopitites et méta-cinérites mais aussi de conglomérat sont intercalés dans les marbres et les skarnoïdes.

A partir de l'étude détaillée du groupe de Lake Harbour, on peut proposer un environnement de dépôt sédimentaire pour ces roches :

(i) Le protolithe des paragneiss était une séquence silico-clastique de plateforme déposée probablement en présence de matière organique.

(ii) La série des marbres marqueraient le passage vers des dépôts de type plateforme carbonatée. L'environnement de dépôts de cette série en particulier des marbres magnésiens impurs et des skarnoïdes A (et des GASC) pourrait être une sebkha avec des sédiments de type marnes magnésiennes sableuses en présence d'évaporites et de sulfates. Par contre, la présence de niveaux de méta-cinérites et les rapports K/Al élevés dans les marbres impurs attestent d'un volcanisme (distal) pénécontemporains de la sédimentation. Une partie des impuretés dans les sédiments pourraient être liée au dépôt d'anciennes cendres volcaniques.

Les marbres magnésiens se développent plutôt en bancs et pourraient correspondre à une dolomitisation plutôt primaire. Dans ce type d'environnement souvent anoxique, la matière organique apportée par le continent est préférentiellement préservée.

La présence d'évaporites intercalées dans le groupe de Lake Harbour est avérée comme l'indique tout particulièrement les fortes teneurs en Cl, Na, B, et F dans les skarnoïdes (et en moindre proportion dans les marbres), la présence de la scapolite, et la présence de lazurite dans le groupe de Lake Harbour sur l'île de Baffin.

D. Analyse structurale

La S_1 bouge régionalement entre N15 et N160°E, parfois sur de très courtes distances (quelques dizaines de mètres : exemple de Davis Inlet Nord), notamment (mais pas exclusivement) à cause de l'événement D_4 (Partie I.D.3). Il en va de même pour l'orientation de structures antérieures à ces rotations de S_1 . Dans la suite, nous nous ramènerons toujours à une orientation de référence de S_1 à N130°E.

Les résultats de cette étude sont basés sur la campagne 2009 (du 24-30 août) et s'appuient sur la carte au 1/50000 d'Areva Québec (Areva, 2008) et sur les cartes détaillées réalisées par Bonnetti (2008) pour Davis Inlet, Le Hebel (2008) pour Cage Indiciel, et Beaucamp (non publié) pour le secteur dit de « l'œil ». Par rapport aux travaux antérieurs, nous apportons d'importantes modifications, en ce qui concerne le nombre de phases de plissement et l'importance des événements décrochants (Tableau I- 4).

1. E1

Les plis P_1 sont synschisteux et il n'existe pas de traces de structures antérieures (Feybesse, 2008). L'importance des plis P_1 est difficile à estimer en relation avec :

(i) la rareté apparente des P_1 qui sont principalement marqués par des plis décimétriques dans les niveaux de quartzites dans les paragneiss (Figure I-38C).

(ii) l'absence fréquente de niveaux repères dans les marbres où l'on observe néanmoins assez souvent des plis P_1 décimétriques à décamétriques (Figure I-38A-B-D-E).

La carte détaillée de l'œil (Figure I-39) suggère qu'il pourrait exister des plis P_1 d'ordre encore supérieur.

En toute rigueur, ces plis étaient sans doute associés à une tectonique en nappes (Goulet & Ciesielki, 1990), on peut exclure que la pile décrite précédemment (Partie I.C) soit uniquement la pile lithotectonique post D_1 . Néanmoins la succession apparente Archéen-sédiments silicoclastiques-plateforme carbonatée fait sens et pourrait être primaire. Cette discussion sera reprise plus tard (Partie III.G).

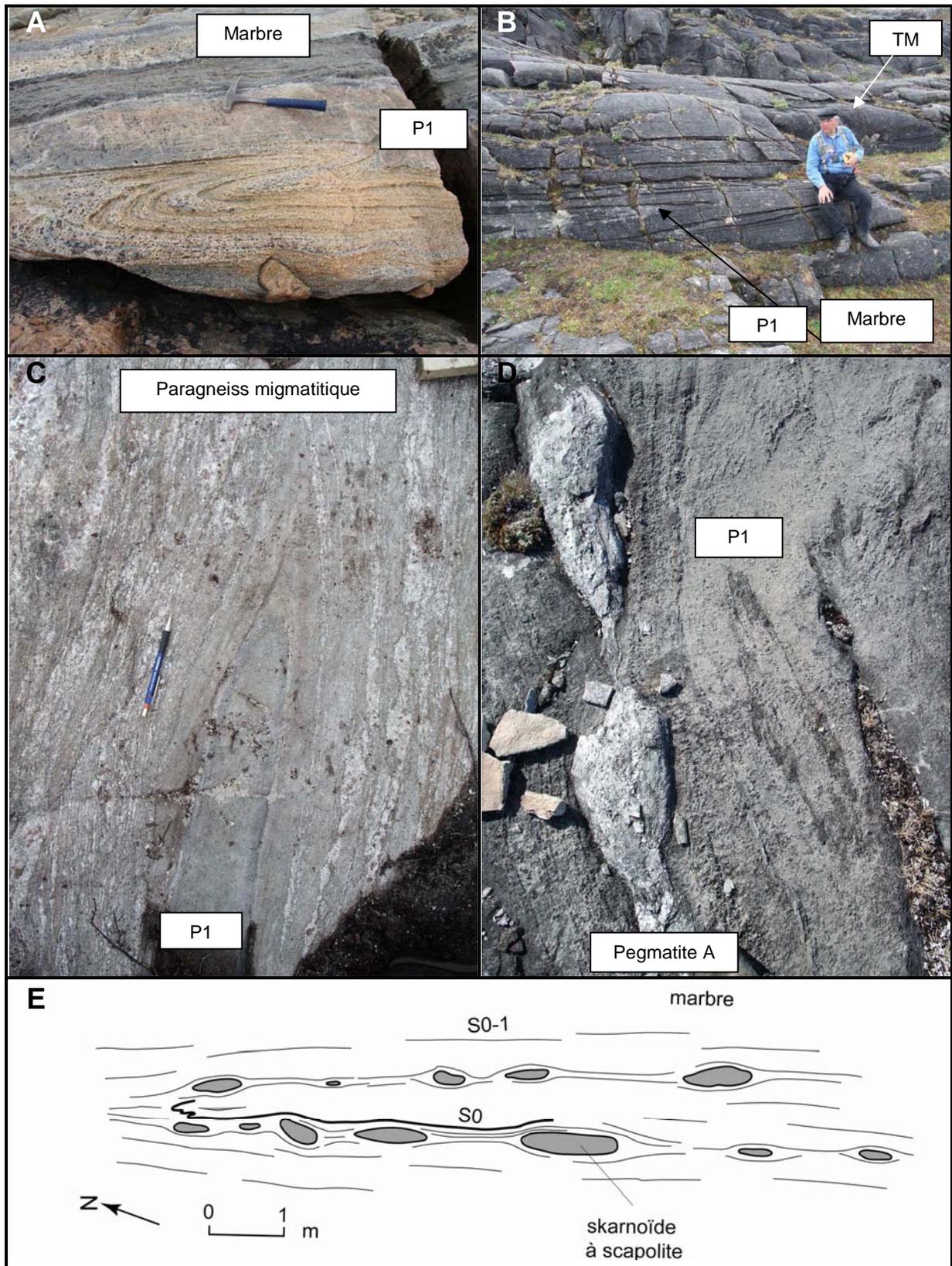


Figure I-38 : A. Plis P_1 dans les marbres, *Davis Inlet* B. Plis P_1 dans les marbres dolomitiques avec tonton Marignac (TM) pour l'échelle, *Indice Bocamp* C. Plis P_1 dans les paragneiss migmatitiques, *Base de Vie* D. Plis P_1 subhorizontaux associés à une pegmatite A, *Cage F* E. Boudins de skarnoïde A plissés P_1 dans le S_{0-1} des marbres, *Alcatrage*.

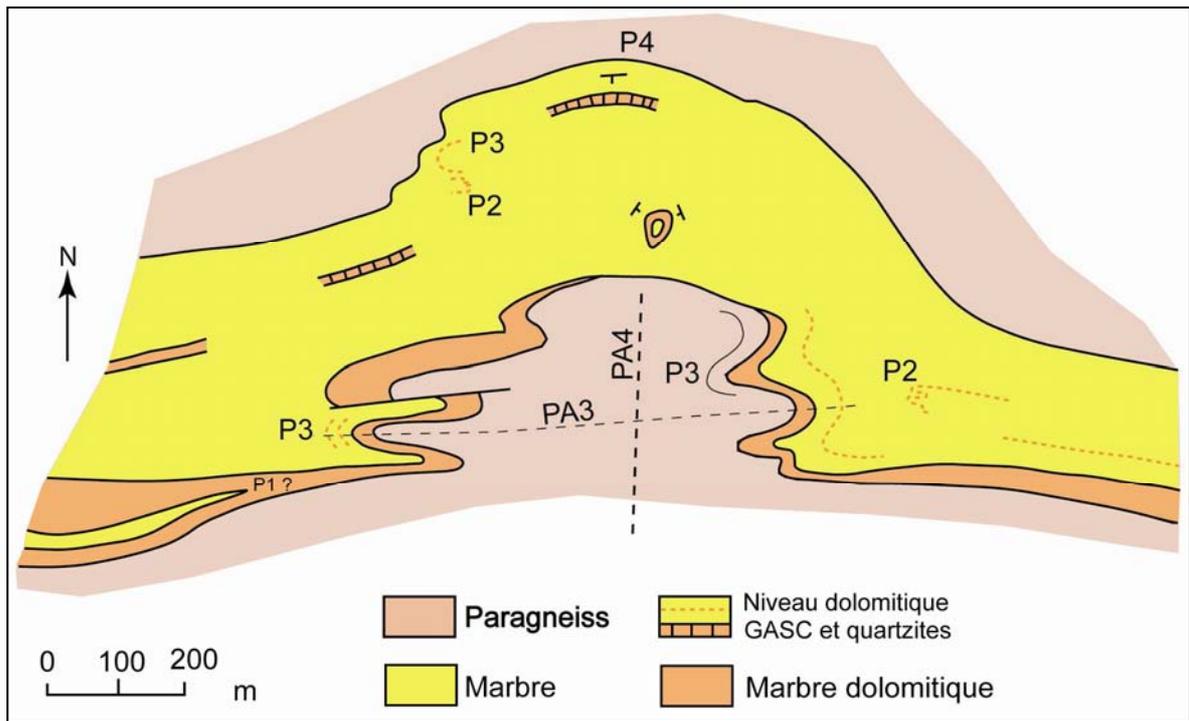


Figure I-39 : Carte détaillée du dispositif de l'Oeil (Beucamp, 2009).

2. E2

Cet événement est l'épisode en transpression accompagné par la fusion partielle de la pile défini par Feybesse (2008) et Goulet & Ciesielski (1990). Cet événement se décompose clairement en :

2.1. D_2 -a (syn-migmatisation)

2.1.1. Dans les marbres

A l'échelle de l'affleurement, on observe très souvent une génération de plis P_2 métriques à décamétriques qui sont :

- (i) marqués par un enroulement de P_1 - S_1
- (ii) marqués par une schistosité propre S_2 (souvent effacée par le recuit)
- (iii) déversés au NE
- (iv) repris par P_3 (Partie I.D.2.3)

Ces plis P2 semblent correspondre à ce qui a été décrit comme plis d'entraînement des cisaillements par Flotté (2007) et Feybesse (2008).

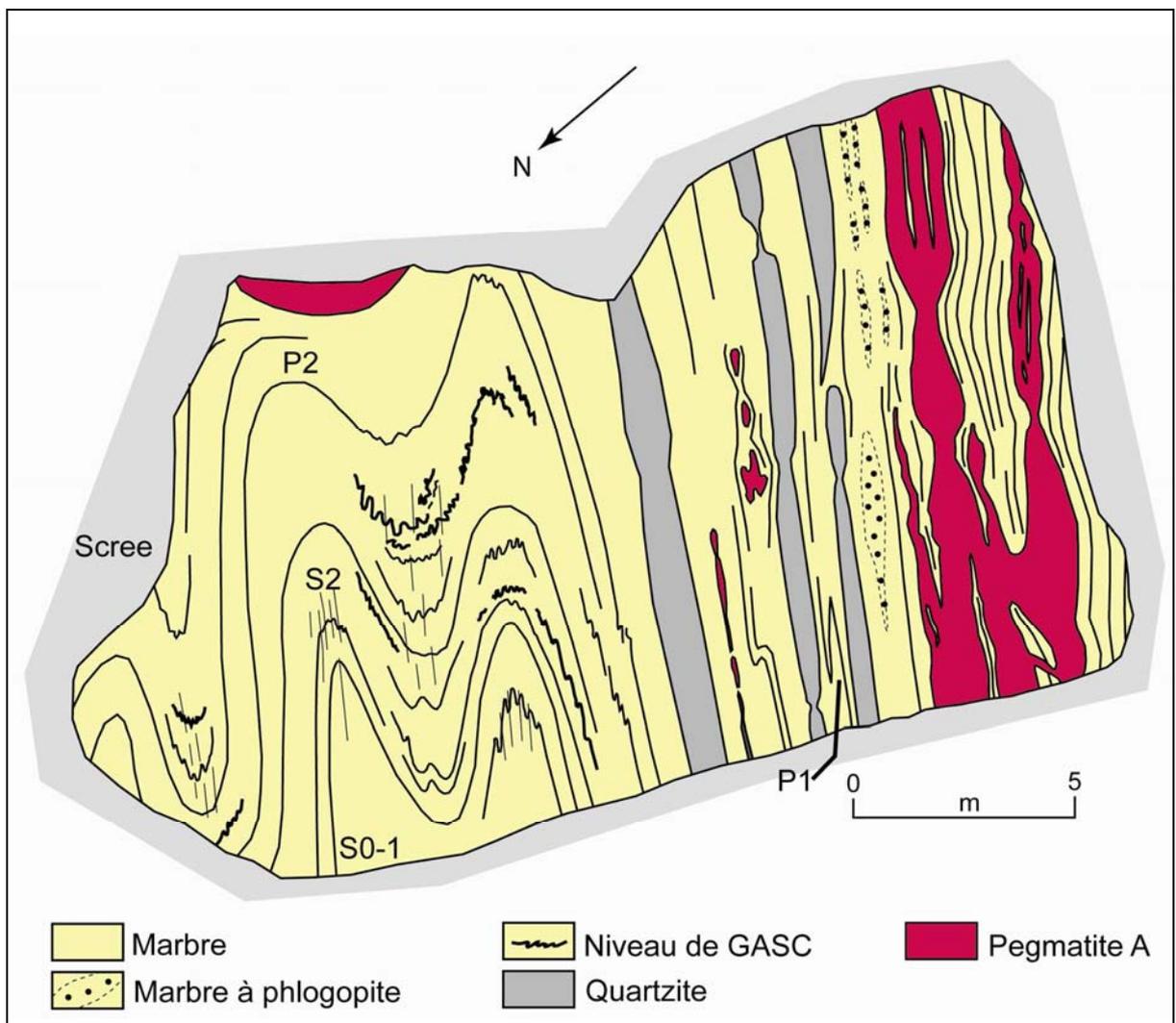


Figure I- 40: Pli décimétriques P₂, décapage de Cage F.

2.1.2. Dans les paragneiss

Les paragneiss ne montrent habituellement qu'une foliation pratiquement confondue avec la lithologie (S₀ marquée par les quartzites) et le long de laquelle s'expriment les leucosomes souvent à grenats (« migmatisation lits par lits »).

Cependant, sur des surfaces bien polies, et en des points d'observations privilégiés (qui correspondent sans doute à des têtes de plis mégascopiques P₂), on peut observer :

(i) la transposition de S_1 par une surface S_2 , selon un dispositif en « macrolithons » (Figure I-41D)

(ii) l'injection de certains leucosomes à grenat ou de granite à grain fins dans le plan axial des P_2 (S_2M) (Figure I-41A-B-C)

La foliation des paragneiss est donc en fait une S_{1-2} qui accompagne la migmatisation (S_2M). Cet épisode de déformation est identique à la déformation D_2 qui affecte les marbres, comme le prouve l'observation à Davis Inlet de plis P_2 décamétriques, à enveloppes de marbre et cœurs de paragneiss, admettant S_2M comme plan axial (Figure I-42)

2.1.3. Existence de macrostructures

Les plus grandes structures D_2 cartographiables dans les marbres sont d'ordre au plus hectométriques (Figure I-6 & Figure I-39). Là où le passage paragneiss-marbres se fait en continu (par exemple, au sud de Cage F), la coupe géologique (Figure I-43) indique un flanc D_2 à vergence NE. Tout suggère que D_2 a été responsable d'un froissement à vergence NE de la structure héritée de D_1 , des replis au plus hectométriques (encore que les bandes de marbre au sein des paragneiss au NE de la grande synforme de Cage puissent être interprétés comme de synformes P_2 kilométriques).

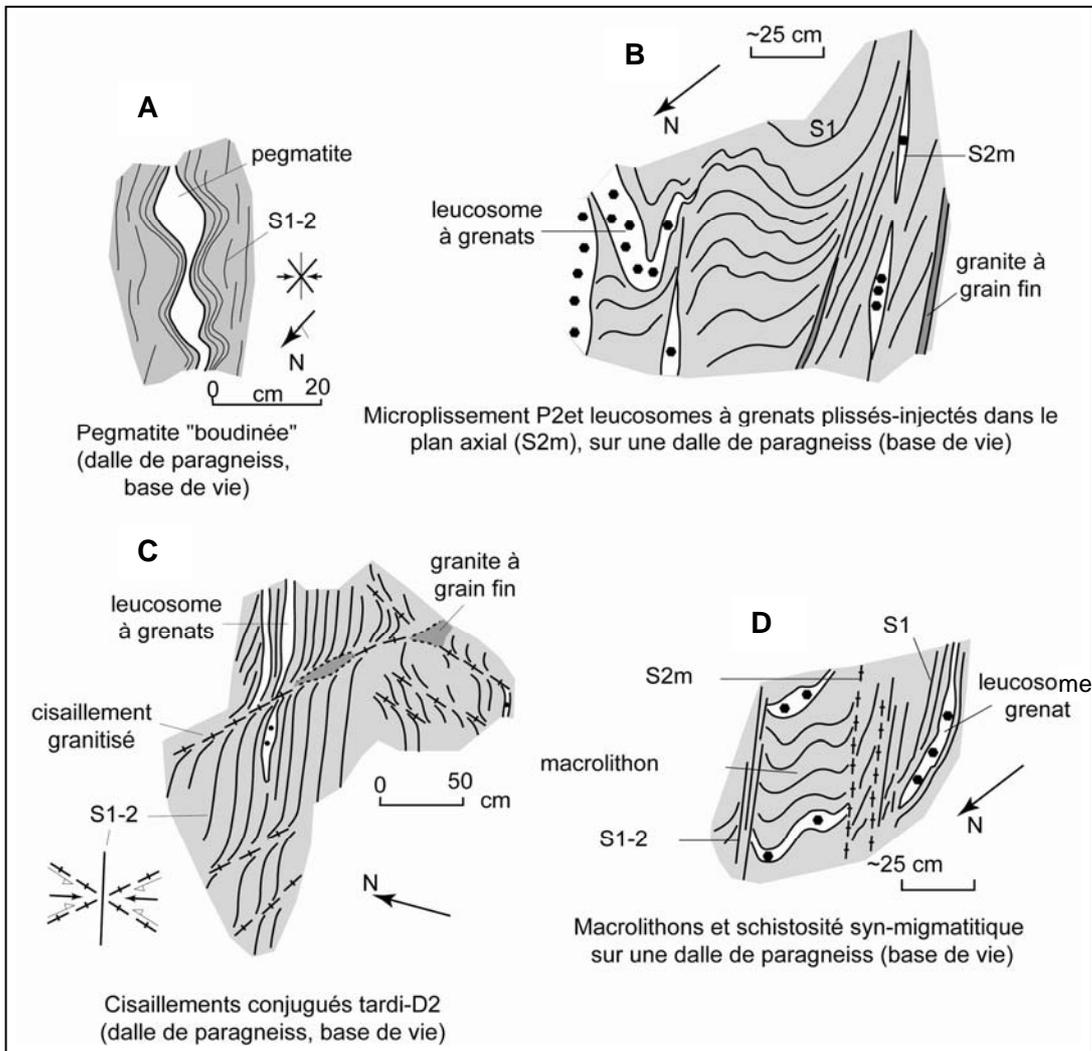


Figure I-41 : Différentes manifestations de D₂ dans les paragneiss migmatitiques

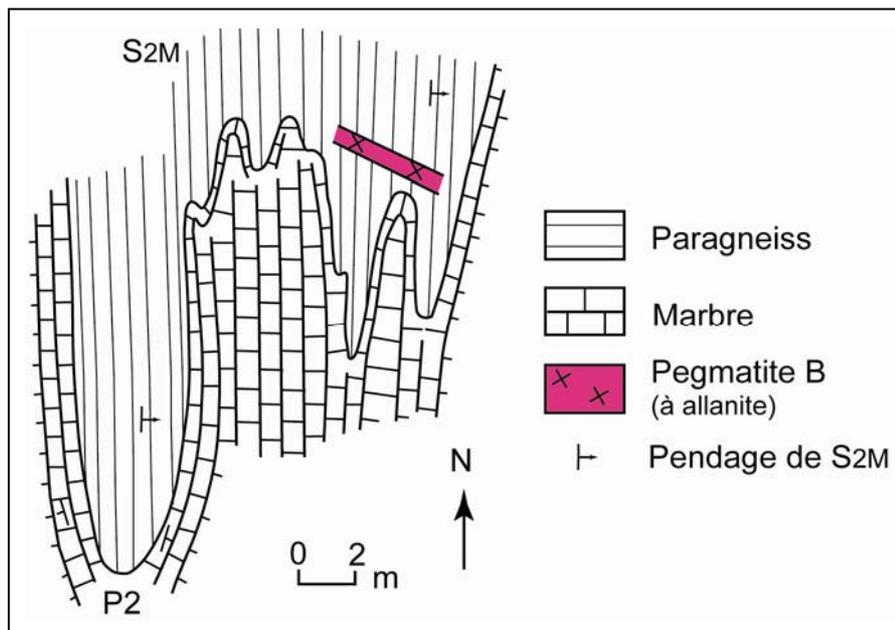


Figure I-42: Plis P₂ décamétriques à enveloppes de marbres et cœur de paragneiss, *Davis Inlet*.

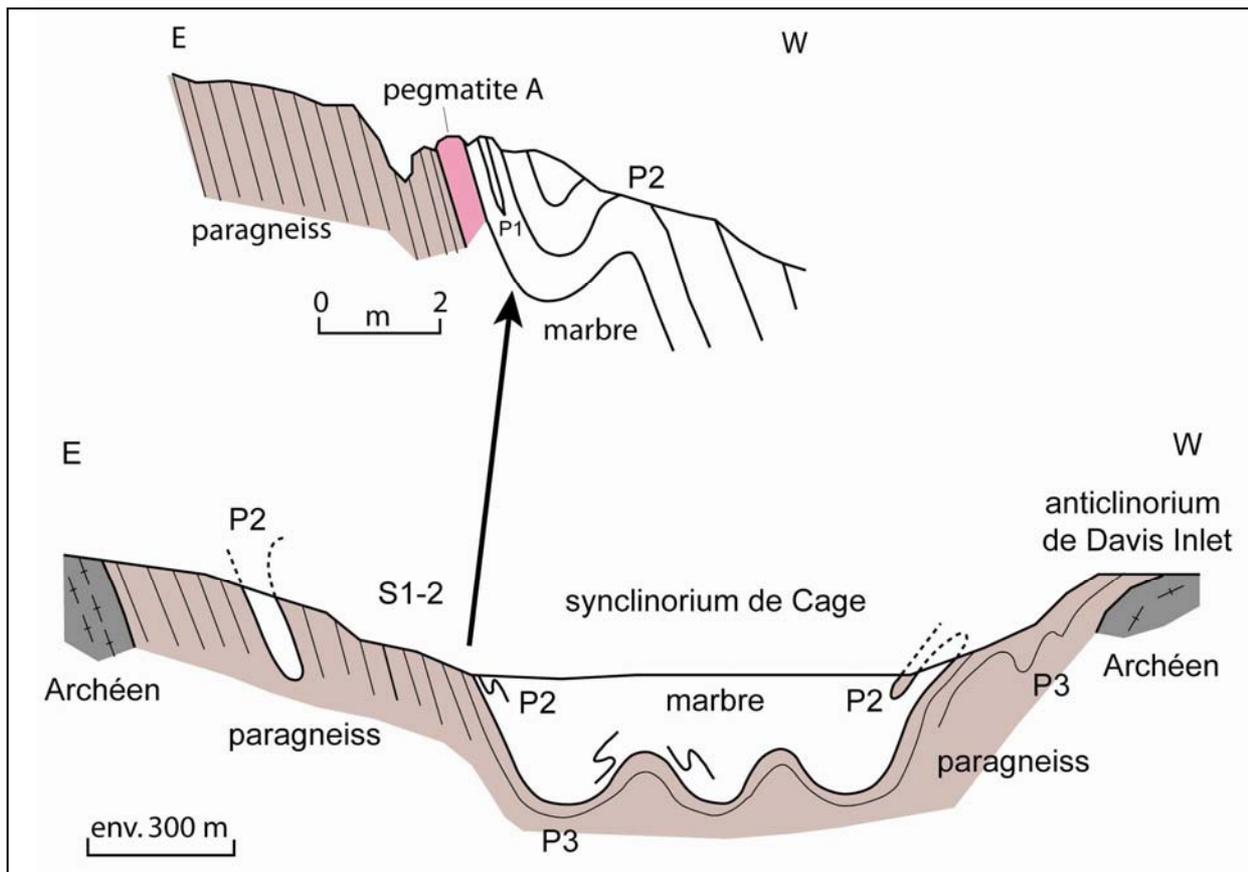


Figure I-43 : Coupe interprétative demi-schématique du synclinorium de Cage.

2.2. D_2 -b (tardi-migmatiation)

Il est à noter la présence systématique dans les paragneiss de cisaillements ductiles conjugués en décrochements qui acceptent S_2 comme plan de symétrie et mobilisent les liquides granitiques (avec ou sans grenat) ce qui implique qu'il existe des leucogranites ou des liquides filtrés (Figure I-41B).

Cet événement est marqué dans les paragneiss par le boudinage asymétrique de lits granitiques mobilisés et/ou de pegmatite qui ont la même interprétation. Les pegmatites syn- D_2 intrusives dans les marbres montrent le même style de boudinage (Figure I-38D).

Cependant, ce stade de raccourcissement apparent $N40$, comme D_2 -a, a un caractère transpressif, comme le suggère la plus grande fréquence de la famille dextre dans de nombreux secteurs, comme par exemple, le long du contact paragneiss-marbre au sud de Cage F.

Sur ce critère, appuyé sur l'existence des plis P_2 , a été introduit la notion de décrochement majeur décrit par Flotté (2007) et Feybesse (2008). Si la réalité de

décrochements cartographiables n'est pas niée (Figure I-6), il s'en faut de beaucoup pour que l'événement E2 dans l'ensemble s'y résume.

On retrouve ces cisaillements dans les marbres avec la même prédominance de la famille dextre.

2.3. D_3

Une famille de plis droits (P_3) enrôle clairement la génération des plis P_2 (y compris les pegmatites précoces déformées par ces mêmes plis), de même que les décrochements tardi-schistosité (Figure I-39). Ces plis ne développent pas de schistosité. Cette phase, dont les axes sont co-axiaux aux axes P_2 est responsable de la structuration de la région de Cage en antiformes et synformes (pluri-kilométriques).

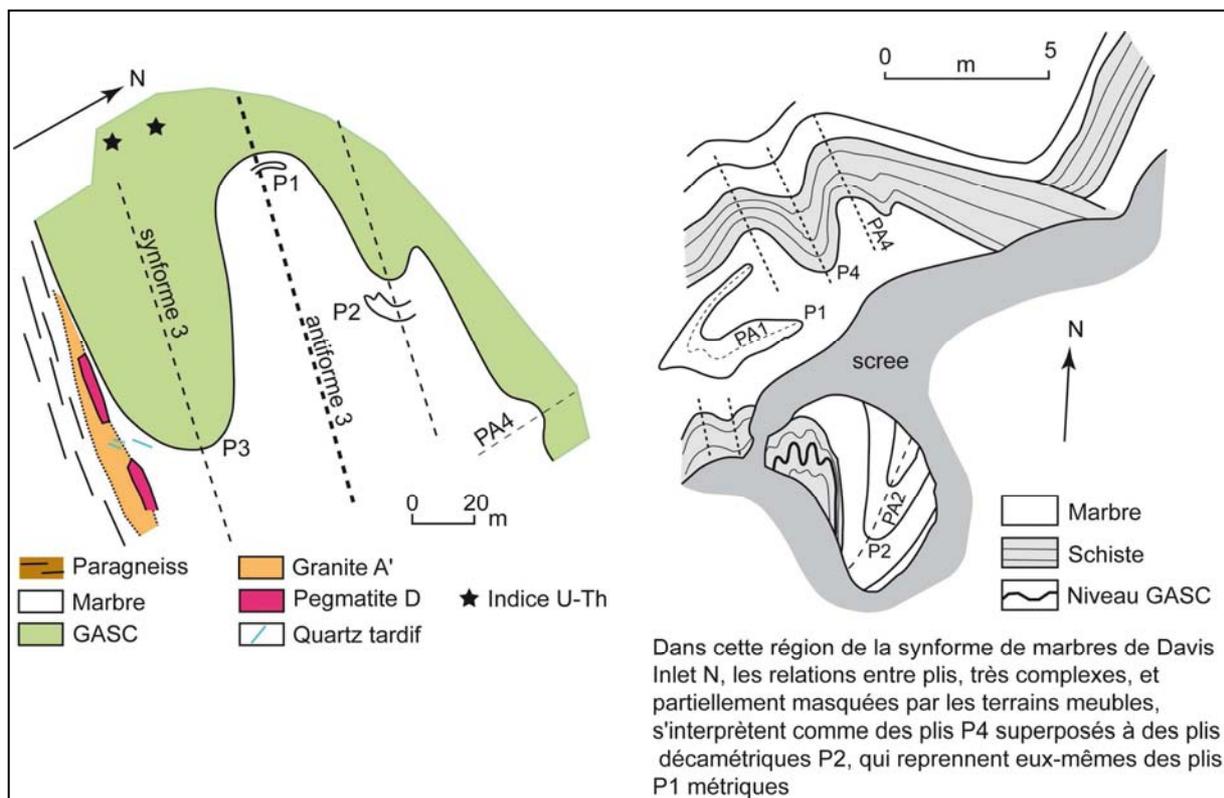


Figure I- 44 : Carte de la synforme de l'indice Bocamp.

3. E3 (D_4)

Une dernière génération de plis droits régionaux (P_4) se caractérise par des plans axiaux sub-orthogonaux à la foliation régionale S_1 . Ces plis replissent toutes les structures antérieures, y compris les P_3 . Ces plis se manifestent de l'échelle métrique jusqu'à l'échelle kilométrique : dans le secteur de l'œil, cet événement est responsable du dispositif

cartographique ainsi nommé (antiforme P_4 affectant les axes P_3), et dans les secteurs de Davis Inlet, où ces plis sont d'ordre métriques à décamétriques. Ils sont extrêmement fréquents, et ce sont eux qui sont responsables du redressement des axes des plis (P_n $n < 4$) jusqu'à des valeurs proches de la verticale. Ce fait a largement contribué à l'interprétation obtenue dans les travaux antérieurs des plis P_2 (et P_3 , confondus..) comme plis associés à des décrochements.

Evé.	Phase de déformation	Objets	Directions de raccourcissement	Magmatisme
E1	D ₁	P ₁ , S ₁ N130 couchés	N40	
E2	D _{2a}	P ₂ , S ₂ N130 déversés NE	N40	Peg A Peg A' Granite A'
	D _{2b}	Décrochements	N40	
	D ₃	P ₃ N130 droits	N40	Peg B
E3	D ₄	P ₄ N40 droits	N100-N80	Peg C
	D ₅	C ₅ N130	N20-40	Peg D
	D ₆	C ₆ N60-40	N0-170	Hydrothermalisme
	D ₇	Faille normale	Variable	Hydrothermalisme

Tableau I- 4: Récapitulatif des événements tectono-métamorphiques du district de Cage.

E. Magmatisme

1. Migmatisation et formation des leucosomes

1.1. Gisements

Les leucosomes se développent dans les paragneiss et se manifestent par des lits de quelques millimètres jusqu'à la dizaine de centimètres d'épaisseur. Par la suite, les premiers liquides produits se mettent en place sous la forme de « lits » granitiques boudinés et de pegmatites à grenats elles aussi boudinées.

1.2. Pétrographie

Ces leucosomes sont de composition quartzofeldspathique marquée par l'abondance du quartz et du feldspath potassique associés à quelques plagioclases (Figure I-45A-B). Le quartz xénomorphe (70%) majoritaire se présente sous la forme de petits cristaux (200 à 500 μm) à extinction ondulante. Les cristaux de quartz sont préférentiellement localisés dans des couloirs de déformation marqués par la réduction de la taille des grains. Les feldspaths potassiques se présentent sous la forme de cristaux de microcline et d'orthose perthitique xénomorphes et plurimillimétriques. Le plagioclase, très rare, forme de petits cristaux (200 à 500 μm) à macle polysynthétique typique.

Dans ces roches, le grenat est la restite de la fusion incongrue des biotites : lorsque le grenat est présent, la biotite est absente ou partiellement dissoute. Le grenat est de type almandin et se manifeste par des cristaux subautomorphes (1 à 5 mm) craquelés, à nombreuses inclusions de quartz. Lorsque le grenat est présent, la biotite est absente ou partiellement dissoute. Lorsque le grenat est absent, la biotite se présente sous la forme de lamelles (500 à 1000 μm), partiellement chloritisées, et altérées plus rarement par de la muscovite rétrograde. De petites fibres (50 à 300 μm) de sillimanite moulent les cristaux de grenat et marquent la schistosité de la roche (Figure I-45C-D). Les principaux minéraux accessoires dans les leucosomes sont les apatites et les zircons.

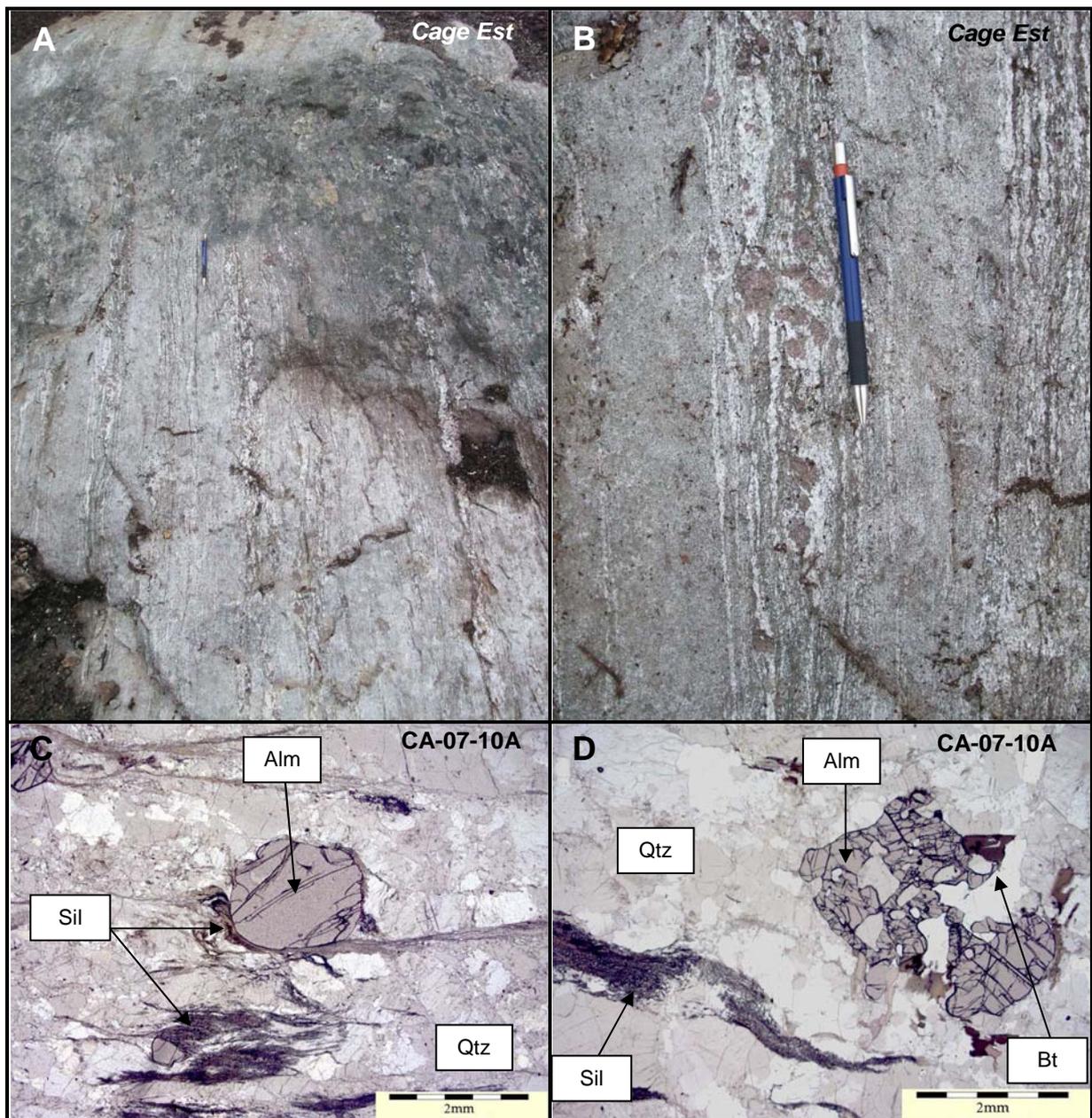


Figure I-45 : Paragneiss à mobilisats leucocrates quartzofeldspathiques à grenats, *Cage Est*, B. Détail de la photographie A C. Grenat (Alm) moulé par de la sillimanite (Sil) dans une matrice quartzofeldspathique. D. Grenat (Alm) associé à de la sillimanite (Sil) au contact avec de la biotite (Bt) déstabilisée.

1.3. Géochimie

1.3.1. Majeurs

Les leucosomes (n=3) ont une composition proche du pôle granitique de référence (Debon & Lefort, 1983) avec des teneurs moyennes en SiO₂ de 73,58 ± 1,59 % poids, en Al₂O₃ de 15,13 ± 0,35 % poids, pour des paramètres moyens P de -67 ± 12 et Q de 195 ± 21 (Figure I-72). Les leucosomes ont un faible indice de peraluminosité avec un paramètre A moyen de 62 ± 20 et un faible paramètre B moyen de 19 ± 15 indiquant une faible proportion de minéraux mafiques (Mg # de 0,15 à 0,37) (Figure I-71). Les teneurs en Fe₂O₃ et en MnO sont relativement faibles 0,49 et 0,55 % poids, 0,02 et 0,03 % poids mais plus fortes pour l'échantillon CA-07-10A (2,51 et 0,48 % poids respectivement) liées à la présence importante du grenat. Les fortes teneurs en K₂O (3,58 ± 0,25 % poids) et en Na₂O (3,94 ± 0,4 % poids), sont contrôlées par la présence du feldspath potassique et de l'albite. Les teneurs en CaO sont relativement fortes pour un leucosome (0,88 ± 0,16 % poids).

1.3.2. Traces

Les leucosomes sont dans l'ensemble relativement riches en Rb (146 ± 10 ppm) contenu dans les feldspaths, et pauvre en Ba (60 ± 12 ppm).

Deux échantillons de leucosomes (CA-07-9A et CA-07-9C) sont relativement pauvres en Nb (de 3 à 4 ppm), en Ta (0 ppm) et en Zr (48 et 38 ppm). Ils sont légèrement enrichis en U (8 et 15 ppm), en Th (5 et 8 ppm) avec un rapport Th/U de 0,66 et 0,50 et en Y (16 et 32 ppm) (Figure I-73).

Un échantillon (CA-07-10A) présente des valeurs anormales en Nb (39 ppm) et Ta (7 ppm) corrélés aux fortes teneurs en U et Th (84 et 67 ppm) avec un rapport Th/U de 0,8 en probable relation avec la présence de bétafite. Cet échantillon est aussi enrichi en Y (49 ppm) et Zr (281 ppm).

1.3.3. ETR

Les spectres ETR (Figure I-45) des échantillons CA-07-9C et CA-07-9A montrent de faibles fractionnements globaux avec des spectres en ailes de mouette ($La_n/Lu_n = 1,61$ et $2,17$) et des anomalies en Eu moyennes ($Eu/Eu^* = 0,56$ et $0,53$ respectivement). Ces deux leucosomes sont très pauvres en terres rares totales ($\Sigma ETR = 48$ et 31 ppm), alors que l'échantillon CA-07-10A est légèrement enrichi ($\Sigma ETR=114$ ppm). Le fractionnement global est aussi faible pour cet échantillon ($La_n/Lu_n = 2,38$) avec une forme de cuvette centrée sur

les terres rares lourdes (Ho et Er). L'anomalie en Eu est par contre extrêmement marquée ($Eu/Eu^* = 0,03$).

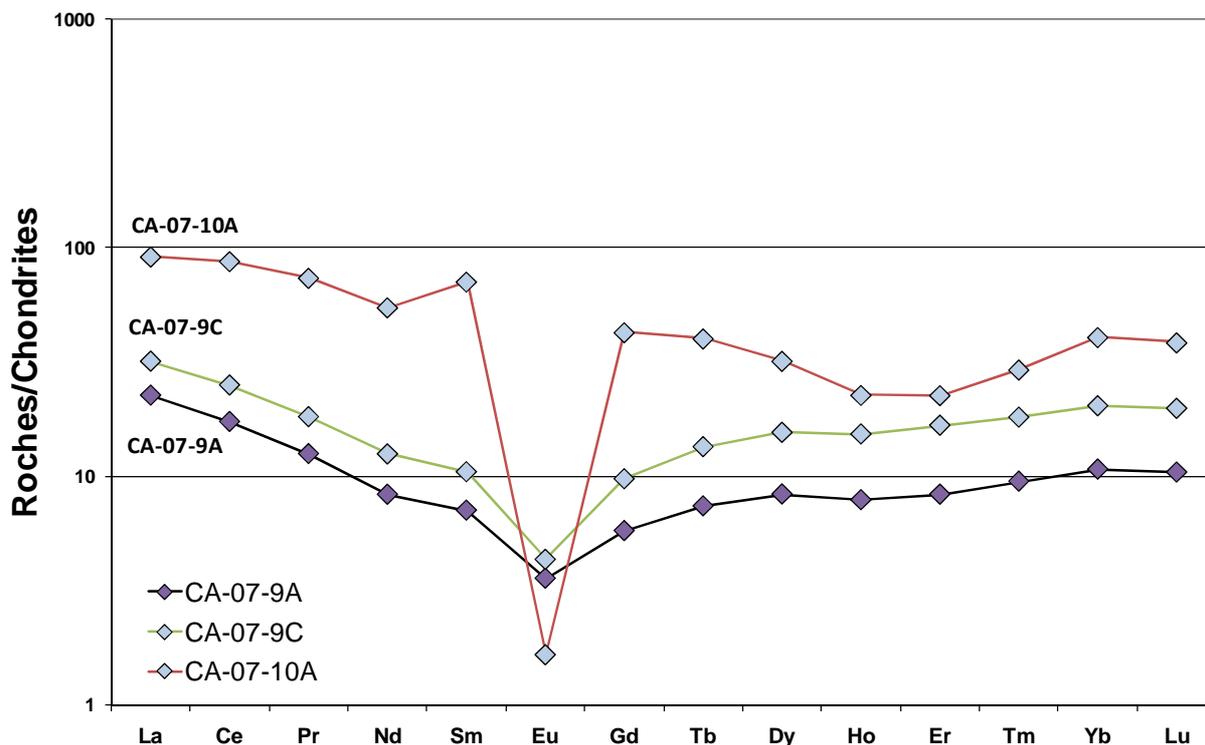


Figure I-46 : Spectre ETR normalisé aux chondrites des leucosomes à grenat.

1.4. Datations

Les zircons des leucosomes ont été analysés à la microsonde ionique CAMECA IMS 1270 au CRPG (Annexes B.4.1) afin de dater précisément la migmatitisation.

1.4.1. Datation de la migmatitisation

Deux types de cristaux de zircons ont été observés pour l'échantillon CA-07-10A, des cristaux automorphes aplatis de petite taille 50 à 150 μm et des cristaux trapus de 100 à 150 μm . Ces cristaux sont non zonés et ne possèdent pas de cœur hérité (Annexes B.4.2).

L'âge obtenu de 1826 ± 6 Ma est très bien défini par un ensemble de points concordants avec un MSDW faible de 7,8 (Figure I-47).

1.4.2. Datation de la source

Par contre, pour l'échantillon CA-07-9C, les cristaux de zircons sont automorphes (100 à 150 μm) et sont marqués par la présence systématique de cœurs hérités. La datation

des cœurs hérités permet d'estimer l'âge de la source ou les sources du protolithe à l'origine des leucosomes.

Les âges $Pb_{207/206}$ mesurés pour les cœurs (Figure I-48) indiquent deux sources principales avec un âge compris entre 2000 et 2100 Ma (n=3) pour la plus jeune et un âge archéen compris entre 2500 et 2600 Ma (n=3) pour la plus ancienne.

1.5. Conclusion

L'âge de la migmatisation à 1826 ± 6 Ma ainsi obtenu est cohérent avec le pic de métamorphisme de l'orogène à Torngat 1820-1810 Ma (Partie I.A.4.). L'âge du protolithe est inférieur à 2 Ga ce qui permet de dater indirectement les paragneiss. Les paragneiss ont de plus des âges archéens hérités donnant une information sur les sources du Lake Harbour.

Ces leucosomes sont déjà évolués (partiellement extraits) en particulier pour l'échantillon CA-07-10A qui est enrichi en ETR.

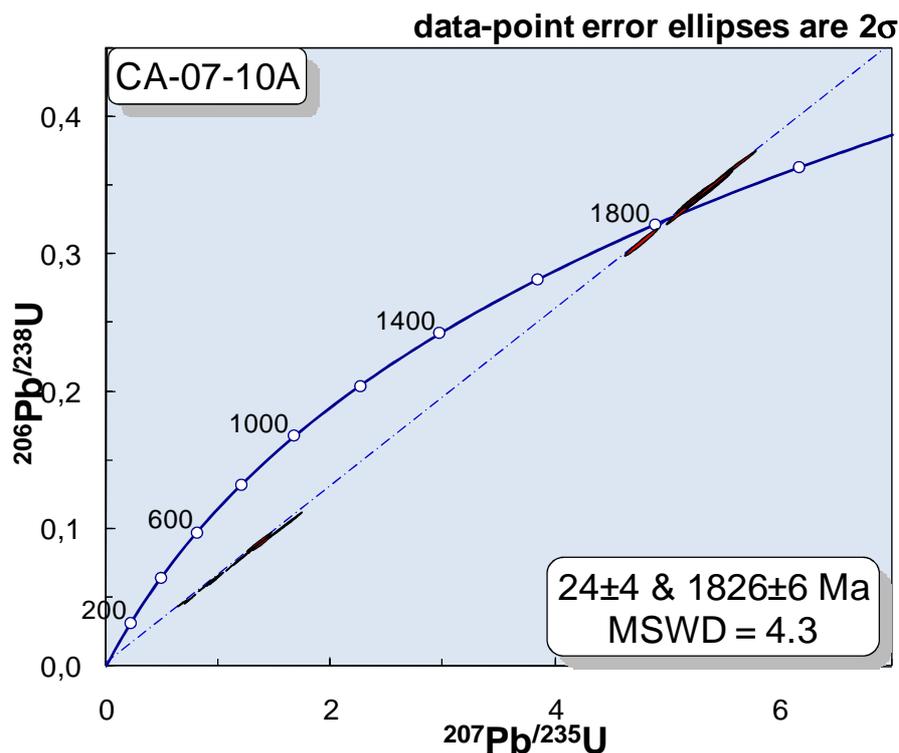


Figure I-47 : Datation U/Pb sur zircons de l'échantillon CA-07-10A.

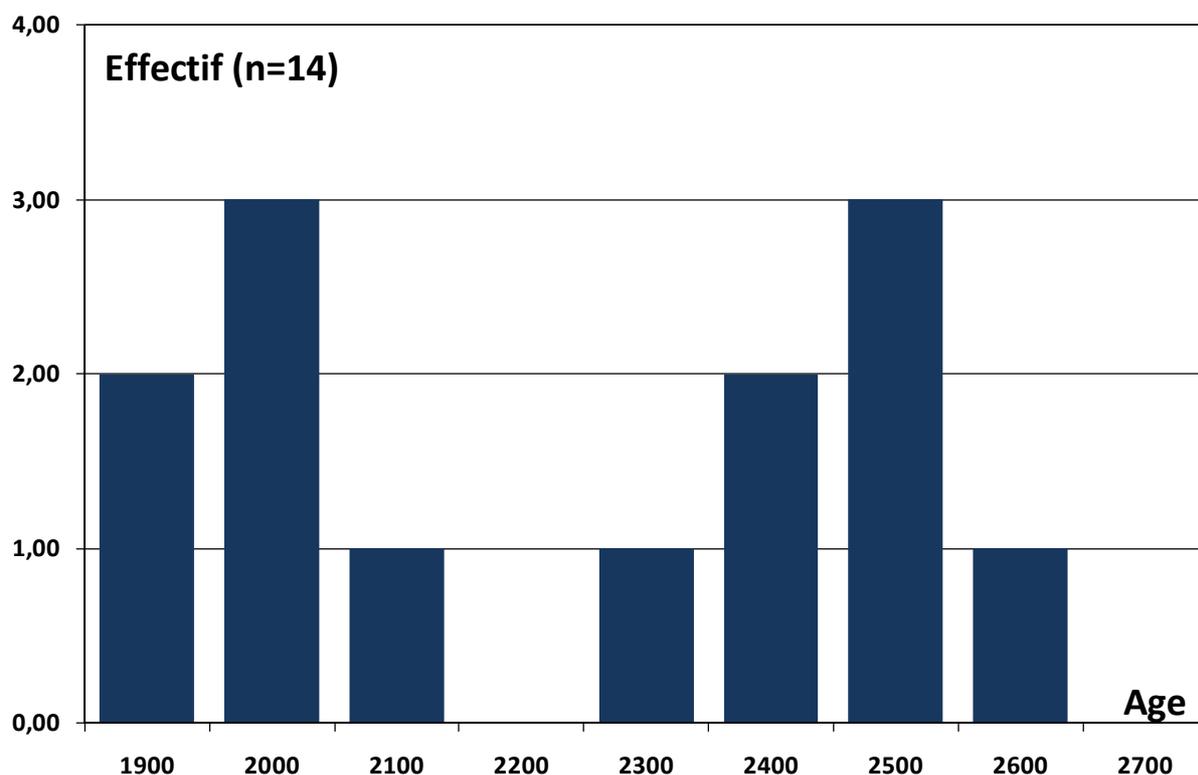


Figure I-48 : Histogramme des âges Pb_{207}/Pb_{206} des cœurs hérités de l'échantillon CA-07-9C.

2. Pegmatites A et pegmatite A' - granite A'

Plusieurs générations de magmas intrusifs ont été produites à partir de la migmatisation, dont les plus précoces sont syn-D2 (Tableau I- 4).

2.1. Pegmatite à grenat syn-D₂

2.1.1. Gisements

Les pegmatites A peu radioactives sont rencontrées exclusivement dans les marbres du secteur de Cage Indiciel et de l'indice 7%. Les volumes de pegmatites les plus importants ont été observés pour l'indice 7% avec une intrusion plissée en synforme (D₃) d'une puissance plurimétrique. Localement, les plus grosses pegmatites forment un exoskarn à pyroxène (Partie I.F.1). Ce phénomène est particulièrement développé pour l'indice 7% couplé à une scapolitisation diffuse liée au skarn 2 (Partie I.F.3.), la minéralogie de ces pegmatites sera décrite plus précisément dans la partie consacrée à l'endoskarn.

Ces pegmatites sont plissées et boudinées et se mettent en place sous la forme de sills parallèles à où la S1 le long du plan axial des plis P2 (Figure I-38D) ce qui en fait une génération indiscutablement syn-D2.

A l'affleurement, ces pegmatites sont blanches principalement quartzofeldspathiques avec de rares cristaux de biotite, tourmaline et grenat. Les pegmatites étudiées proviennent de l'indice Sing-Sing et du secteur de Cage F (Cage Indiciel).

2.1.2. Pétrographie

Ces pegmatites sont à dominante quartzo-feldspathique et associées à de la biotite et parfois de la muscovite (Figure I-49A-B).

Ces pegmatites montrent des traces de déformation plastique ce qui confirme le caractère syn-D2. Cette déformation est marquée par le quartz (entre 30 et 50%) très déformé et qui se présente sous la forme de petits cristaux (entre 300 et 500 μm) à extinction ondulante en amas, préférentiellement localisés entre les joints de grains des feldspaths. Mais aussi par de la muscovite qui forment des lamelles très fines (500 μm en longueur) et se développent avec le quartz moulant les cristaux de feldspath potassique (Figure I-49D).

Le feldspath majoritaire est l'orthose (entre 30 et 55%), représenté par des cristaux xénomorphes de très grande taille (pluri-centimétriques). Ces cristaux sont très souvent microclinisés et séricitisés et le phénomène d'albitisation peut être très poussé dans certaines roches, se manifestant par le remplacement des feldspaths potassiques par de l'albite. De rares cristaux (5%) de microcline et de plagioclase automorphes (entre 500 et 800 μm) ont aussi été identifiés.

La biotite (entre 2 et 3%) forme des amas de cristaux xénomorphes partiellement altérés en chlorite. Le grenat et la tourmaline sont toujours observés séparément dans ces pegmatites. Le grenat se présente sous la forme de cristaux d'almandin très réfringents de grande taille (entre 1 mm et 1,5 mm). Les cristaux de tourmaline à teinte verdâtre sont toujours zonés et de très grande taille (plurimillimétriques à pluricentimétriques, Figure I-49 C-F). De rares sulfures exprimés par l'association pyrite-pyrrhotite sont présents dans ces pegmatites.

Le principal minéral accessoire est le zircon qui est très rare et très altéré.

2.1.3. Géochimie

a. Majeurs

Ces pegmatites (n=3) ont des teneurs en SiO₂ relativement fortes (71,05 ±0,51 % poids) avec un paramètre Q proche de celui du granite de référence (132 ±15) (Debon & Lefort, 1983). Par contre, le paramètre P est très faible pour deux pegmatites (CA-07-6A Peg et CA-07-6C) de -142 à -223 corrélés à de fortes teneurs en Na₂O (5,40 à 7,05 % poids) et de faibles teneurs en K₂O (3,25 à 1,56 % poids) en relation avec l'intensité de l'albitisation (Figure I-72). Ces pegmatites ont une faible peraluminosité avec un paramètre A allant de -8 à 19 et un faible paramètre B allant de 7 à 21 indiquant une faible proportion de minéraux mafiques (Figure I-71). Pour l'échantillon CA-08-12B, l'altération tardive par de la muscovite est responsable du fort paramètre P=106 et en moindre proportion des fortes teneurs en K₂O (8,71 % poids). Les teneurs en Fe₂O₃ et MgO relativement faibles (de 0,24 à 0,79 % poids et de 0,11 à 0,41% poids) sont contrôlées par la proportion de biotite dans la roche (Mg # de 0,39 à 0,64). Les teneurs en CaO sont relativement fortes pour des pegmatites (1,71 ± 0,75 % poids) suggérant une interaction avec les marbres lors de leur mise en place.

b. Traces

La pegmatite à tourmaline (CA-08-12C) est enrichie en Ba (746 ppm), en Rb (253 ppm), en Y (33 ppm), en Zr (138 ppm) et extrêmement pauvres en U (1 ppm) et Th (0 ppm).

Deux échantillons de pegmatites (CA-07-6A Peg et CA-07-6C) sont relativement pauvres en Nb (3 et 4 ppm), Ta (1 et 4 ppm), Zr (3 et 6 ppm) et en Y (2 et 3 ppm). Ils sont très pauvres en radioéléments avec des teneurs en U de 3 et 4 ppm et en Th de 0,3 et 0,3 ppm avec un rapport Th/U de 0,08 et 0,11 (Figure I-73). La teneur en Ba est extrêmement variable avec des valeurs de 3571 et 66 ppm avec des teneurs en Rb de 145 et 52 ppm.

Les pegmatites A sont dans l'ensemble enrichies en Ba par rapport aux leucosomes (Partie I.F.1.2). La pegmatite à tourmaline montre des teneurs en Y et Zr comparables aux leucosomes mais avec des teneurs en U et Th très faibles. Les échantillons CA-07-6A Peg et CA-07-6C sont appauvris en Nb, Ta, Y, Zr et en U, Th par rapport aux leucosomes.

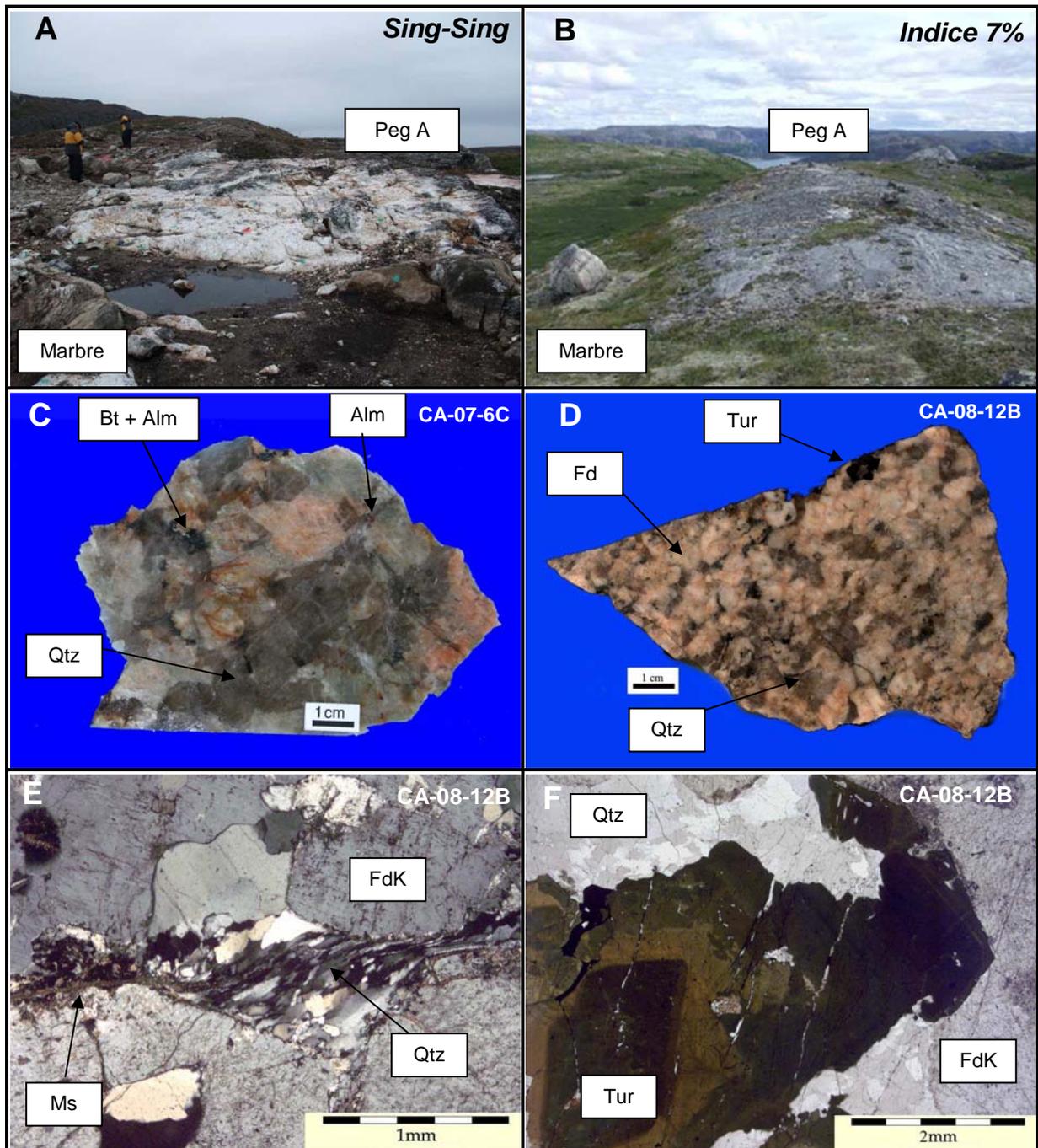


Figure I-49 : A. Pegmatite A boudinée en forme d'amande, *Sing-Sing* B. Pegmatite A boudinée et plissée en synforme syn-D3, *Indice 7%*. C Echantillon macroscopique d'une pegmatite A à grenat de petite taille (almandin, Alm), isolés ou associés à de la biotite (Bt). D Echantillon macroscopique d'une pegmatite A à tourmaline. E. LPA Quartz à extinction ondulante dans une bande de cisaillement associé à de la muscovite (Ms) entre des grains de feldspath potassique (FdK). F. LN Tourmaline (Tur) zonée dans une pegmatite A.

c. ETR

Les spectres ETR (Figure I-50) de ces pegmatites (CA-07-6APeg & CA-07-6C) montrent un très léger fractionnement pour les terres rares lourdes avec des rapports $La_n/Lu_n = 4,48, 4,01$ et $5,18$. Un échantillon pauvre en Ba (66 ppm) présente une anomalie en Eu moyenne ($Eu/Eu^* = 0,62$) alors que la teneur en Eu de la pegmatite avec un rapport $Ba/Eu > 10000$ est surdosée (Annexes). Ces pegmatites sont extrêmement pauvres en terres rares totales ($\Sigma ETR = 10, 10$ et 6 ppm) comparées au leucosome de référence (moyenne de CA-07-9A et 9B).

Le spectre ETR de l'échantillon CA-07-12C montre un faible fractionnement global avec un spectre en ailes de mouette (Figure I-50, $La_n/Lu_n = 3,61$) et une anomalie en Eu faibles ($Eu/Eu^* = 0,30$). Cette pegmatite est légèrement enrichie en terres rares totales ($\Sigma ETR = 60$ ppm).

L'échantillon CA-07-12C a un spectre comparable au leucosome de référence à part l'enrichissement en ETR lourdes marqué pour ce dernier (Figure I-50).

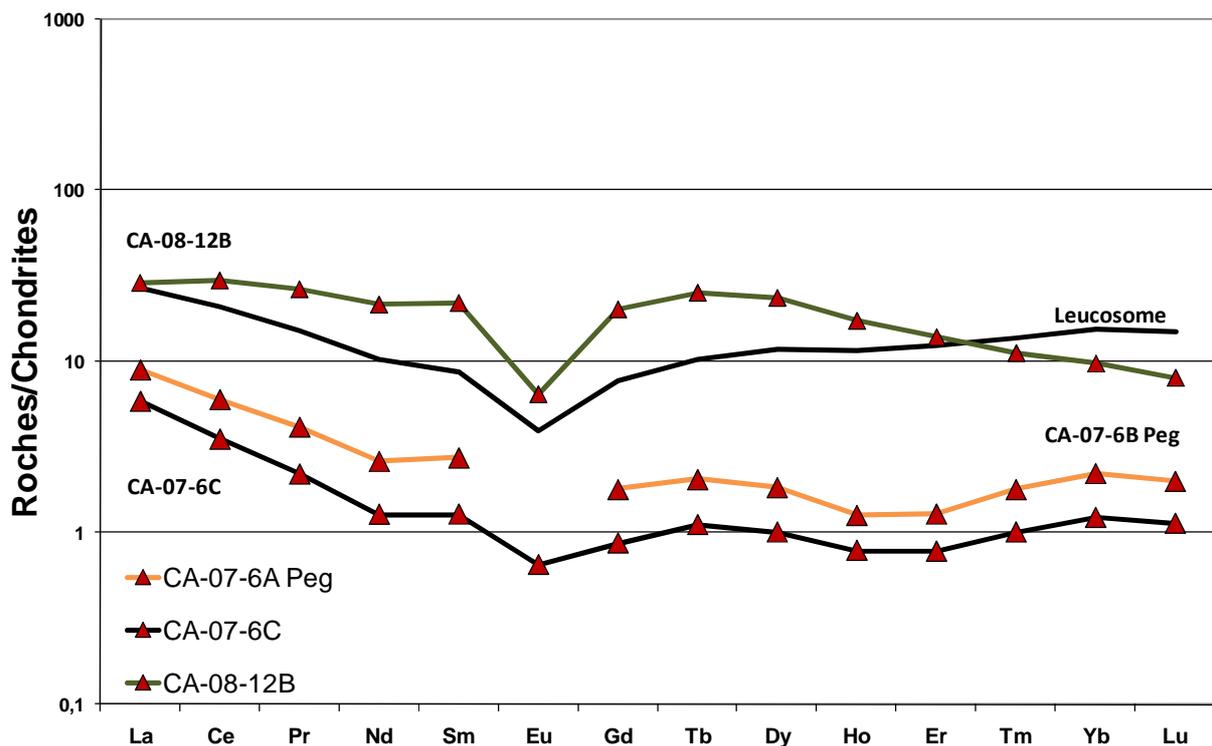


Figure I-50 : Spectre ETR normalisé aux chondrites C1 (Sun & Mac Danough, 1989) des pegmatites A.

2.1.4. Datations

a. Datation des pegmatites de Cage F

Les zircons de l'échantillon CA-08-12B sont de petite taille (entre 50 et 200 μm) et se présentent sous la forme des prismes allongés ou de cristaux automorphes caractéristiques. Les cristaux sont parfois zonés et souvent marqués par une altération « en doigt de gants » qui se propage du bord vers les cœurs des cristaux. La plupart des zircons possèdent un cœur hérité d'une taille de 50 μm .

L'erreur sur l'âge obtenu de 1817 ± 22 Ma (Figure I-51) est importante en relation avec l'altération des zircons entraînant une perte en plomb radiogénique sans modifier les rapports isotopiques. Cette perte en plomb se traduit par un ensemble de points très discordants et un MSDW de 11,8.

Les cœurs hérités étudiés semblent indiquer un âge unique pour la source du matériel de 2360 ± 41 Ma avec des âges en partie concordants (Figure I-52).

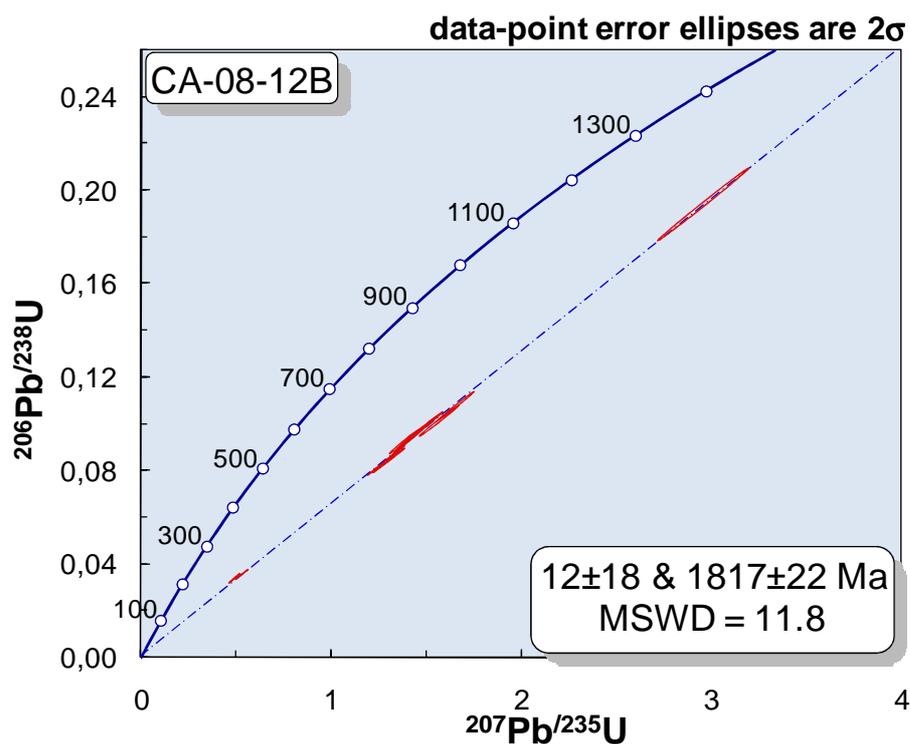


Figure I-51 : Datation U/Pb sur zircons de l'échantillon CA-08-12B.

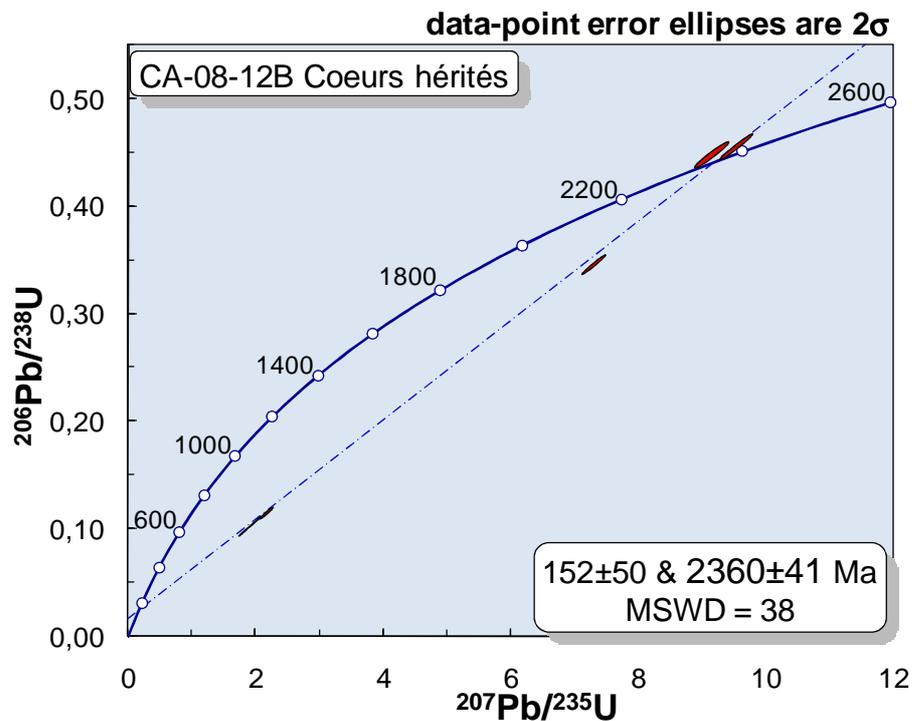


Figure I-52 : Datation U/Pb des cœurs des zircons hérités de l'échantillon CA-08-12B.

b. Datation des pegmatites de l'indice 7%

Les zircons des échantillons CA-07-1A et CA-07-1B se présentent sous la forme de cristaux trapus très altérés de très petite taille (entre 50 et 100 μm). La grande majorité des zircons possède un cœur hérité d'une taille de 30 μm rendant difficile la datation des surcroissances métamorphiques.

L'erreur sur l'âge obtenu 1813 ± 30 Ma est encore très importante et toujours liée au problème d'altération des zircons (Figure I-53). Cette perte en plomb se traduit par un ensemble de points très discordants et un MSDW de 3,2. Par contre, un point concordant donne un âge $\text{Pb}_{207}/\text{Pb}_{206}$ de 1821 Ma.

Quatre cœurs hérités étudiés donnent des âges $\text{Pb}_{207}/\text{Pb}_{206}$ très similaires de 2225 ± 9 , 2241 ± 14 , 2299 ± 7 , 2219 ± 6 Ma (Annexes).

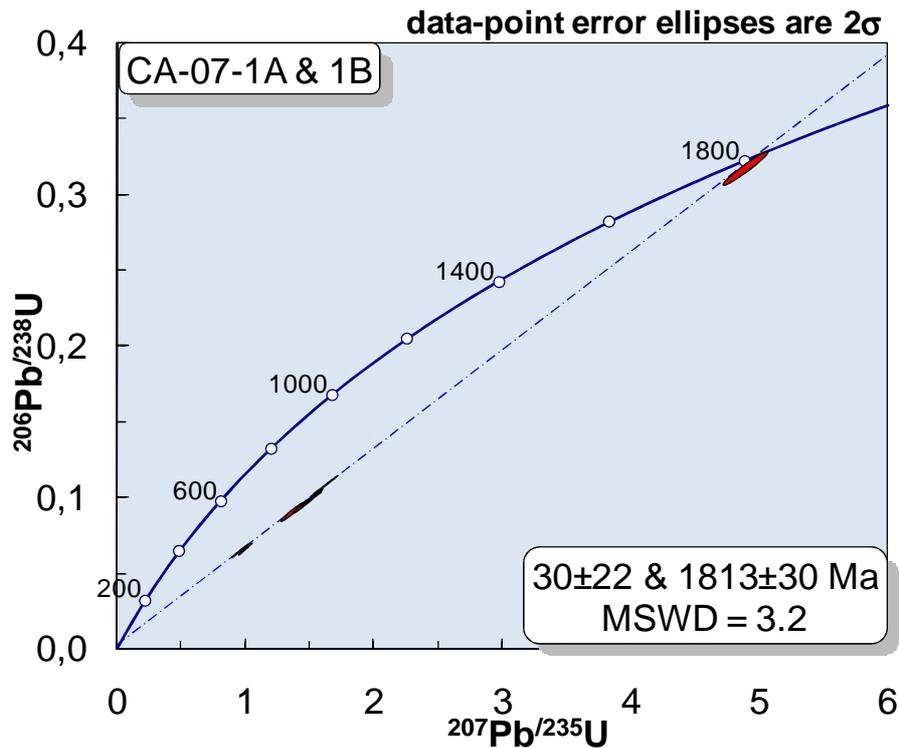


Figure I-53 : Datation U/Pb sur zircons des échantillons CA-07-1A & 1B.

2.1.5. Conclusions

Les pegmatites A sont très similaires aux leucosomes du point de vue des âges comparables et de la minéralogie (pegmatite à grenat). D'un point de vue géochimique, les pegmatites sont aussi dans l'ensemble similaires. Les pegmatites A sont comme les leucosomes relativement pauvres en U et en Th mais encore plus appauvries.

Par contre, les âges des sources des pegmatites A (entre 2,2 et 2,4 Ga) ne sont qu'à la limite compatibles avec ceux des leucosomes.

Ces pegmatites A semblent proches des petits corps pegmatitiques à grenat syn- D_2 intrusifs dans les paragneiss. Le processus de migmatisation conduit à l'apparition de liquides pegmatitiques, dont les observations dans les paragneiss suggèrent qu'ils soient enracinés, mais qui se collectent préférentiellement dans les marbres, sous forme de sills plus ou moins boudinés et affectés par le plissement.

2.2. Granite A' – pegmatite A'

2.2.1. Gisements

Il s'agit de manifestations différentes de leucosomes et de pegmatites A, mais clairement pénécontemporaines. Les pegmatites A' également localisées dans les paragneiss se distinguent par l'absence du grenat à la différence des pegmatites A.

Tout le long du contact marbre-paragneiss de la péninsule de Davis Inlet (flanc SW du synforme D₃), on observe un liséré pratiquement continu (1 à 10 m) de granite leucocrate, caractérisé par l'abondance des schlierens biotitiques (environ 50 cm à 1 m de long) parallèle à la S₁ des paragneiss (imprégnation). Ces schlierens sont à biotite-FdK (accumulation par filtre presse?). Ils sont localement repris par un cisaillement ductile dextre.

De façon régulière, s'observent par endroits dans les paragneiss encaissants, également sur une puissance d'une dizaine de mètres, des injections répétées de pegmatites et de granites leucocrates à schlierens, affecté par le boudinage (D₂-b).

Ce granite a été cartographié, avec une épaisseur d'ailleurs exagérée, sur la carte de Davis Inlet (Figure I-6) par Bonetti (2008) où il est de plus confondu avec les pegmatites tardives C et D. Une silification tardive affecte localement ce granite.

2.2.2. Pétrographie

a. Granite A'

Le granite échantillonné ne représente pas le granite de bordure mais le granite leucocrate à schlierens injectés dans les paragneiss encaissants.

Ce granite à grains fins est d'un point de vue minéralogique une roche quartzofeldspathique à biotite (Figure I-54A). Le quartz est majoritaire (30%) représenté par des cristaux xénomorphes à extinction ondulante de tailles variables (entre 500 et 2 mm). Les myrmékites (Figure I-54C) sont très abondantes dans ce granite (5%). Le feldspath potassique est majoritairement présent sous la forme de cristaux de microcline (30%) à quadrillage fin de grande taille (de 1mm à plusieurs millimètres) et d'orthoses xénomorphes (10%) de tailles intermédiaires (500 µm à 2 mm, Figure I-54D). Le plagioclase (20%) se présente sous la forme des cristaux de tailles variables (entre 0,5 mm et 2 mm). Les biotites s'organisent souvent en amas plurimillimétriques (schlierens).

Les feldspaths, en particulier l'orthose, sont peu fréquemment altérés par de la séricite. Les lamelles de biotite (5%) sont très fréquemment chloritisées et partiellement corrodées.

Le principal minéral accessoire dans ces granites est l'apatite représentée par des cristaux trapus de section hexagonale.

b. Pegmatite A'

Le quartz (45%) forme des amas de cristaux xénomorphes de tailles variables entre 200 et 2 mm à extinction ondulante (Figure I-54B). Un échantillon CA-07-34A est tout particulièrement enrichi en quartz (90%), le microcline est alors le feldspath majoritaire. Le feldspath potassique est, après le quartz, le minéral le plus abondant (30%), et s'exprime sous deux formes. Des cristaux xénomorphes d'orthose perthitique de grande taille (plurimillimétriques) accompagnent fréquemment les schlierens de biotite (Figure I-54E). Ces cristaux sont parfois très altérés par de la séricite et aussi remplacés par du microcline (Figure I-54F). Le microcline se développe sous la forme de cristaux subautomorphes de petite taille (entre 0,3 et 1 mm). L'albite est plus rare (entre 1 et 5%) et rencontrée principalement sous la forme de grands cristaux subautomorphes (plurimillimétriques) à macle simple. Des myrmékites ont aussi été observées plus rarement.

Les biotites (entre 10 et 15%) sont rencontrées en schlierens avec des cristaux de grande taille (entre 500 μm et plusieurs millimètres). Les biotites sont de couleur très sombre et sont fréquemment altérées par de la chlorite. Des lamelles de muscovites automorphes de petite taille (entre 300 et 800 μm) sont principalement observées associés à du microcline dans les poches enrichies en quartz.

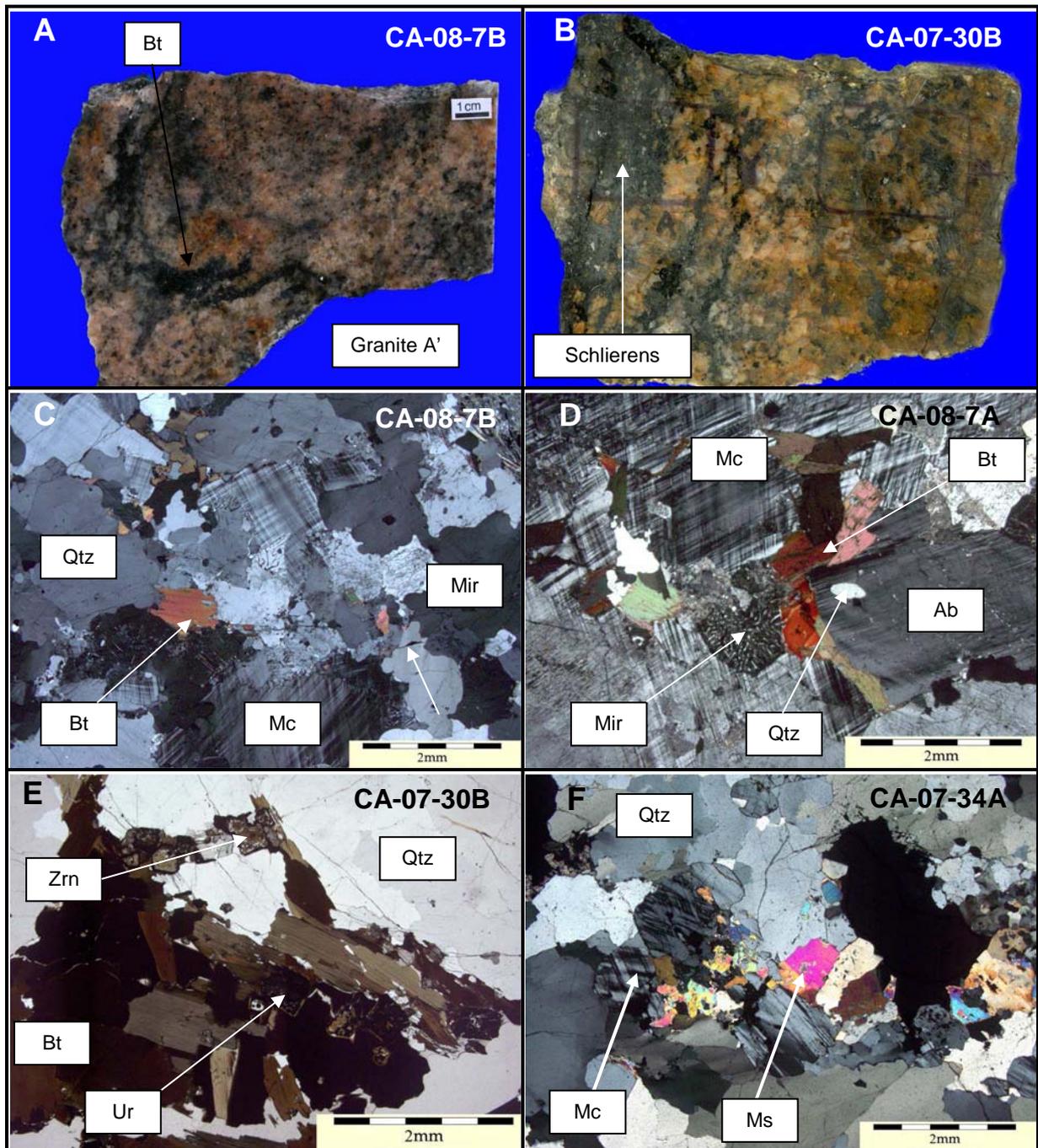


Figure I-54 : A. CA-08-7B. Granite A' à schlierens biotitiques (Bt), *Davis Inlet*. B. CA-07-30B Pegmatite quartzofeldspathique riche en schlierens biotitiques, *Davis Inlet*. C. LPA Granite A' à biotite (Bt) corrodé associé à du microcline (Mc) à quadrillage fin, du quartz (Qtz) et des myrmékites (Mir). D. LPA Grands microclines (Mc) xénomorphes associés à des myrmékites (Mir), du quartz (Qtz), des lamelles de biotite (Bt) et de l'albite (Ab), E. LN Schlierens biotitiques (Bt) contenant des minéraux accessoires (Zrn) et de l'uraninite (Ur) associés à du quartz (Qtz), F. LPA Microcline (Mc) associé de la muscovite (Ms) dans une poche quartzreuse.

2.2.3. Géochimie

a. Majeurs

(i) Granite A' : Cet échantillon (CA-08-7B) a une composition proche d'un granite de référence (Debon & Lefort, 1983) avec une teneur en SiO_2 de 69,98 % poids et un paramètre Q de 164 et P de -3 (Figure I-72). Ce granite est péralumineux avec un paramètre A de 24 et relativement riche en minéraux mafiques comme la biotite comme l'atteste la forte valeur du paramètre B (72) (Figure I-71). Ce granite a des teneurs intermédiaires en Na_2O , CaO et K_2O (2,89, 1,41 et 5,41 % poids respectivement). Les teneurs en Fe_2O_3 et en MgO (2,69 et 1,37 % poids) attestent de la présence de la biotite (Mg # de 0,50).

(ii) Pegmatite A' : Les fortes valeurs en SiO_2 et du paramètre Q pour l'échantillon CA-07-34A (87,62 % poids et 508) sont liées à la présence des poches extrêmement enrichies en quartz (Figure I-72).

Les pegmatites CA-07-30B et CA-08-7A sont très potassiques avec un paramètre P de 94 et 109 pour des fortes teneurs en K_2O (5,28 et 7,13 % poids). L'accumulation de schlierens biotitiques ainsi que l'abondance du feldspath potassique traduisent le caractère potassique de ces pegmatites. Ces deux pegmatites sont particulièrement caractérisées par un fort paramètre B de 120 à 157 (Figure I-71). Ces pegmatites sont péralumineuses avec un paramètre A de 36 et 64 et caractérisées par un fort paramètre B de 120 à 157 liés aux schlierens. Les teneurs en Fe_2O_3 de 5,11 et 5,84 % poids, MgO de 1,95 et 3,06 % poids (Mg # de 0,43 et 0,51) et en TiO_2 (0,53 et 0,58 % poids) sont fortes toujours en relation avec l'abondance de la biotite. Les teneurs en CaO sont très faibles avec des valeurs de 0,14 et 0,31 % poids.

b. Traces

(i) Granite A' : Ce granite est relativement enrichi en Ba (953 ppm), en Rb (180 ppm), en Sr (174 ppm) et en Mo (38 ppm), V (32 ppm) et Zn (50 ppm) marquant une différence avec les leucosomes. Par contre, il est relativement pauvre en Nb (8 ppm), Ta (1 ppm), Y (5 ppm) et en Zr (75 ppm). Ce granite est enrichi en radioéléments en particulier en Th avec des teneurs de 89 ppm et en U (15 ppm) avec un rapport Th/U de 6,06 plus élevé, comparé au leucosome.

(ii) Pegmatite A' : La pegmatite à poches quartzieuses est extrêmement enrichie en Th (885 ppm) et en Zr (1032 ppm) avec des teneurs en U relativement forte de 127 ppm avec un Th/U de 6,99. Elle est relativement appauvrie en autres éléments.

Les pegmatites riches en schlierens sont comme le granite enrichi Ba (891 et 1206 ppm), en Rb (228 et 278 ppm) et en Sr (70 et 123 ppm). De même, les teneurs en Cr (118 et 61 ppm), Cu (30 et 78 ppm), Mo (66 et 41 ppm), Ni (23 et 25 ppm), Zn (100 et 80 ppm) sont fortes, comparés aux leucosomes et aux pegmatites A.

Elles sont aussi enrichies en Th (205 et 89 ppm), en U (309 et 87 ppm) avec Th/U de 0,66 et 1,02 et en Zr (655 et 222 ppm) par rapport aux leucosomes. Les teneurs en Nb (22 et 17 ppm) et en Y (22 et 5 ppm) sont intermédiaires.

c. ETR

(i) Granite A' : Le spectre ETR de ce granite (Figure I-55) montre une faible décroissance des terres rares légères vers les terres rares lourdes ($La_n/Lu_n = 9,90$). Ce granite est marqué par une anomalie en Eu positive ($Eu^* = 2,17$).

Ce granite est pauvre en terres rares totales ($\Sigma ETR = 29$ ppm) comparable aux leucosomes malgré l'enrichissement en ETR lourdes et l'anomalie négative en Eu de ces derniers.

(ii) Pegmatite A' : Le spectre ETR de la pegmatite à poche quartzreuse (Figure I-55) est similaire à celui des leucosomes avec une teneur en ETR global légèrement plus faible ($\Sigma ETR = 14$ ppm).

Le spectre ETR de l'échantillon CA-08-7B est très similaire à celui du granite avec un rapport La_n/Lu_n de 4,85 et une anomalie en Eu positive (Eu^*) de 1,92.

Le spectre ETR de l'échantillon CA-07-30B montre un fort fractionnement des terres rares lourdes ($La_n/Lu_n = 35,25$) avec une forte teneur en terres rares légères ($\Sigma ETR=380$ ppm) et une anomalie négative en Eu faible ($Eu/Eu^* = 0,25$).

2.2.4. Datations des pegmatites A'

Les zircons de l'échantillon CA-08-7A sont peu nombreux et forment des cristaux automorphes de taille moyenne (entre 100 et 200 μ m).

L'âge obtenu de 1817 ± 3 Ma (Figure I-56) est bien défini par 5 points concordants avec un MSDW de 1,7. Cet âge est similaire à ceux mesurés pour les leucosomes et les pegmatites A.

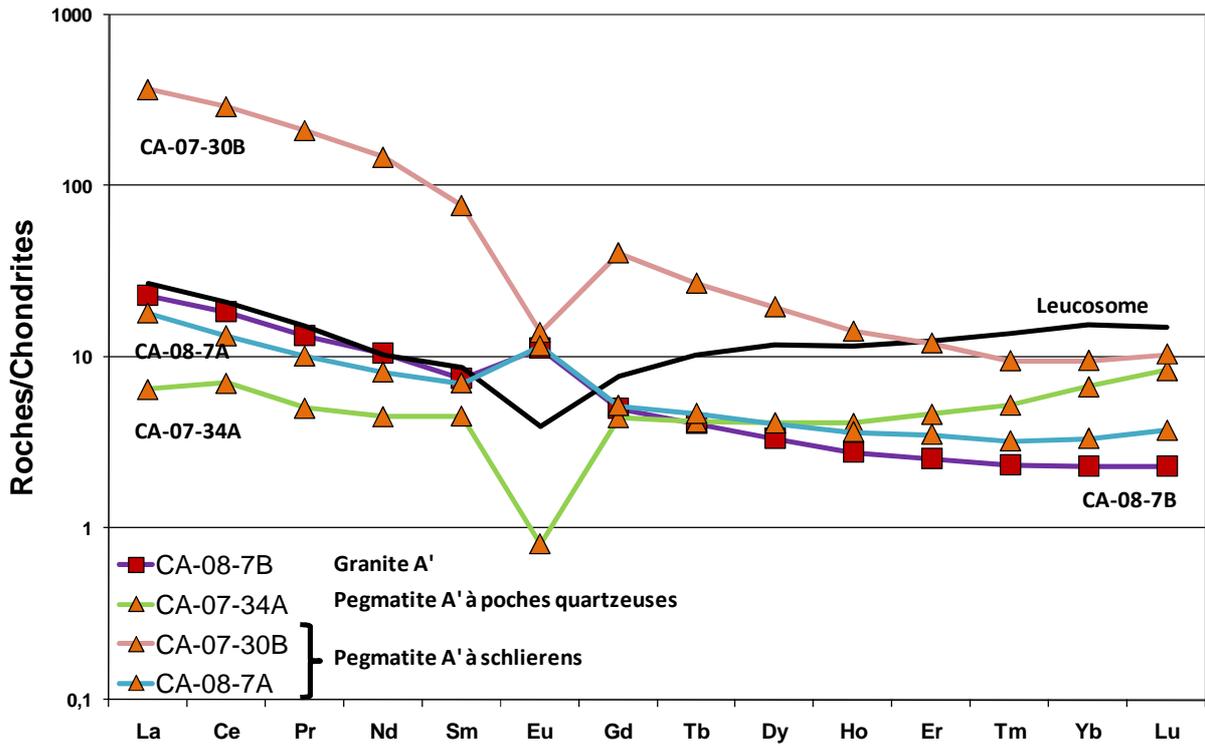


Figure I-55 : Spectres ETR normalisés aux chondrites C1 (Sun & Mac Danough, 1989) du granite A' et des pegmatites A'.

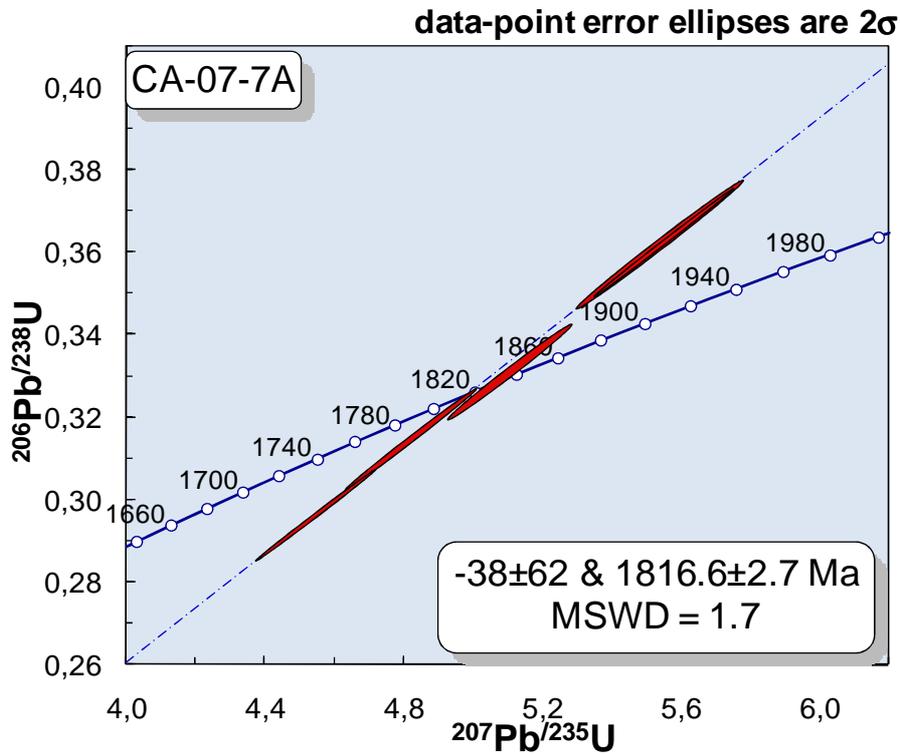


Figure I-56 : Datation U/Pb sur zircons des pegmatites A'.

2.2.5. Conclusion

Ces roches proviennent d'un liquide de fusion partielle, enrichi en feldspath potassique (forte teneur en Ba, et Rb) par des phénomènes de filtration (schlieren).

Les âges obtenus pour les pegmatites A' sont pénécontemporains de la migmatisation. Le granite et les pegmatites A' semblent être liés au collectage préférentiel des liquides migmatitiques à la limite marbre/paragneiss ce qui marque la fin de l'épisode D₂. Un horizon de skarn suit plus ou moins le contact marbre/paragneiss en probable relation avec la mise en place de ces liquides le long de cette interface (Partie I.F.1).

3. Pegmatite B à allanite post-D₃ anté-D₄

3.1. Gisements

Les pegmatites roses à allanite (Peg B) sont intrusives dans les marbres à intercalations calco-silicatées dans les secteurs de Tasiujaauluk et plus rarement de Davis Inlet. A Davis Inlet, ces pegmatites forment le plus souvent des sills dans la S₂ des marbres mais sont localement clairement post-D₂ et D₃ et reprises par les plis P₄ et sont donc interprétées comme pré-D₄ (Figure I-57A-B). Les pegmatites roses à allanite (Peg B) sont intrusives dans les marbres à intercalations calco-silicatées dans les secteurs de Tasiujaauluk et plus rarement de Davis Inlet.

Dans le secteur de Tasiujaauluk, des skarns fins (10 cm) très rares sont associés à cette génération de pegmatite, très localement le long du contact marbre-pegmatite.

Ces pegmatites sont quartzo-feldspathiques avec une texture hétérogène se manifestant par la présence de poches quartzieuses de plusieurs dizaines de centimètres. Les radioéléments inclus dans l'allanite sont responsables de la métamictisation du cristal lui conférant sa couleur noire. Cette métamictisation se manifeste aussi par une expansion du cristal qui conduit à la création de fractures radiales autour de celui-ci.

3.2. Pétrographie

Le quartz (50 à 90%) forme de grands cristaux xénomorphes (pluricentimétriques) limpides à extinction ondulante. Des zones très quartzieuses semblent concentrer les minéraux accessoires ainsi que la minéralisation uranifère (Partie I.E.5). La couleur rose des pegmatites à l’affleurement est liée à la présence du feldspath potassique. Le feldspath potassique se présente (10 à 50%) sous la forme de grands cristaux plurimillimétriques d’orthose partiellement ou totalement albitisés (Figure I-57D). Des carbonates accompagnent en faible proportion l’albite. Quelques rares cristaux de muscovite ont été identifiés alors que la biotite est absente. De la trémolite automorphe (Figure I-57E) associées à des carbonates est présent dans les pegmatites (CA-07-17A Peg) au contact avec l’encaissant carbonaté.

Les principaux minéraux accessoires sont l’allanite et le zircon. L’allanite est représentée par des lamelles pluricentimétriques fréquemment altérées (Figure I-57B-C). L’allanite peut être présente seule (CA-07-13A) ou associée à de la bétafite (CA-07-20A). Un échantillon est minéralisé en U en l’absence de l’allanite (CA-07-11A).

Les zircons peuvent être très abondants dans la roche et représenter plusieurs % du volume de la roche (Figure I-57F). Les zircons ont tendance à former des cristaux automorphes (de 200 µm à plusieurs millimètres) avec un zoning très prononcé.

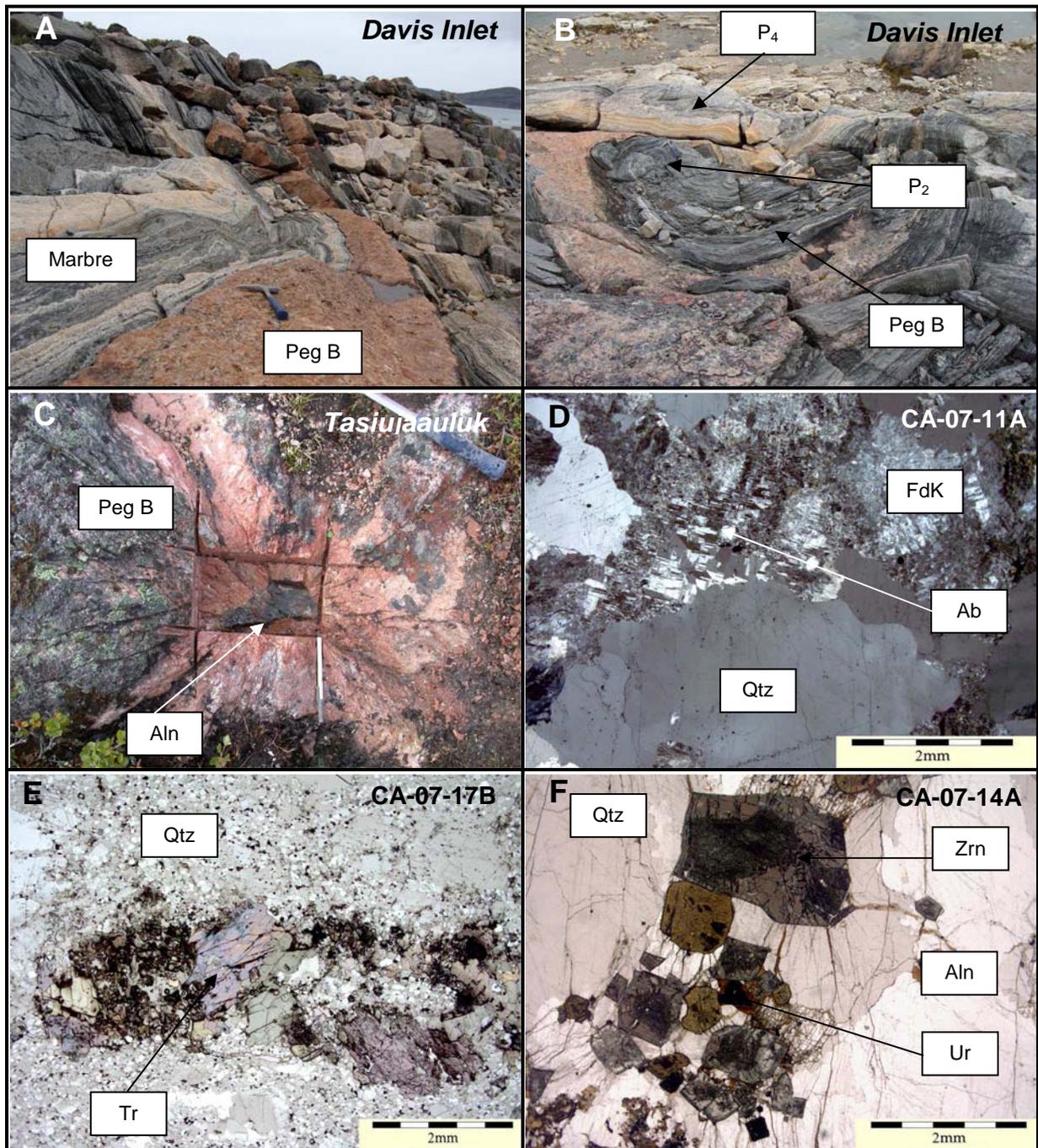


Figure I-57 : A. Pegmatite B à allanite intrusive dans les marbres et reprise et plissé par D_4 , *Davis Inlet* B. Plis P_2 & P_4 dans les marbres au contact avec une pegmatite rose à d'allanite reprise (Peg B) par P_4 , *Davis Inlet* C. Pegmatite à allanite automorphe pluricentimétriques, *Tasiujaauluk* D. Grands cristaux de quartz xénomorphes associés à du feldspath potassique (Fdk) albitisé (Ab). E. Trémolite automorphe (Tr) dans une pegmatite au contact avec un marbre. F. Zircon automorphe (Zr) et allanite (Aln) associés à de l'uraninite (Ur) dans une poche quartzreuse (Qtz) d'une pegmatite B.

3.3. Géochimie

3.3.1. Majeurs

Les pegmatites (n=4) ont des teneurs en SiO₂ relativement fortes allant de 69,08 à 77,64 % poids (74,34 ± 4,78 % poids) avec un paramètre Q en général plus élevé (212, 225 et 259) par rapport à un granite de référence (Debon & Lefort, 1982) (Figure I-72). Ce phénomène est lié à l'hétérogénéité des pegmatites marquée par la présence de poches enrichies en quartz.

Pour l'échantillon CA-07-17A, l'interaction avec le marbre est responsable de la diminution du paramètre Q (95) lié à l'incorporation de CaO (3,15 % poids). Ces pegmatites sont faiblement métalumineuses avec un paramètre A allant de -9 à 14 (-103 pour CA-07-17A Peg lié à la présence de carbonates). Le paramètre B (allant de 37 à 59) relativement élevé, indique la présence de minéraux mafiques comme l'allanite et la trémolite (Figure I-71). Les teneurs en Fe₂O₃ et MgO sont intermédiaires (1,50 ± 0,73 et 1,16 ± 0,85 % poids) avec un Mg # moyen variable de 0,53 ± 0,33.

Le phénomène d'albitisation est plus ou moins intense avec une diminution des teneurs dans la roche en K₂O de 3,39 % poids à 0,33 % poids pour une augmentation de la teneur en Na₂O de 3,46 % poids à 7,53 % poids. Le faible paramètre P (de -66 à -294) est lié aux phénomènes d'albitisation et de carbonatation.

Les teneurs en CaO sont très fortes pour des pegmatites (de 0,86 à 3,25 % poids) liées à la présence de l'allanite.

3.3.2. Traces

Ces pegmatites sont dans l'ensemble très appauvries en Ba (de 11 à 85 ppm) et en Sr (11 à 30 ppm). Elles sont dans l'ensemble enrichies en Cr de 65 à 86 ppm et en Zr (508 ± 139 ppm).

Les teneurs en Rb sont anti-corrélées au phénomène d'albitisation avec des valeurs très faibles pour les pegmatites albitisées (2 et 37 ppm) et fortes pour les pegmatites peu albitisées (457 et 664 ppm).

(i) La pegmatite à allanite seule (CA-07-13A) est enrichie en terres rares légères (LETR=435 ppm) et en Y (102 ppm) mais appauvrie en Nb (12 ppm), Ta (2 ppm) par rapport

aux autres pegmatites. Cette pegmatite est légèrement enrichie en U et Th (22 et 13 ppm) par rapport aux teneurs moyennes dans la croûte continentale (Figure I-73).

(ii) La pegmatite à allanite et minéralisation uranifère (CA-07-20A) est très fortement enrichie en Nb (570 ppm), en Ta (36 ppm), en Y (443 ppm), et en Pb (189 ppm) mais aussi en U (260 ppm), et Th (1025 ppm) avec un rapport Th/U (3,94) en relation avec la présence de bétafite et d'uraninite thorifère (Figure I-73).

(iii) La pegmatite à minéralisation uranifère seule (CA-07-11A) est fortement enrichie en Nb (129 ppm), en Ta (39 ppm), en Y (44 ppm), et en Pb (452 ppm), U (786 ppm), Th (291 ppm) avec un rapport Th/U (0,37) en relation avec la présence de l'allanite et de la bétafite (Figure I-73).

3.3.3. ETR

Les spectres ETR de deux pegmatites (CA-07-11A, CA-07-17A Peg) montrent de faibles fractionnements globaux avec des spectres en ailes de mouette ($La_n/Lu_n = 0,7$ et $4,29$; Figure I-58) et une anomalie négative en Eu moyenne ($Eu/Eu^* = 0,44$ et $0,31$). Ces pegmatites sont pauvres en terres rares par rapport aux autres pegmatites B ($\Sigma ETR = 86$ et 108 ppm).

Les spectres ETR de deux autres pegmatites (CA-07-13A, CA-07-20A ; Figure I-58) montrent de forts fractionnements des terres rares lourdes ($La_n/Lu_n = 13,35$ et 59) marqués par des fortes teneurs en terres rares légères ($\Sigma LETR = 435$ et 13620 ppm) et une anomalie négative en Eu moyenne à forte ($Eu/Eu^* = 0,32$ et $0,10$). Cette richesse en LETR se manifeste par la forte proportion d'allanite dans ces roches.

3.4. Datations

Les zircons de l'échantillon CA-07-11A forment des prismes aplatis de tailles relativement faibles (entre 50 et 150 μm), très peu altérés et contenant rarement des cœurs hérités (Annexes). L'âge obtenu de 1777 ± 10 Ma est plutôt bien défini par un ensemble de points concordants avec un MSDW de $11,8$ (Figure I-59).

Deux cœurs hérités étudiés donnent des âges Pb_{205}/Pb_{207} de 2318 ± 9 Ma, 2349 ± 7 Ma sensiblement équivalents aux âges obtenus précédemment.

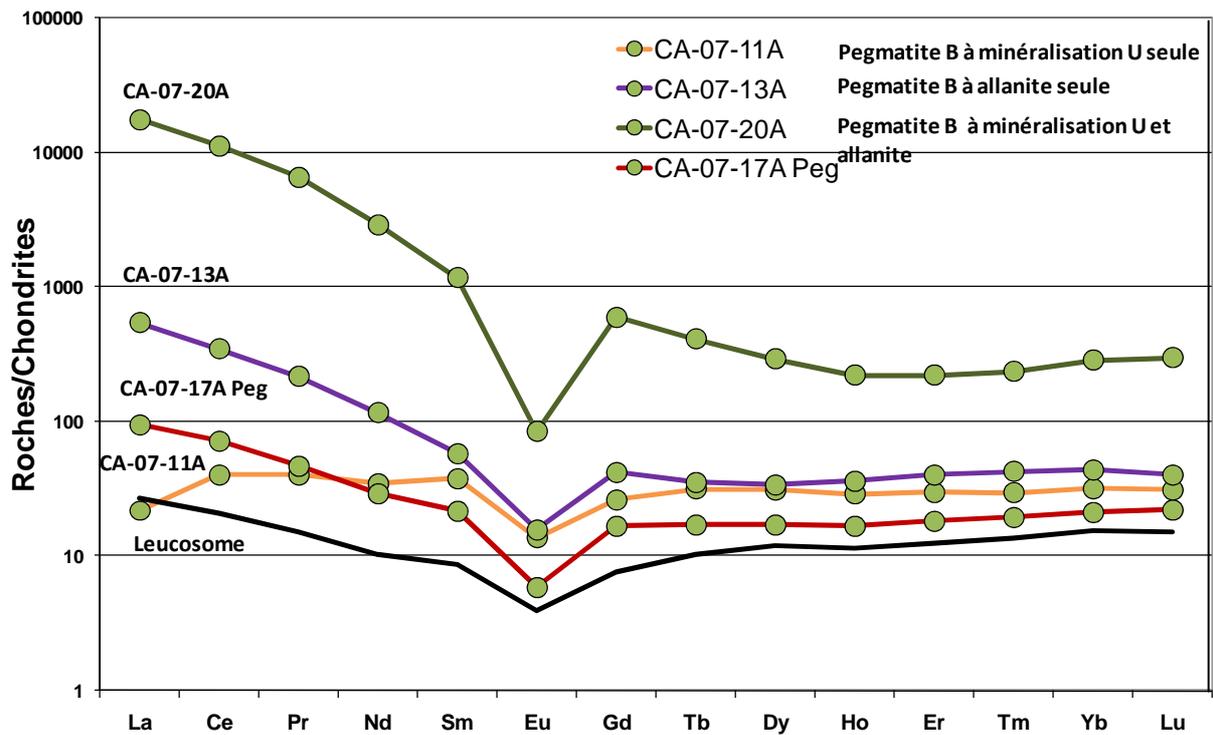


Figure I-58 : Spectres ETR normalisés aux chondrites C1 (Sun & Mac Danough, 1989) des pegmatites B.

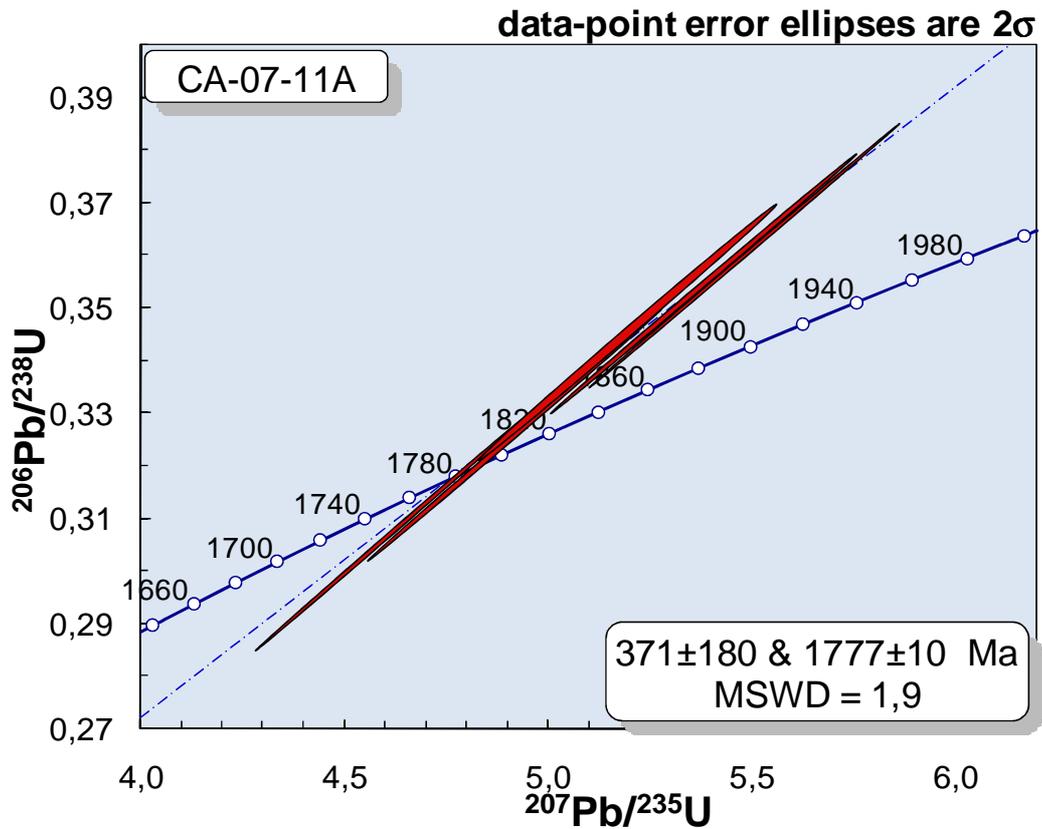


Figure I-59 : Datation U/Pb sur zircons des pegmatites B.

3.5. Conclusions

Les pegmatites B à allanite ont été différenciées des pegmatites et des granites précoces (A et A') tout d'abord par leur chronologie vis-à-vis de la déformation qui en fait une génération post D₂. Cette différence temporelle est confirmée par un âge U/Pb sur zircons plus récent de 1777 ± 10 Ma.

Elles se différencient ensuite géochimiquement, par rapport aux pegmatites et aux granites précoces, par un fort enrichissement en Nb, Ta, Y, Zr, ETR et en particulier en U et Th. Les pegmatites B marquent le passage vers les pegmatites tardives minéralisées en probable relation avec la fusion d'une source plus profonde enrichie en radioéléments.

4. Pegmatite B' à allanite intrusive dans l'Archéen

4.1. Gisements

Les pegmatites B' à allanite sont intrusives dans les dômes Archéens. Nos échantillons proviennent de la campagne 2007 menée par Areva Québec et il n'a donc pas été possible de recaler ces pegmatites dans l'histoire de la déformation du district de Cage (pegmatites précoces ou tardives). Cependant, les âges obtenus sont très précis et permettent de mieux comprendre la chronologie des événements magmatiques qui se produisent dans l'Archéen et qui semblent être similaire à celle observée dans les métasédiments. L'échantillon CA-08-14C a été prélevé au niveau de la bordure orientale du dôme Archéen à l'est de Cage Indiciel, tandis que l'échantillon CA-08-14D provient de la bande d'Archéen à l'est de ce dôme (Figure I-6).

4.2. Pétrographie

Ces pegmatites sont de nature quartzofeldspathique et riches en schlierens biotitiques qui marquent la foliation de la roche en particulier pour l'échantillon CA-08-14D.

Le quartz (30%) forme de grands cristaux xénomorphes (de 1 mm à plurimillimétriques) limpides à extinction ondulante. Des myrmékites ont aussi été identifiées (2%). Le feldspath potassique est majoritairement présent sous la forme de cristaux de microcline (25%) à quadrillage fin, de grande taille (plusieurs centimètres) et de quelques

orthoses xénomorphes (10%) de taille intermédiaire (1 mm à 5 mm). Le plagioclase (20%) forme des cristaux subautomorphes de taille variable (entre 1 µm et 3 mm) très séricitisés.

Les lamelles de biotites (5%) entre 1 et 3 mm soulignent la foliation de la roche et sont très intensément altérées par de la chlorite à teinte de polarisation violette (probablement de la chlorite magnésienne). L'échantillon CA-08-14C est très riche en hématite qui forme des amas de cristaux aciculaires.

Le principal minéral accessoire de ces pegmatites est l'allanite qui forme des cristaux automorphes de teinte brunâtre faiblement altérées et de taille variable (1 mm à 3 mm).

4.3. Géochimie

4.3.1. Majeurs

Ces pegmatites (n=2, CA-08-14C et CA-08-14D) ont des teneurs en SiO₂ moyennes (65,68 % poids) à fortes (71,35 % poids) avec un paramètre Q de 120 et 160 (Figure I-72). Ces pegmatites sont faiblement péralumineuses avec un paramètre A de 10 et 20 et sont riches en minéraux mafiques comme l'atteste la forte valeur du paramètre B de 39 et 96 (Figure I-71). Ces pegmatites sont potassiques avec une teneur en K₂O de 6,37 et 6,28 % poids mais avec des teneurs en Na₂O relativement fortes de 2,77 et 2,88 % poids.

Les teneurs en CaO sont très fortes pour des pegmatites (de 0,93 à 1,53 % poids) exprimées minéralogiquement par de l'allanite et du plagioclase. La présence de schlierens biotitiques est responsable des fortes teneurs en Fe₂O₃ et MgO (2,67 ; 4,29 % poids et 0,16 ; 1,41 % poids) avec un Mg # de 0,11 et 0,40 pour ces pegmatites. Une grande partie du fer provient de l'hématite pour l'échantillon CA-08-14C.

4.3.2. Traces

Ces pegmatites (CA-08-14C et CA-08-14D) sont relativement enrichies en Ba (1 112 et 1 358 ppm), en Rb (185 et 217 ppm). Par contre, elles sont relativement pauvres en Nb (1 et 11 ppm), et en Ta (0 et 1 ppm).

Ces pegmatites sont très thorifères avec des teneurs en U de (2 et 7 ppm) et en Th (257 et 155 ppm) pour un rapport Th/U de 108 et 21 (Figure I-73) et relativement riches en Y (11 et 34 ppm) et en Zr (450 et 491 ppm).

4.3.3. ETR

Les spectres ETR de ces pegmatites (CA-08-14C et CA-08-14D) montrent un fort fractionnement des terres rares lourdes ($La_n/Lu_n = 193$ et 127) marqué par un enrichissement en LETR ($\Sigma LETR = 988$ et 790 ppm) et une anomalie négative en Eu moyenne ($Eu/Eu^* = 0,28$ et $0,37$; Figure I-60).

Ces spectres ETR sont comparables aux spectres ETR des pegmatites à allanite B à la différence cependant de la décroissance en ETR lourdes pour les pegmatites B'.

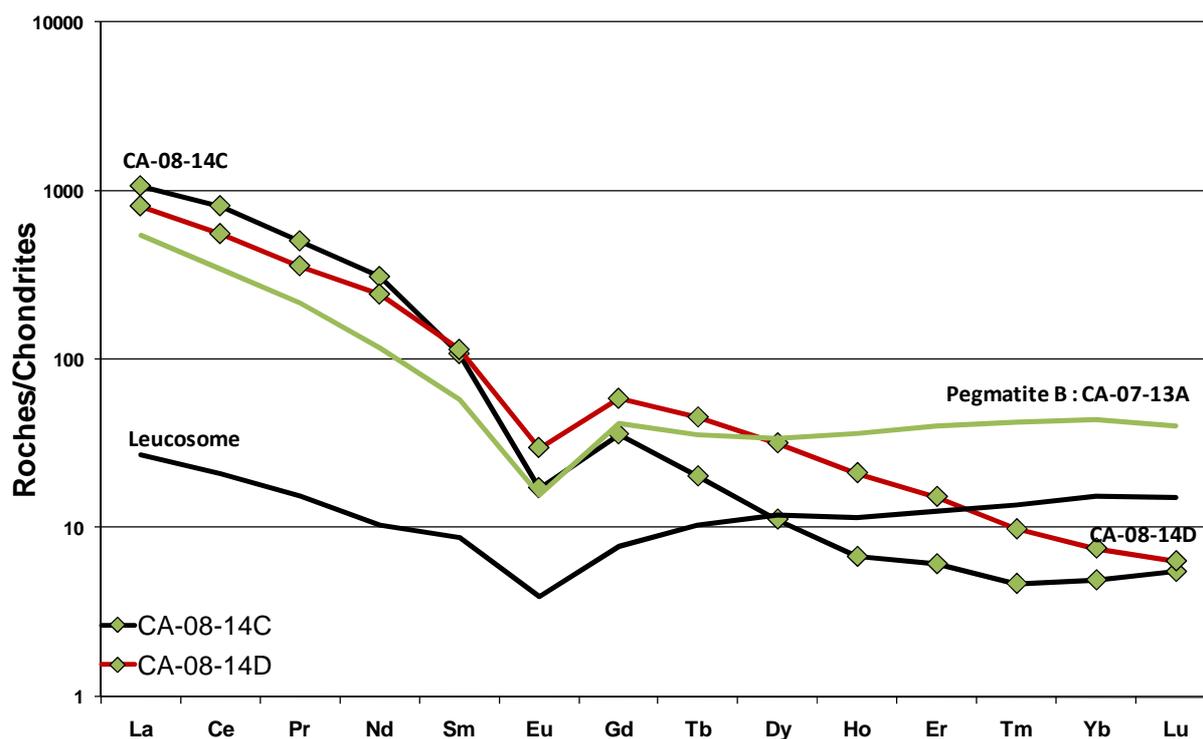


Figure I-60 : Spectres ETR normalisés aux chondrites C1 (Sun & Mac Danough, 1989) des pegmatites B'.

4.4. Datations

Les zircons de l'échantillon CA-07-14C forment des prismes allongés de petite taille (entre 50 et 100 μm), très peu altérés mais parcourus par de très nombreuses craquelures. Ces zircons ne présentent pas de cœurs hérités.

L'âge obtenu de 1804 ± 3 Ma est très bien défini (Figure I-61) par un ensemble de points concordants avec un MSDW très faible de 1,6.

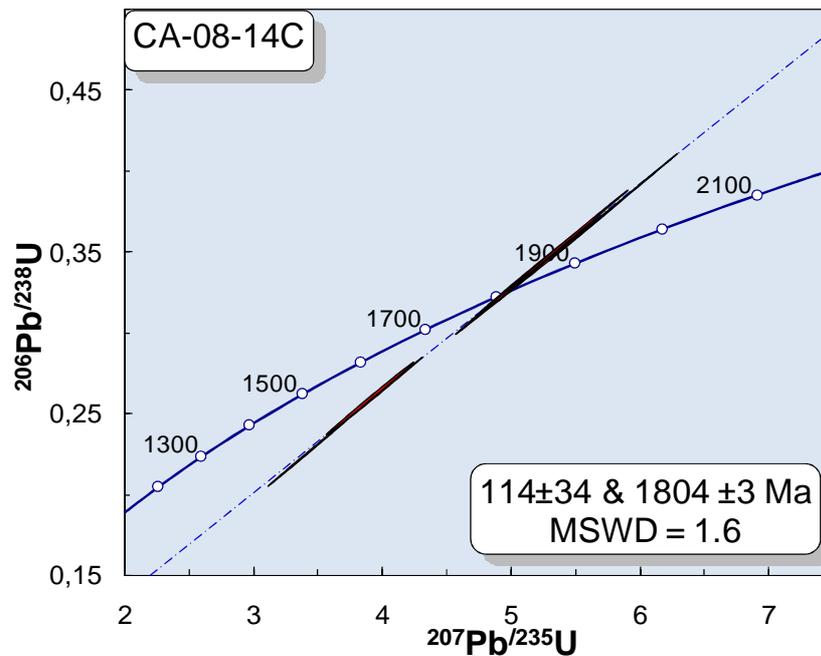


Figure I-61 : Datation U/Pb sur zircons des pegmatites B'

4.5. Conclusions

Les pegmatites B' intrusives dans l'Archéen sont très similaires aux pegmatites B d'un point de vue minéralogique (allanite) et géochimique (ETR) mais aussi temporel avec un âge récent (1804 ± 3 Ma). Ces pegmatites appartiennent à la famille des pegmatites tardives.

5. Pegmatite C-D à U-Th

5.1. Contexte et Gisements

Tout le long du contact marbre/paragneiss de Davis Inlet (où l'on a déjà signalé l'accumulation tardi- M_2 de liquides « leucogranitiques ») s'observent des injections de pegmatites tardives, dont l'association spatiale avec les indices à U-Th (Partie II.C.3) rend l'étude détaillée nécessaire.

Ces injections se font, de façon dominante, le long de S_{1-2} , mais elles sont fréquemment interconnectées, avec une géométrie d'ensemble fortement suggestive d'une mise en place en contexte décrochant, selon deux modes contrastés :

(i) raccourcissement N 80-100 et cinématique senestre sur N130 (pegmatite de type C), (Figure I- 62B & Figure I- 63).

(ii) raccourcissement N 20-30 et cinématique dextre sur N130 (pegmatite de type D), (Figure I- 62A & Figure I- 64).

Il existe des manifestations indépendantes de décrochements admettant l'une ou l'autre de ces cinématiques. Ainsi par exemple, la famille senestre s'observe au niveau de l'œil.

La famille dextre s'exprime en plusieurs points de Davis Inlet, reprise en cisaillement ductile de schlierens dans le leucogranite tardi-M₂ ; cisaillements ductiles affectant le skarnoïde amphibolitisé (skarn 2, Partie I.F) (Figure I- 65).

La cinématique dextre semble succéder à la famille senestre, sur la base des arguments suivants :

(i) le raccourcissement « E-W » qui caractérise la famille senestre est le même que celui de la phase D₄ : ces deux types d'événements pourraient donc être liés.

(ii) la famille dextre est clairement post P₄ (Davis Inlet N-Centre).

(iii) on peut observer localement ce qui semble bien être la reprise en dextre d'un cisaillement initialement senestre, (Figure I- 67).

On peut donc conclure à l'existence de deux épisodes transpressifs à la fin de l'orogène Torngat dans le district de Cage (Evènement E3, Tableau I- 4) :

(i) C₄ à cinématique senestre sur N130, événement principalement marqué par les plis P₄ mais auquel s'associe une première génération de pegmatites tardives (Peg C).

(ii) C₅ à cinématique dextre sur N130, événement marqué par l'intrusion des pegmatites tardives (Peg D), et surtout exprimé sur le flan W du synclinorium P₃ de Cage, à la frontière marbres-paragneiss de Davis Inlet.

La famille dextre présente en de nombreux points une composante normale (Figure I- 66 A-B-C).

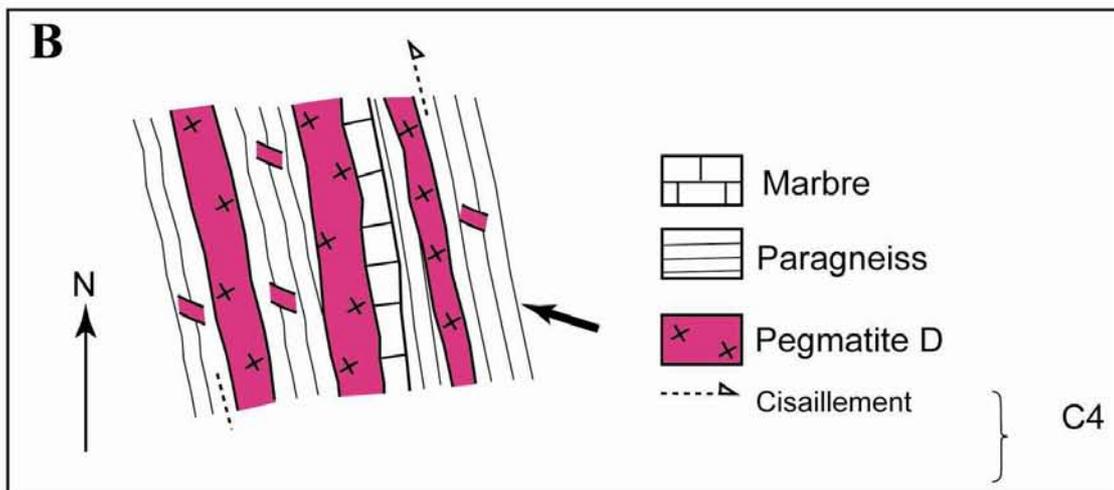
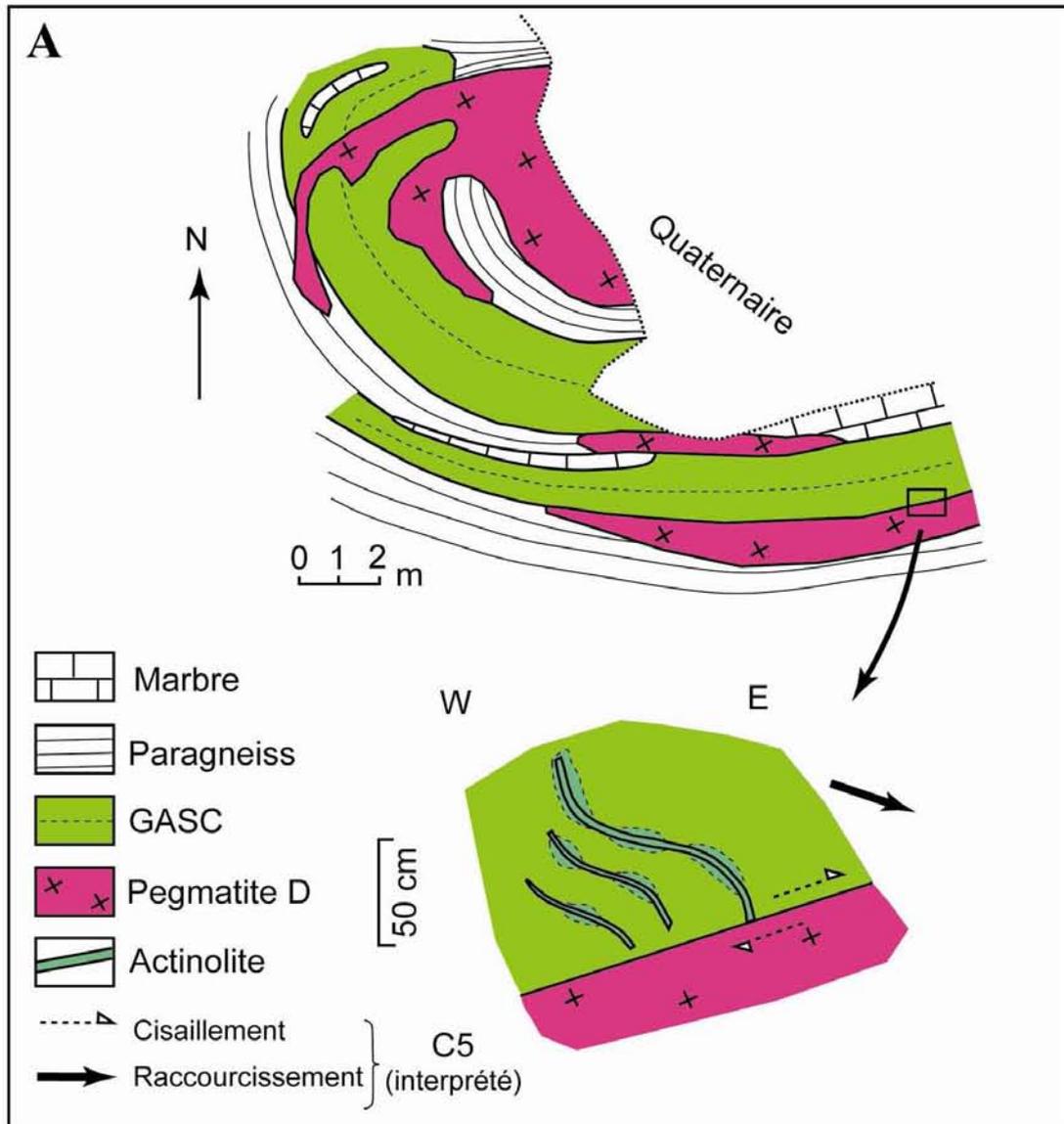


Figure I- 62 : Cisaillements C₄ à cinématique dextre et C₅ à cinématique senestre associés respectivement avec les pegmatites C et D, *Davis Inlet*.

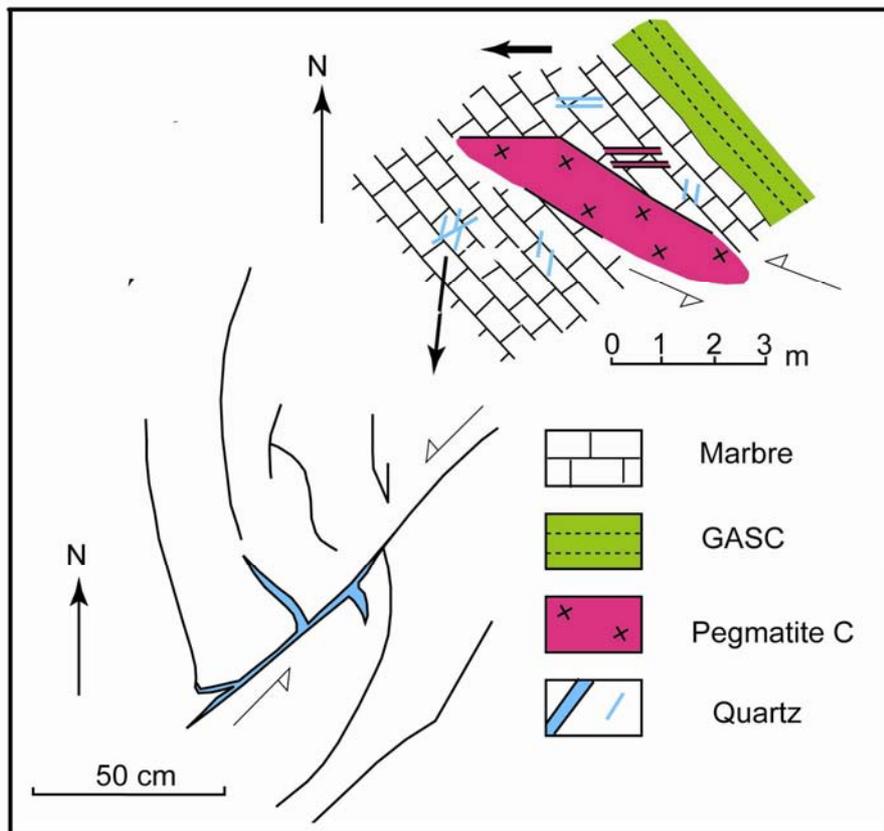


Figure I- 63 : Cisaillements C₄ à cinématique senestre associés à la mise en place des pegmatites C, un réseau de veines de quartz C₆ se développe postérieurement, *Indice Bocamp*.

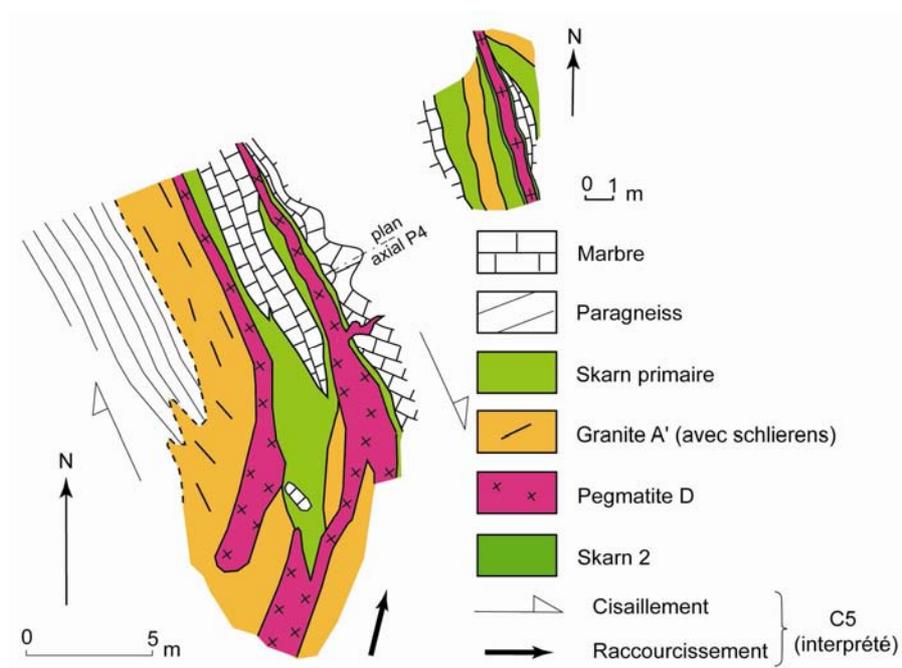


Figure I- 64 : Cisaillements C₅ à cinématique dextre associés à la mise en place des pegmatites D au contact avec un granite A' formant un liséré de skarn 1. *Davis Inlet*.

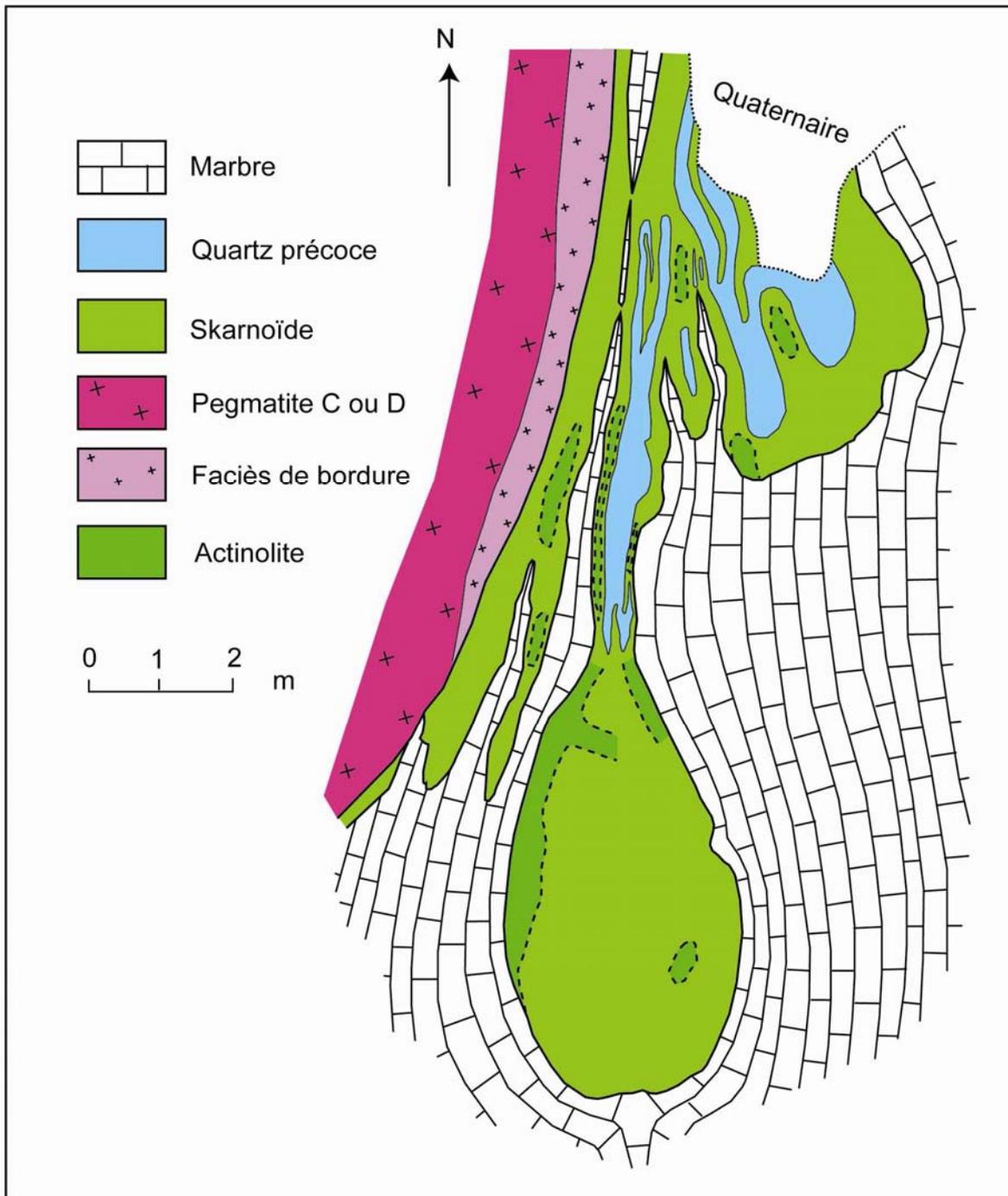


Figure I- 65 : Skarnoïde amphibolitisé contenant un ancien quartz déformé (anciennes chailles ?) au contact d'une pegmatite tardive (C ou D), *Indice Nanuk*.

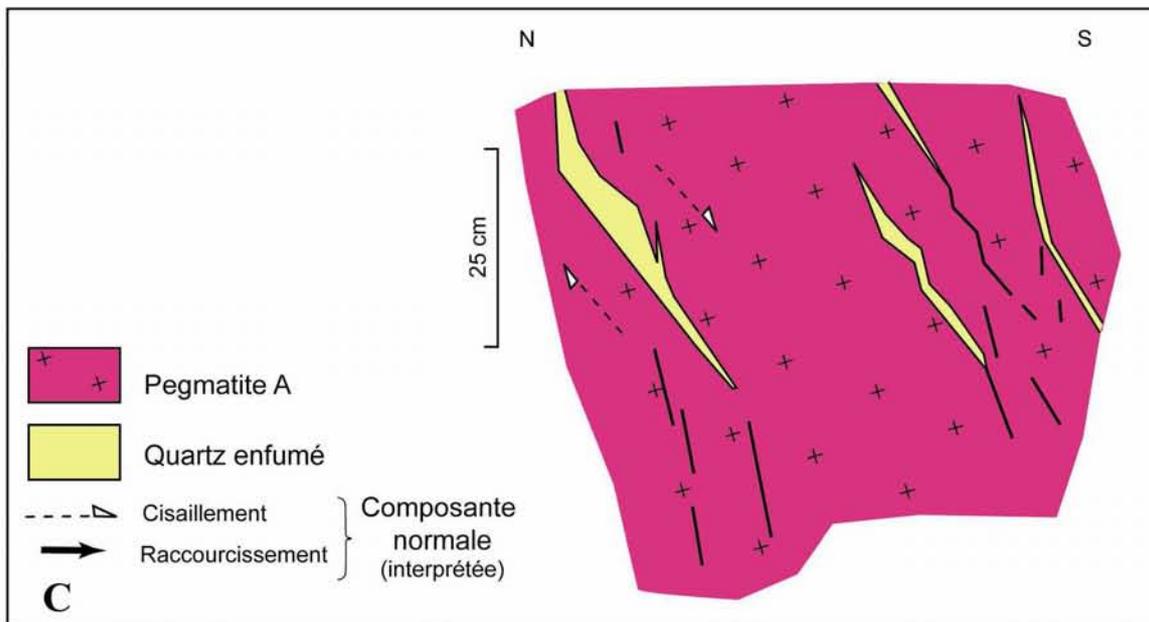
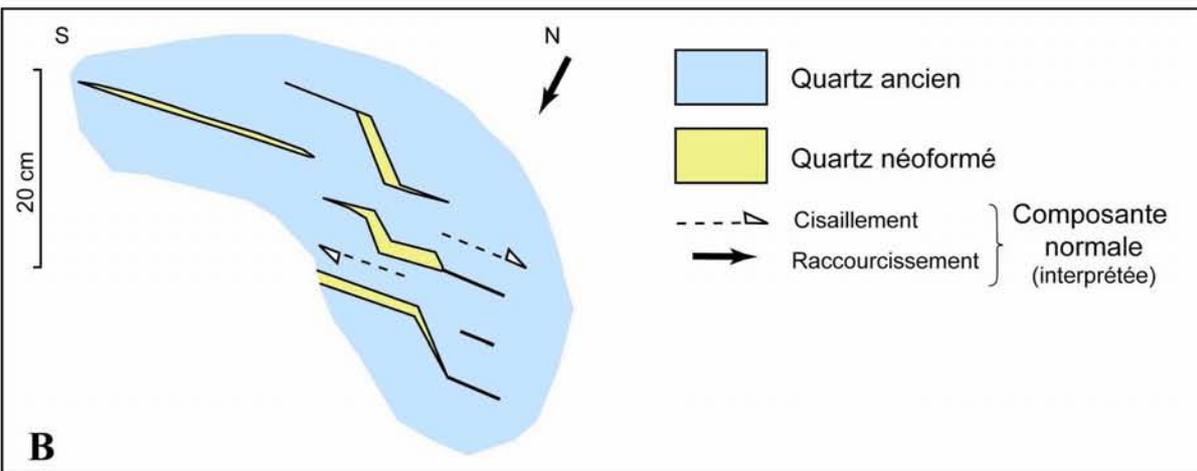
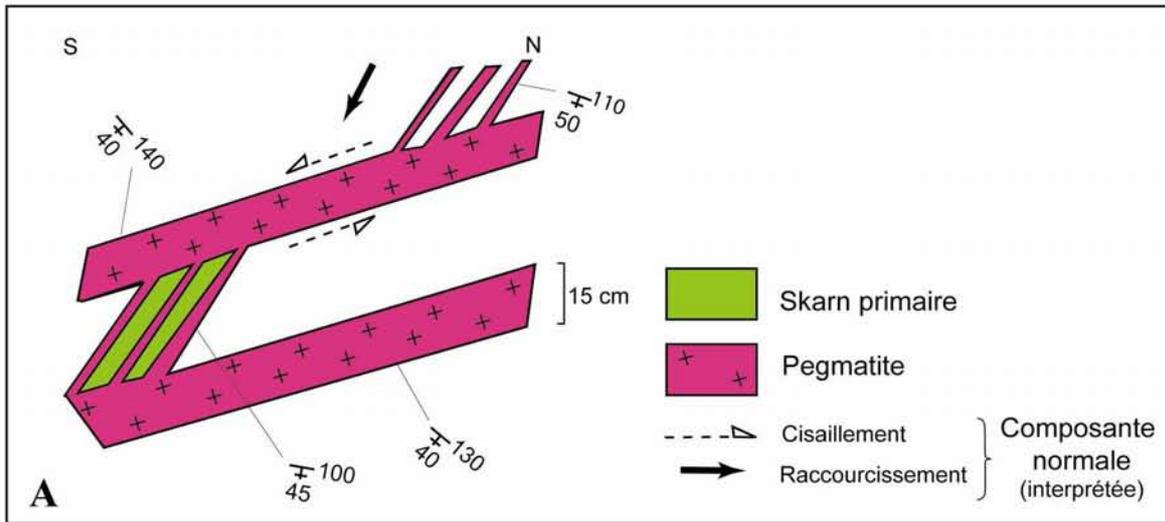


Figure I- 66 : Différentes manifestations de cisaillements C_6 à composante normale marquée par les pegmatites tardives (A) et par des veines de quartz (B-C), A-C Davis Inlet, B Indice 7%.

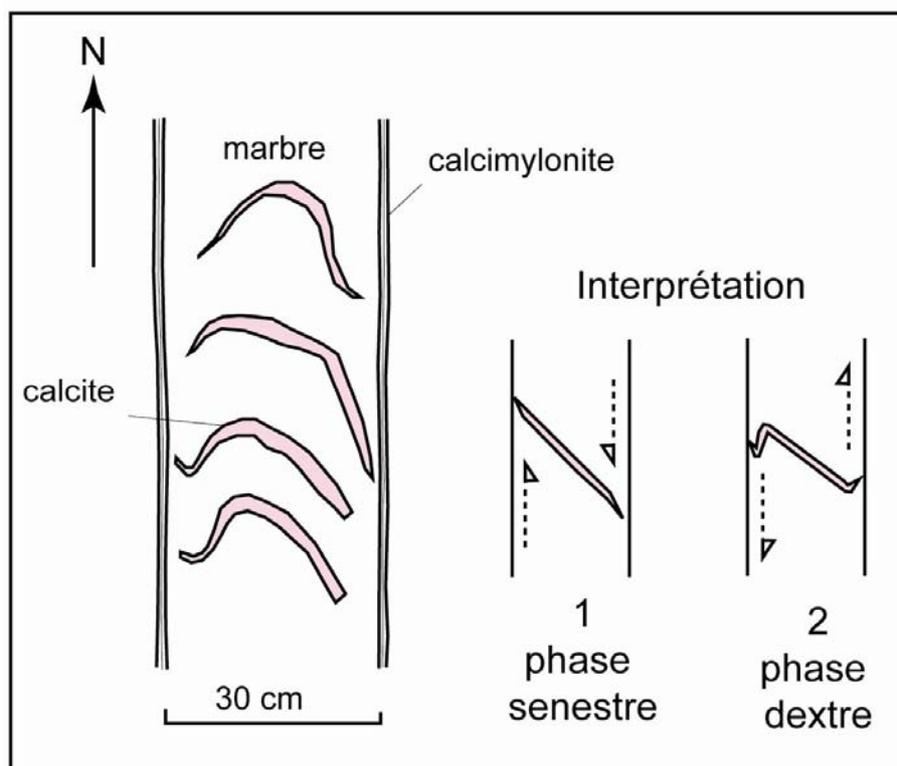


Figure I- 67 : Reprise dextre d'un cisaillement de l'épisode D7 initialement senestre, Indice Youssou.

5.2. Pétrographie

5.2.1. Pegmatite C

Les pegmatites sont très hétérogènes d'un point de vue minéralogique et textural (Figure I-68A). Certains filons se particularisent par la présence de plages métriques grossièrement sphériques, caractérisées par :

(i) un grain plus fin

(ii) un enrichissement en quartz associé à de l'albite, avec tendance à dessiner des textures graphiques

(iii) la présence de « poches » (1-10 cm) à quartz-biotite, où se concentre l'uranium (Partie II.C.3), avec une auréole feldspathique « pegmatitique ». Ces poches ont des similitudes avec celles observées dans les pegmatites A' mais surtout dans les pegmatites B. Ces poches enrichies en quartz pourraient correspondre au fluide magmato-hydrothermal expulsé par ces pegmatites.

5.2.2. Pegmatite D

D'un point de vue minéralogique, ces pegmatites sont très riches en feldspath potassique (de 60 à 95%) pouvant même aller jusqu'à une variété quasi-holofeldspathique.

(i) Les pegmatites quartzofeldspathiques (CA-08-5F et CA-08-5G) sont riches en feldspath potassique, majoritairement représenté par des cristaux subautomorphes de microcline (45-50%) de tailles moyennes (de 1 mm à 3 mm) à quadrillage fin typique (Figure I-68 D-E). L'orthose est plus rare (15 à 25% de la roche) et forme des cristaux xénomorphes perthitique parfois séricitisés de très grande taille (pluricentimétriques).

Le quartz (30%) a tendance à former des amas de cristaux xénomorphes à extinction ondulante de tailles variables (entre 1 mm et 5 mm). Certaines variétés de pegmatite sont, comme les pegmatites C, marquées par la présence de « poches à quartz biotite » enrichis en U-Th.

Le plagioclase est plus rare (entre 2 et 10%) et est rencontré principalement sous la forme de grands cristaux subautomorphes (plurimillimétriques) (Figure I-68F). Les lamelles de biotite (entre 1 et 2%) sont très altérées par de la chlorite à teinte de polarisation violette.

Les principaux minéraux accessoires sont la titanite qui forme des cristaux losangiques automorphes de tailles variables (300 à 1000 μm ; Figure I-68E) et l'apatite qui forme des amas de cristaux trapus et des lamelles de grande taille (1 mm à 2 mm).

(ii) Les pegmatites holofeldspathiques (CA-08-13G ; Figure I-68C) sont représentées par du microcline (70%) et de l'orthose plus rare (25% de la roche). Cette variété de pegmatite est très pauvre en quartz (5%). La muscovite (1%) se développe préférentiellement dans des « poches » sous la forme de lamelles automorphes (de 500 μm à 3 mm). Cette pegmatite est dépourvue de minéraux accessoires.

(iii) Les pegmatites à poches enrichies de quartz (CA-07-30C; Figure I-68B) sont plus riches en albite (10 à 30%) accompagnant préférentiellement le quartz. Le feldspath potassique est encore ici très abondant (20 à 30%).

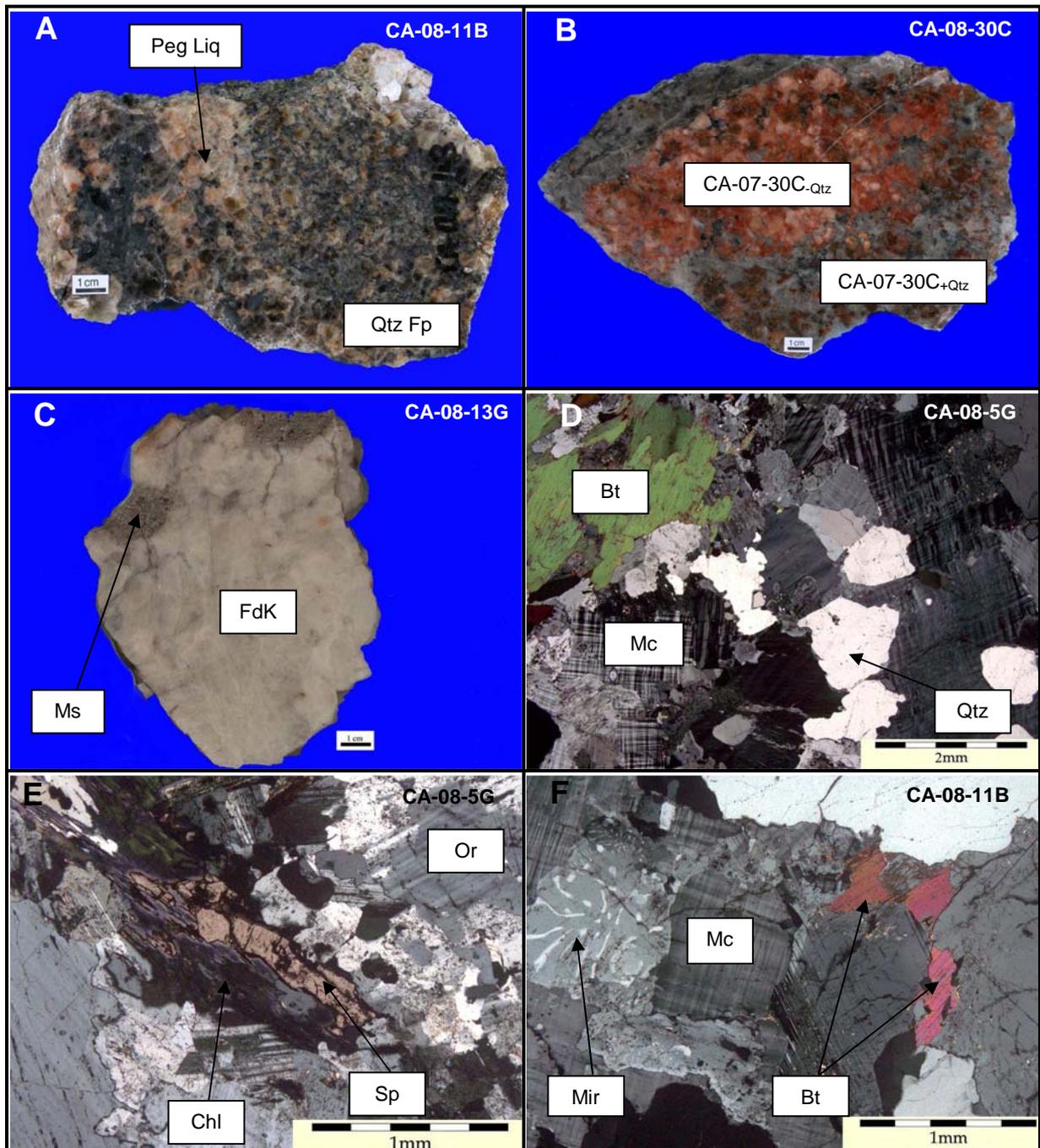


Figure I-68 : A. Pegmatite C qui représente le mélange entre une poche à quartz (fluide pegmatitique) et une pegmatite riche en quartz (liquide), *Davis Inlet Sud* B. CA-07-30C Pegmatite à « poches quartzes », *Davis Inlet N Centre*. C. Pegmatite D sub-holofeldspathique avec des « poches » à muscovite (Ms), *Indice Bocamp*. D. LPA Grands cristaux de quartz xénomorphes (Qtz) et microcline xénomorphes (Mc) associés à de la biotite (Bt) E. LPA Titanite (Ti) associé à de la chlorite (Chl) au contact avec de l'orthose (Or) F. LPA Myrmékite (Mir) associée à du microcline (Mc) et de la biotite (Bt).

5.3. Géochimie

5.3.1. Pegmatite C

a. Majeurs

La pegmatite C « normale » (CA-08-11A) a des teneurs fortes en Na₂O (3,27 % poids) et en K₂O (4,23 % poids) avec un paramètre P de -36. Elle est légèrement péralumineuse avec un paramètre A de 16 et relativement riche en minéraux mafiques avec un paramètre B de 54 et des teneurs en Fe₂O₃ et MgO de 2,63 et 0,77 % poids (Mg # de 0,35 ; Figure I-71).

La pegmatite à poches de quartz et biotite (CA-08-11B) a un fort paramètre Q (249) et un faible paramètre P (-104) liés à la relative abondance de l'albite par rapport au feldspath potassique avec des teneurs en Na₂O de 3,69 % poids et en K₂O de 1,96 % poids. La présence de la biotite est marquée par un paramètre B de 47 et des teneurs en Fe₂O₃ et MgO de 2,14 et 0,66 % poids (Mg # de 0,38 ; Figure I-72).

Ces deux pegmatites ont de fortes teneurs en CaO de 1,16 et 1,49 % poids respectivement.

b. Traces (Annexes)

Les pegmatites C présentent des teneurs en Ba (494 et 220 ppm), en Rb (175 et 99 ppm), et en Sr (109 à 106 ppm) intermédiaires, et des teneurs faibles en Nb (9 et 8 ppm) en Ta (0 ppm) et en Y (7 et 13 ppm). Elles sont par contre enrichies en Th (236 et 551 ppm), en U (46 et 381 ppm) avec un Th/U de 5,16 et 1,45 et en Zr (1 802 et 455 ppm), (Figure I-73).

c. ETR

Le spectre ETR de la pegmatite à grains fins (CA-08-11A ; Figure I-69) est peu fractionné ($La_n/Lu_n = 0,89$) et marqué par un enrichissement en ETR lourdes avec une forte anomalie positive en Eu ($Eu^* = 4,14$).

Le spectre ETR de l'échantillon CA-08-11B qui représente le mélange entre une poche à quartz (fluide pegmatitique) et une pegmatite riche en quartz (liquide) montre un faible fractionnement des terres rares légères vers les terres rares lourdes ($La_n/Lu_n = 6,55$) avec une faible anomalie négative en Eu ($Eu^* = 0,93$). Ce spectre est comparable à celui représentant le mélange entre une poche à quartz et son encaissant pegmatitique (CA-07-30C ; Figure I-69) de même que les teneurs en ETR ($\Sigma ETR = 55$ et 47 ppm).

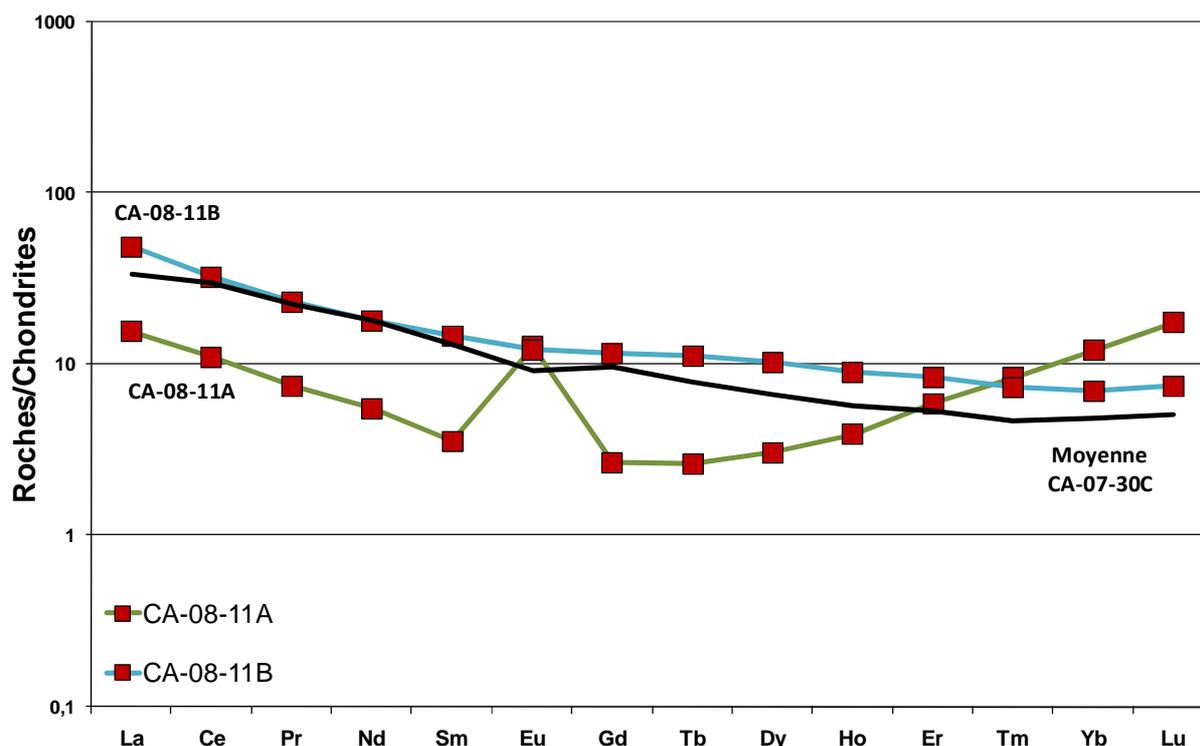


Figure I-69 : Spectres ETR normalisés aux chondrites C1 (Sun & Mac Danough, 1989) des pegmatites C avec en référence un spectre moyen d'une pegmatite D à poche quartzuse (CA-07-30C).

5.3.2. Pegmatite D

a. Majeurs

Les pegmatites D (n=5) ont des teneurs en SiO₂ hétérogènes allant de 66,81 % poids avec un paramètre Q de 52 pour la pegmatite holofeldspathique à 87,82 % poids avec un paramètre Q de 402 pour les pegmatites à poches enrichies en quartz (Figure I-72).

Le paramètre P en général très élevé (P de 68 à 226) et la forte teneur en K₂O (de 7,96 à 12,81 % poids) traduisent le caractère très feldspathique et potassique des échantillons CA-08-5F, CA-08-5G et CA-08-13G.

Seule une roche (deux analyses), présente un paramètre P faible (de -37 à -144) lié à la présence plus importante de l'albite avec des teneurs en Na₂O de 1,79 à 6,58 % poids pour les échantillons CA-07-30C_{-Qtz} et CA-07-30C_{+Qtz}.

Toutes ces pegmatites sont relativement pauvres en minéraux mafiques (B variant de 2,55 à 32 ; Figure I-71) avec des faibles teneurs en Fe₂O₃ de 0,06 à 1,13 % poids et en MgO de 0,07 à 0,73 % poids (Mg # de 0,42 à 0,68). Les teneurs en CaO sont relativement faibles variant de 0,08 à 0,75 % poids.

b. Traces (Annexes)

Les pegmatites D à tendance holofeldspathique sont riches en Ba (1 748 à 3 602 ppm), Rb (251 à 360 ppm) et Sr (104 à 146 ppm).

La pegmatite holofeldspathique (CA-08-13G) est caractérisée par des teneurs négligeables pour tous les autres éléments traces avec des valeurs en dessous de la limite de détection pour les radioéléments.

Les deux autres pegmatites ont des teneurs faibles en Nb (3 et 10 ppm), Ta (0 ppm), Y (6 et 8 ppm), et en Zr (15 et 122 ppm). Elles sont par contre riches en Th (11 et 19 ppm) et en U (58 et 114 ppm) avec un Th/U de 0,18 et 0,17 (Figure I-73).

Les poches à quartz (CA-07-30C_{+Qtz}) sont enrichies en Mo (51 contre 13 ppm), en Th (502 contre 54 ppm), en U (391 contre 79 ppm), en Zr (580 contre 22 ppm), Y (15 contre 4 ppm) par rapport à la pegmatite encaissante (CA-07-30C_{-Qtz}).

c. ETR

Les spectres ETR de ces pegmatites (CA-08-5F, CA-08-5G et CA-08-13G ; Figure I-70) montrent une faible décroissance des terres rares légères vers les terres rares lourdes ($La_n/Lu_n = 5,57, 12,42$ et $25,05$) avec une faible anomalie positive en Eu (1,56 et 1,13).

Ces pegmatites sont peu enrichies en ETR globales en particulier pour la pegmatite holofeldspathique (CA-08-13G) avec des teneurs variant de 2 et 59 ppm.

d. Datations

Les âges obtenus concernent exclusivement des âges $Pb_{207}/_{206}$ de cœur hérités. Ces âges sont anciens de 2389-2617 Ma (n=5) avec un point à 2154 Ma.

5.4. Conclusions

Les pegmatites C et D ont beaucoup de similitudes minéralogiques (poches à quartz) et géochimiques (richesse en radioéléments et spectres ETR semblables) et semblent être issues plus ou moins du même protolithe. Ce protolithe plus fertile pourrait être l'Archéen sur lequel repose le groupe de Lake Harbour (comme pourrait l'indiquer la présence de cœur hérité Archéen). Au fur et à mesure du métamorphisme et de la déformation, la fusion partielle atteint les niveaux les plus profonds de la croûte présidant à la genèse de ces pegmatites enrichies en radioéléments. Cette discussion sera reprise dans la partie consacrée aux isotopes du Sm-Nd (Partie III.G).

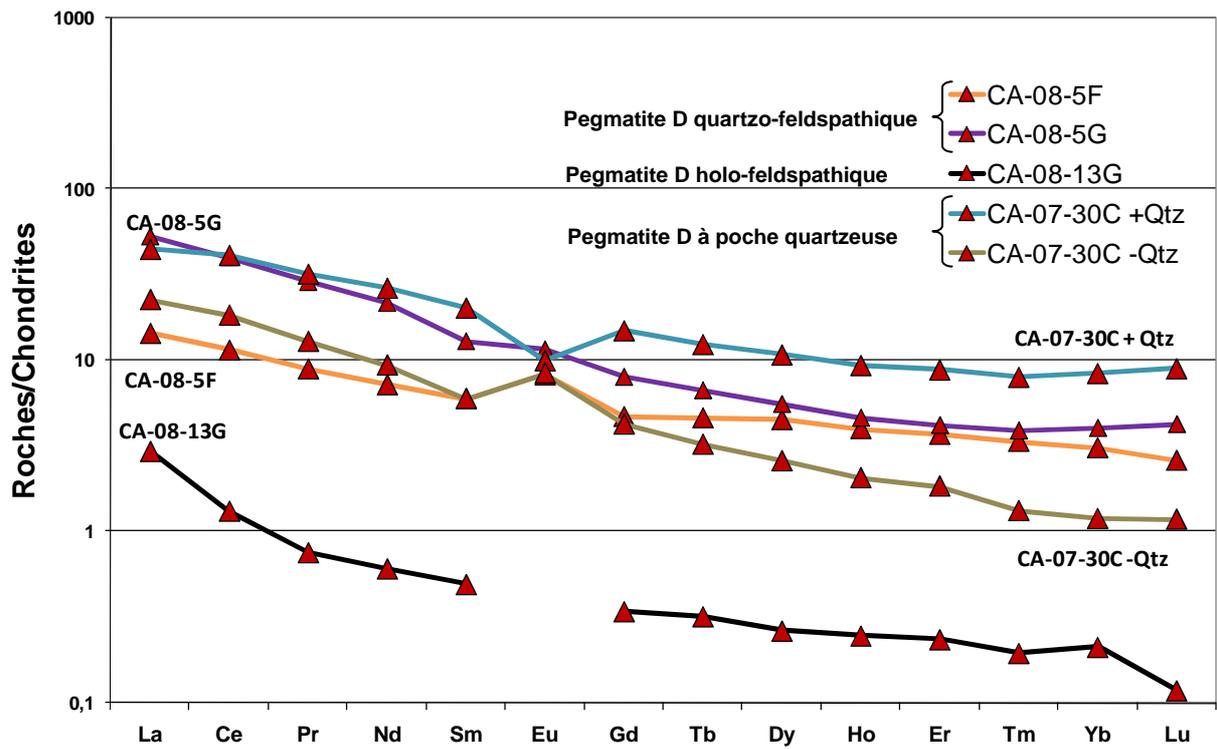


Figure I-70 : Spectres ETR normalisés aux chondrites C₁ (Sun & Mac Danough, 1989) des pegmatites D.

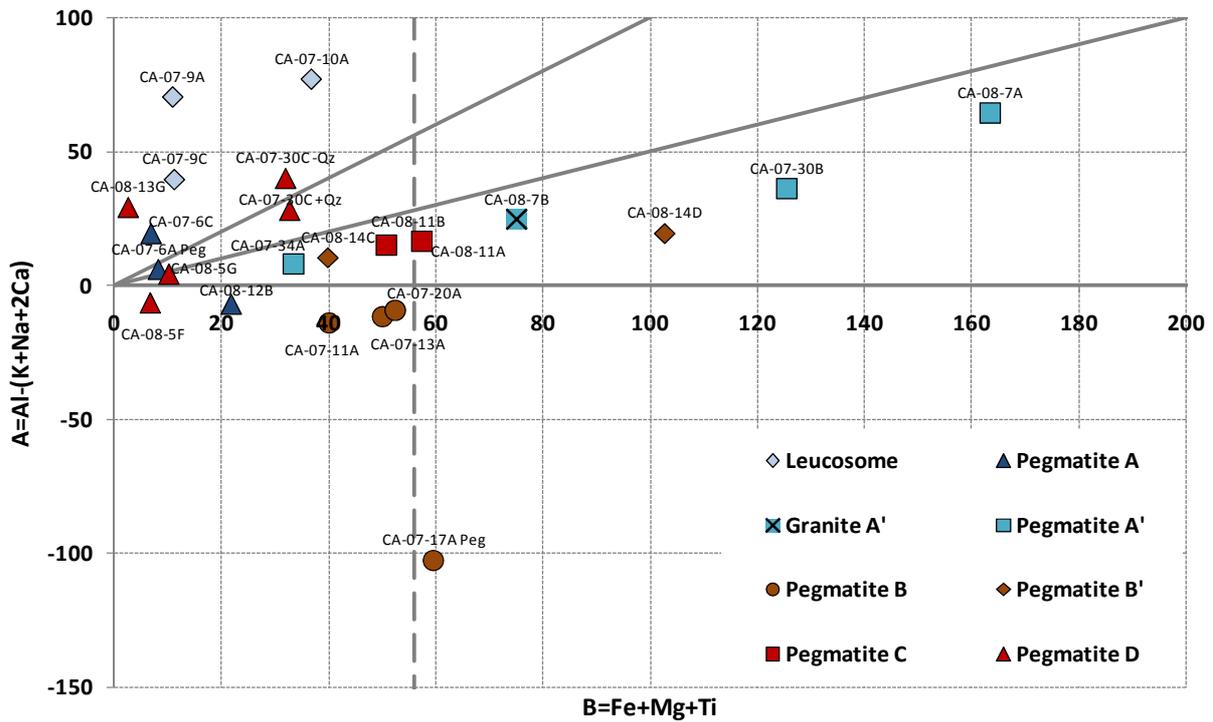


Figure I-71 : Diagramme A en fonction de B (Debon & Lefort, 1982) pour les leucosomes, pegmatites et granites du district de Cage.

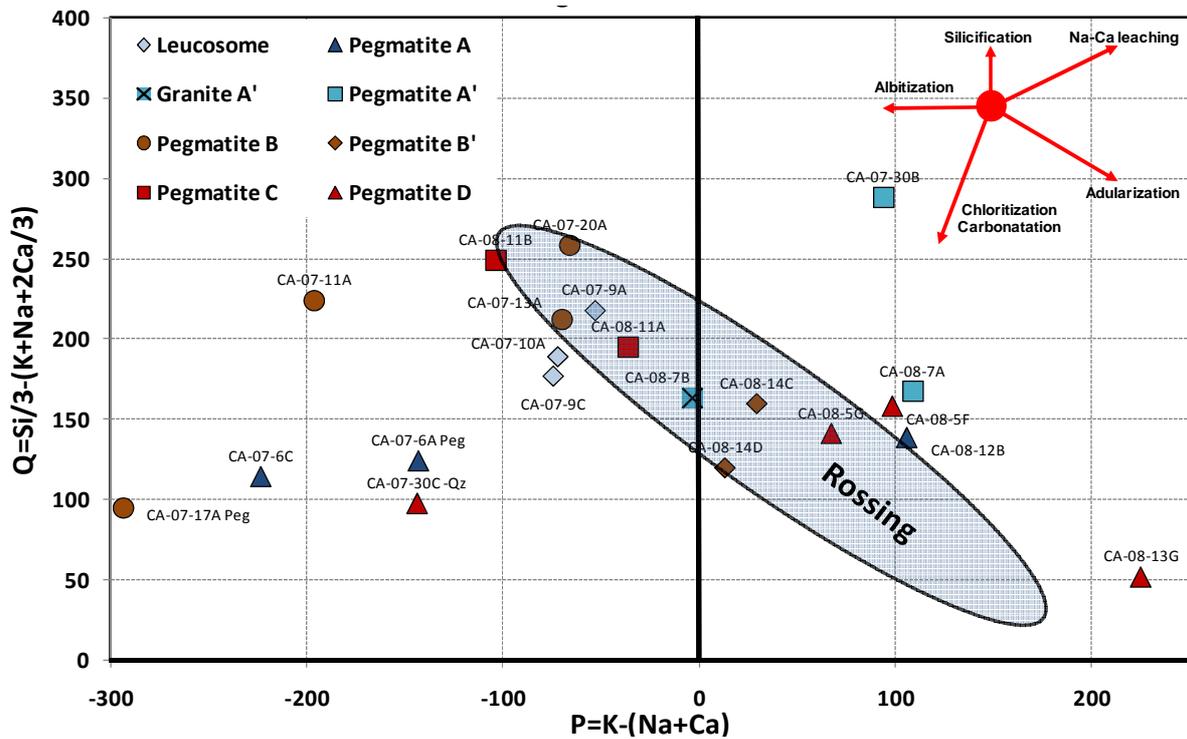


Figure I-72 : Diagramme Q en fonction de P (Debon & Lefort, 1982) pour les leucosomes, pegmatites et granites du district de Cage.

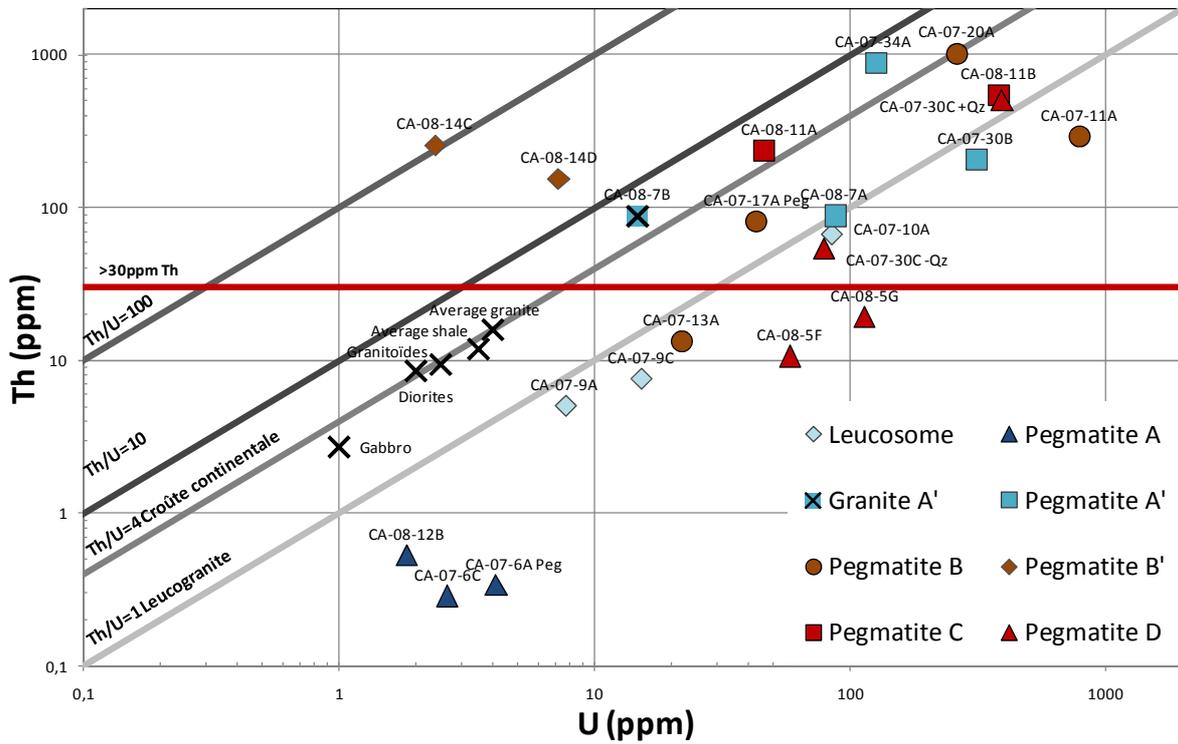


Figure I-73 : Diagramme Th (ppm) en fonction de U (ppm) pour les leucosomes, pegmatites et granites du district de Cage. Roches références d'après Debon & Lefort (1982).

6. Conclusions

La migmatisation à 1826 ± 6 Ma marque le début de l'histoire des pegmatites avec la formation des leucosomes déjà évolués (partiellement extraits) et suivi par l'injection de pegmatite dans les paragneiss.

Les pegmatites A de même âge (1817 ± 22 Ma et 1813 ± 30 Ma) sont très pauvres en U et en Th et se collectent préférentiellement dans les marbres, sous forme de sills plus ou moins boudinés et affectés par le plissement sur le flanc NE du synclinorium D₃ de marbres de Cage. L'existence d'un isograde de l'anatexie à grenat passant le long de ce flanc pourrait expliquer la localisation de ces pegmatites.

Les granites et pegmatite A', sont tardi-D₂ (Partie I.E.2.2) et se collectent limite marbre/paragneiss sur le flanc SW de Davis Inlet, et le flanc NW du petit synforme de l'indice Bocamp, là où les paragneiss sont les plus minces, et le socle archéen le plus proche. Ces magmas A' enrichis en radioéléments (contenus dans des schlierens et les poches quartzieuses) marquent la transition avec les pegmatites tardives

Les pegmatites B à allanite (et leurs homologues B' dans l'Archéen) sont post D₂ (1777 ± 10 Ma et 1804 ± 3 Ma) et se différencient par un fort enrichissement en Nb, Ta, Y, Zr, ETR et en particulier en U et Th. Les pegmatites B marquent le début de la production des pegmatites tardives minéralisées en probable relation avec la fusion d'une source plus profonde enrichie en radioéléments.

A la fin de l'orogène Torngat dans le district de Cage, se mettent en place en contexte transpressif (E₃) les pegmatites les plus tardives C et D. Ces pegmatites ont beaucoup de similitudes minéralogiques (poches à quartz) et géochimiques (richesse en radioéléments et spectres ETR semblables) et semblent être issues plus ou moins du même protolithe fertile.

Au fur et à mesure du métamorphisme et de la déformation, la fusion partielle atteint les niveaux les plus profonds de la croûte favorisant le développement de pegmatites enrichies en radioéléments (Tableau I-5).

	Leucosomes	Peg A	Granite A'	Peg A'	Peg B	Peg B'	Peg C	Peg D
Nb (ppm)	3 - 39	3 - 4	8	5 - 22	12 - 570	1 - 11	8 - 9	0,2 - 4
Ta (ppm)	0 - 7	0,5 - 4	0,7	0,9 - 2	4 - 39	0,1 - 0,7	0,4 - 0,5	0,2 - 0,4
Th (ppm)	5 - 67	0,3 - 1	89	90 - 885	13 - 1025	155 - 257	236 - 551	11 - 502
U (ppm)	8 - 84	2 - 4	15	87 - 309	22 - 786	2 - 7	46 - 381	58 - 391
Y (ppm)	16 - 49	2 - 33	5	5 - 22	33 - 443	11 - 34	7 - 13	4 - 15
Zr (ppm)	2 - 138	3 - 138	75	222 - 655	352 - 738	450 - 491	455 - 1802	15 - 580
Th/U	0,5 - 0,8	0,1 - 0,3	6	0,6 - 7	0,4 - 4	21 - 108	1,5 - 5	0,1 - 1,3
ETR (ppm)	48 - 114	6 - 60		14 - 29	86 - 108	743 - 1009	47 - 55	2 - 59
phase de déformation	D1	D2a	D2b	D2b	D3	D3	D3	D5
skarn	-	skn1	skn1	skn1	((sk1))	?	skn2	skn2
poches de quartz	-			+	+++	+	+++	+
datation U/Pb zircons en Ma	1826 ± 6	1817 ± 22 (Cage F) 1813 ± 30 (Indice 7%)	-	1817 ± 3	1777 ± 10	1804 ± 3	-	-
datation des cœurs en Ma	2000 - 2100 2500 - 2600	2360 ± 41 (Cage F) 2200-2300 (indice 7%)	-	-	2318 ± 9 2349 ± 7	-	-	2400-2600-

Tableau I-5: Tableau récapitulatif des principales caractéristiques des différentes générations de pegmatites.

F. Hydrothermalisme et skarn s.l.

La région de Cage est caractérisée par la fréquence de manifestations hydrothermales à minéraux calco-silicatés, souvent responsables de la formation de roches à tendance monominérale (skarn 1).

Ces manifestations sont presque toujours étroitement associées à des pegmatites ou des granites. Il y en a deux générations, la première (sk 1) en relation avec le magmatisme tardi-M₂ (Peg A, A' et Granite A'), la deuxième (sk 2) associée aux pegmatites (C et D).

1. Skarn primaire (sk 1)

Des lisérés d'une pyroxénite verte de quelques dizaines centimètres d'épaisseur s'observent au contact des plus gros corps de pegmatite A avec les marbres dolomitiques encaissants (Indice Sing-Sing et 7% par exemple, Figure I-75A et B). Les corps plus petits, ou ceux qui recoupent les marbres calcitiques, en sont généralement dépourvus.

Ces lisérés s'interprètent naturellement comme des exoskarns. Leur texture est granoblastique avec la présence de joints de grains à 120°.

Des skarns plus épais et plus continus jalonnent le contact marbre-paragneiss sur le flanc W du synforme de Cage le long de Davis Inlet Nord (Figure I- 74), où ils paraissent résulter de la transformation de bancs de marbres boudinés au sein des paragneiss en étroite relation avec le collectage des liquides granitiques A' (Figure I-80 A-B).

Dans une première phase de l'étude (Neto *et al.*, 2008), la transformation en scapolite de volumes importants de pegmatites (7% pour exemple) avait conduit à les interpréter comme des endoskarns. Il s'est avéré depuis que ces « endoskarns » (nous conservons le terme) sont en fait des endoskarns 2 liés à la percolation de fluides hydrothermaux tardifs par rapport à la mise en place de la pegmatite.

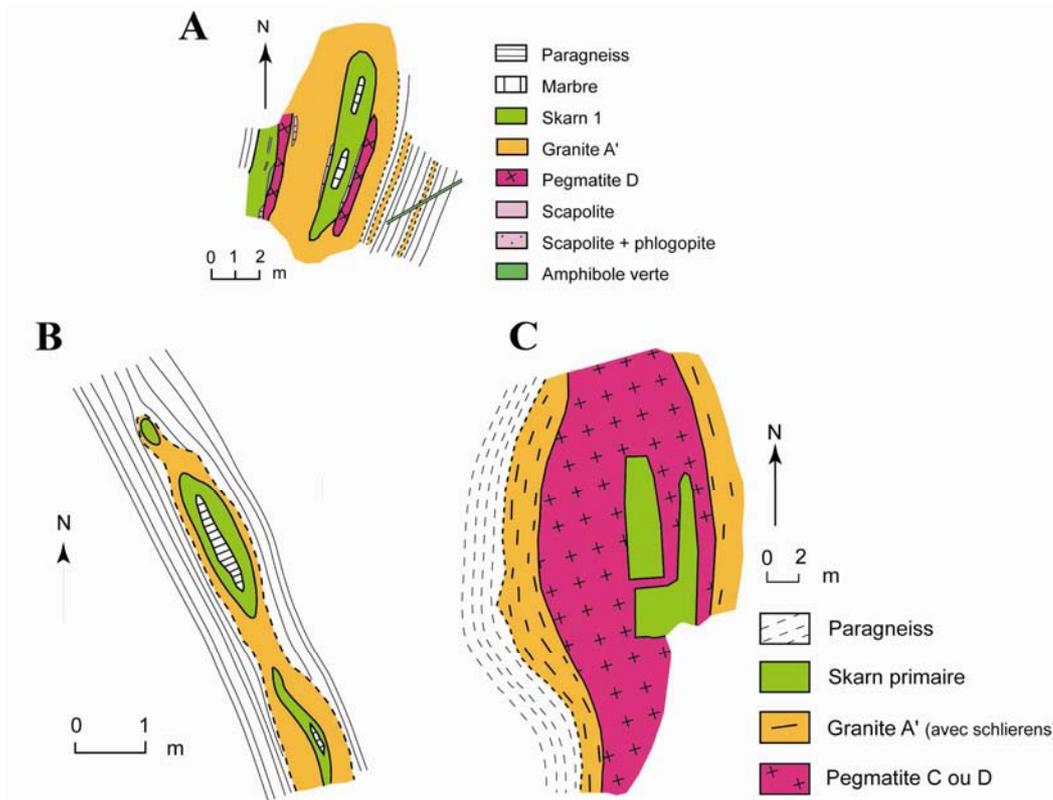


Figure I- 74 : Relation granite A'-sk 1 (B), l'ensemble est recoupé par des pegmatites tardives (C) associées à des veines de skarn 2 se développant au contact granite-sk 1 (A), *Davis Inlet*.

1.1. Pétrographie

Les diopsides forment des petits cristaux trapus de 0,3 à 1,5 mm et non altérés. En cela, ces exoskarns se distinguent des skarnoïdes, toujours plus ou moins rétro-morphosés (Partie I.C.3.3.5.).

1.2. Géochimie

La composition chimique de ces roches (n=12) est conforme à leur minéralogie avec des teneurs moyennes en SiO_2 , Al_2O_3 , CaO, MgO, et Fe_2O_3 de $52,35 \pm 1,31$ % poids, $1,24 \pm 0,85$ % poids, $23,07 \pm 1,19$ % poids, $16,15 \pm 1,36$ % poids, $4,38 \pm 1,55$ % poids très similaires aux teneurs mesurées pour les diopsides ferrifères (Partie I.F.2.1). Les teneurs en Al_2O_3 hétérogènes sont liées à la présence sporadique de veines de skarns 2 recoupant les skarns 1.

Les teneurs en Ba (11 à 167 ppm) et en Sr (4 à 40 ppm) sont relativement faibles en relation avec le remplacement des carbonates par des silicates, alors que les teneurs en Zn sont plutôt élevées (de 20 à 271 ppm).

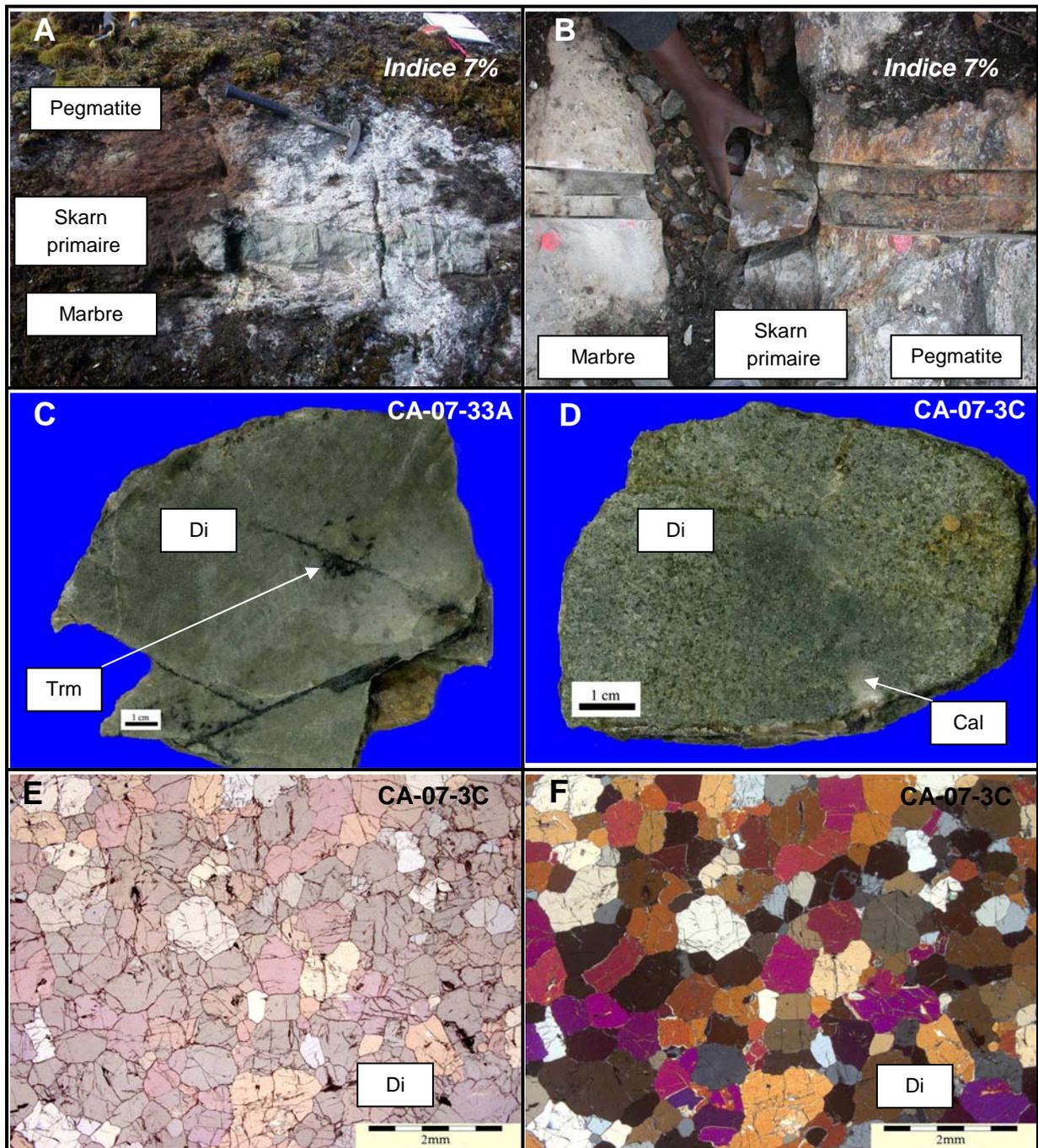


Figure I-75 : A. Skarn primaire d'une dizaine de centimètres d'épaisseur au contact avec une pegmatite A, 7%. B. Skarn primaire minéralisé à U-Mo d'une dizaine de centimètres d'épaisseur au contact avec une pegmatite A, 7%. C. Skarn primaire (pyroxénite) recoupé par des fractures de trémolite tardive (skarn 2). D. Skarn primaire (pyroxénite) recoupé par des fractures à calcite. E. LN. Pyroxénite à texture granoblastique. F. LPA. Pyroxénite à texture granoblastique.

2. Skarn secondaire (sk 2)

Une série de manifestations hydrothermales tardives à actinolites ± épidotes, scapolite, phlogopite, calcite, quartz qui s'expriment sous la forme de veines et de remplacements dans les skarnoïdes (Figure I- 65 & Figure I-80D), sk 1 ou pegmatite, ont été collectivement rassemblées ici sous le terme de skarn 2.

2.1. Contrôle structural

Les manifestations les plus précoces sont des veines de remplacement à actinolite, dont les premières sont contemporaines des cisaillements C₅ (Figure I- 62A & Figure I- 64). Plus tardives que ces premières manifestations, des réseaux de veines en décrochements conjugués avec un raccourcissement à N0-N170E (C₆) contiennent :

(i) Une très grande partie des veines à actinolites, essentiellement sous forme de veines de tension (Figure I- 76) et de scapolite, généralement surimposés à l'actinolite (Figure I- 77).

(ii) Des réseaux de veines de quartz (Figure I- 63).

Les dernières manifestations hydrothermales (Q, cc) se développent en contexte extensif (Figure I- 66B-C & Figure I- 67).

2.2. Actinolites

Les veines à actinolites sont souvent associées à une calcite, presque exclusivement développées dans les roches calc-silicatées (GASC, skarnoïdes, sk1). Plusieurs observations tendent à prouver que ces veines à amphibole verte se mettent en place dans le même contexte décrochant que les pegmatites tardives D. Les relations avec ces pegmatites ont des aspects d'apparence contradictoire. D'une part, la formation d'amphiboles vertes (sk2) apparaît comme un effet de contact de la pegmatite (Figure I- 62A). D'autre part, la pegmatite tardive (ou plutôt, ses manifestations ultimes) enclave ou recoupe des manifestations à amphiboles vertes.

2.3. Scapolites

Comme pour l'actinolite, ces relations avec ces pegmatites D ont des aspects d'apparence contradictoire. D'une part, la scapolite se met en place en relation apparente avec les pegmatites holofeldspathiques dans des veines avec des orientations similaires aux veines à actinolites. Elles se développent au contact pegmatite D - skarn 1, en filonnets

recoupant les skarns 1, en poches diffuses dans le skarn 1. D'une autre part, elle recoupe ces pegmatites pour former des endoskarns 2

Une altération par de l'illite est responsable de la coloration en rose de ces scapolites sur le terrain.

2.3. Phlogopite

La phlogopitisation, le plus souvent fissurale est moins développée par rapport aux autres manifestations hydrothermales tardives. Cette phlogopitisation est tardive et recoupe clairement les veines à amphiboles pour plusieurs affleurements étudiés.

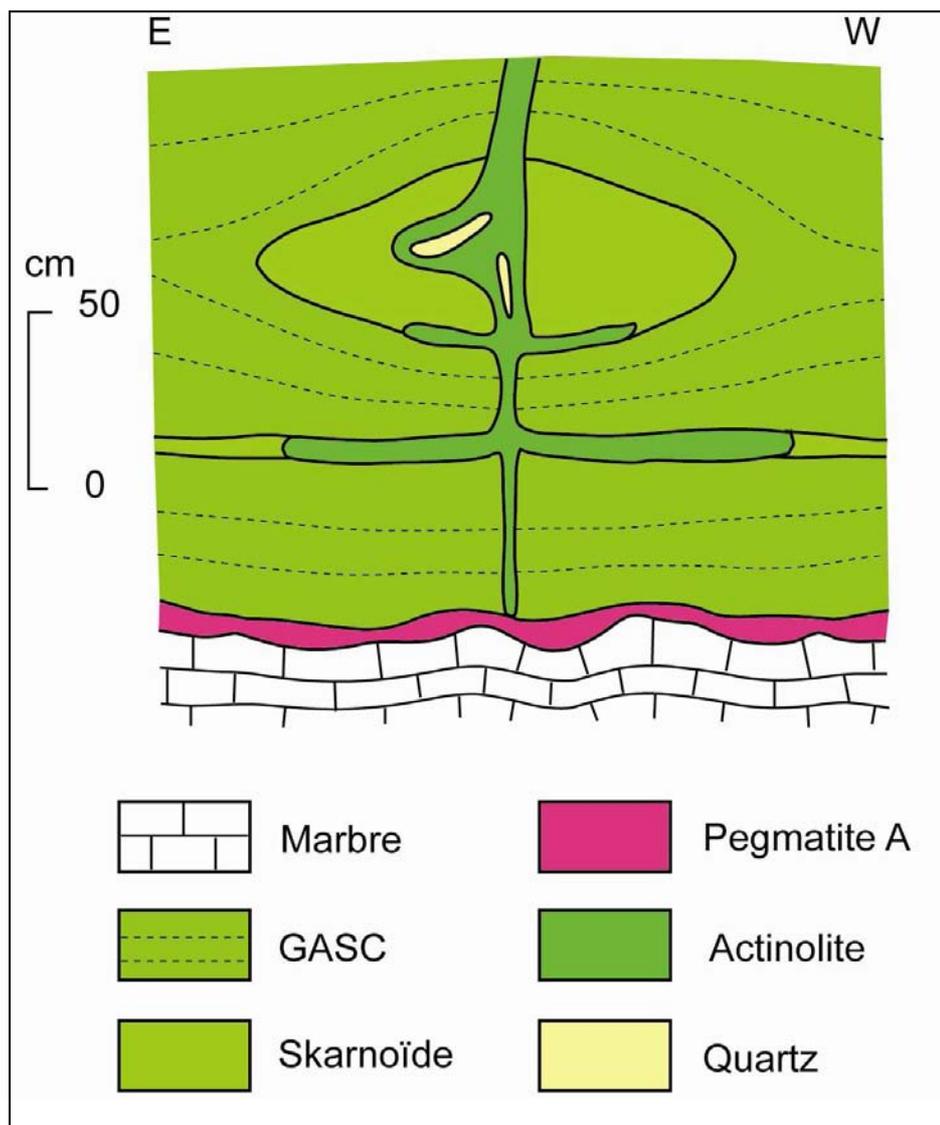


Figure I- 76 : Veines d'actinolites associées à un raccourcissement à N0-N170 E (C₆), se développant dans un GASC à boudins de skarnoïdes, *Indice Bocamp*.

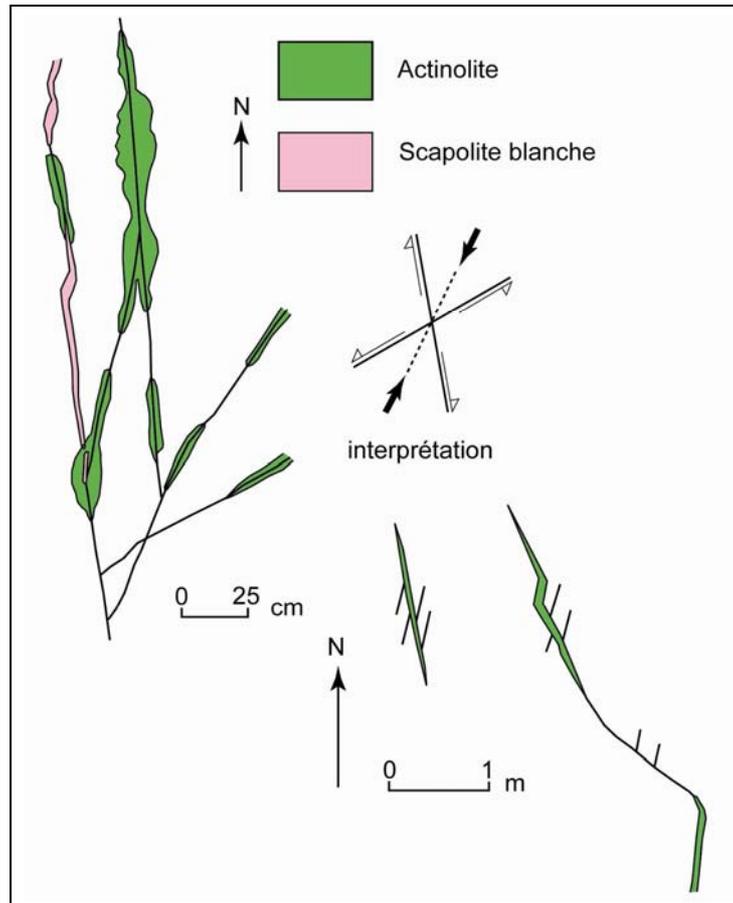


Figure I- 77 : Veines d'actinolite et de scapolite associées à un raccourcissement à N0-N170 E (C₆), Davis Inlet

2.4. Pétrographie

A l'échelle de la lame mince et de l'affleurement, l'actinolite peut se développer aussi de façon plus diffuse en se propageant dans les roches calco-silicatées à partir des épontes des fractures. Des petits cristaux (20 à 100 μm) zonés losangiques de titanite, des cristaux zonés d'allanite, et du quartz sont associés conjointement à cette actinolite diffuse (Figure I-78A-B-C).

La scapolite se met en place dans des veines avec des orientations similaires aux veines à actinolites. Une partie de la scapolite diffuse à partir des veines dans les skarns 1 pour former des poches de scapolitite à texture granoblastique typique. De petits cristaux d'épidote zonés à teinte bleutée (Figure I-78D) sont surtout présents dans les zones riches en scapolite toujours en apparente relation avec l'événement à actinolite. L'épidote a aussi été observée dans des cavités de dissolution d'actinolite.

La phlogopite au contraire de la scapolite et de l'actinolite ne diffuse pas dans les roches calco-silicatés et reste confinée dans les veines.

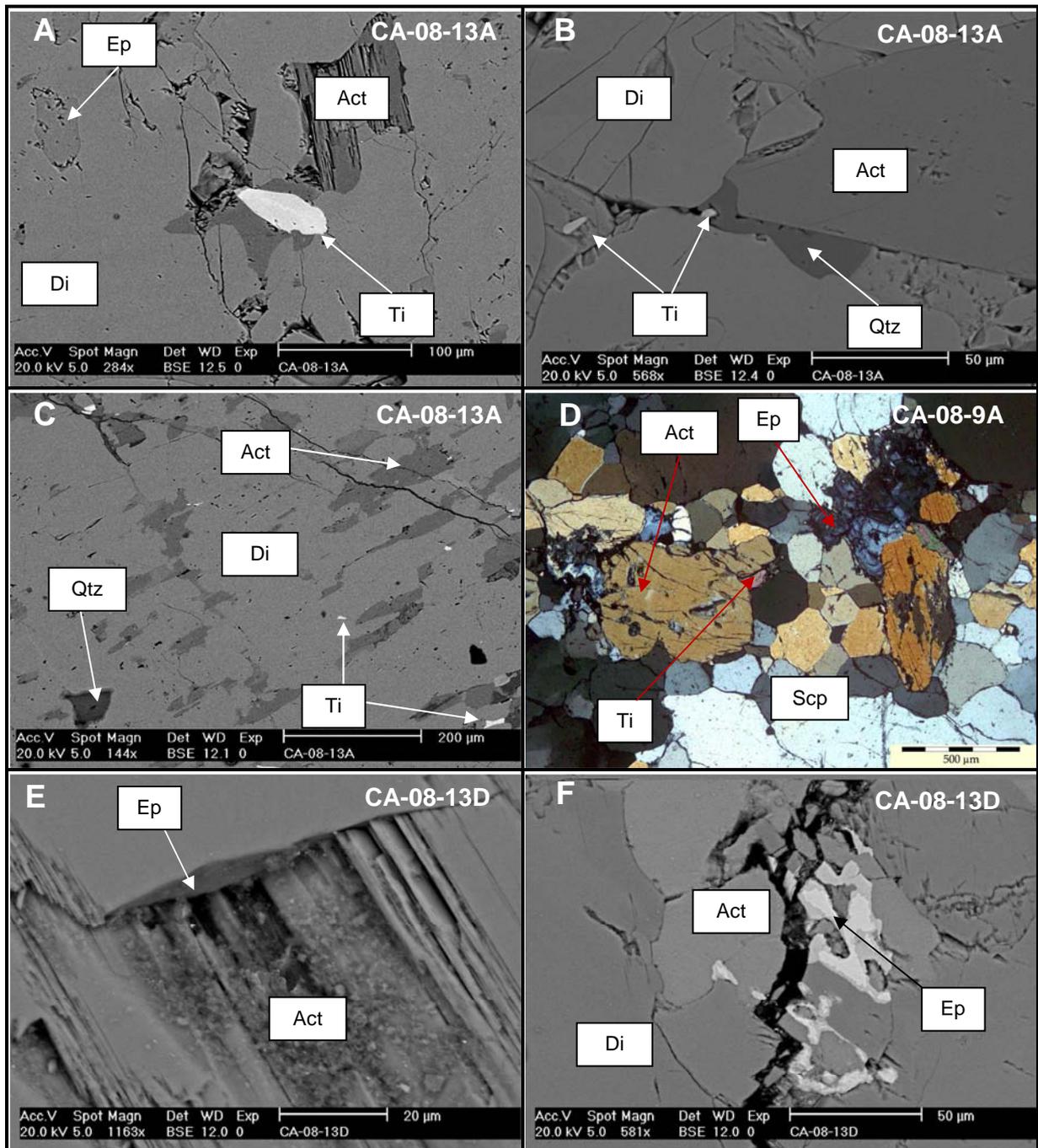


Figure I-78 : A. *BSE*. Skarn primaire recoupé par de l'actinolite diffuse (Act) associé à de l'épidote (Ep) et du titanite (Ti). B. *BSE*. Skarn primaire recoupé par de l'actinolite diffuse (Act) et du quartz (Qtz) associé à du titanite (Ti). C. *BSE*. Skarn primaire recoupé par de l'actinolite diffuse (Act) et du quartz (Qtz) associé à du titanite (Ti). D. LPA Association actinolite (Act)- épidote (Ep) – titanite (Ti) dans une poche à scapolite (Scp). E. *BSE*. Epidote (Ep) se développant dans microcavités de dissolution d'actinolite (Act) F. *BSE*. Epidote (Ep) associée à de l'actinolite (Act) dans une diopside (Di).

3. Endoskarn 2

La scapolitisation est aussi particulièrement marquée dans les pegmatites A sans proximité apparente des pegmatites C-D.

3.1. Pétrographie

Ce processus se manifeste tout d'abord par le remplacement plus ou moins total des feldspaths par de la scapolite en commençant par les variétés riches en sodium comme l'atteste la présence d'anciennes reliques de myrmékites (scapolite à inclusions de quartz; Figure I-79).

La scapolite se développe aussi en remplacement d'anciens cristaux allongés de feldspath marquant la texture graphique de la roche. La scapolite est le minéral ubiquiste dans tous les endoskarns 2, il est communément observé seul (de la trémolite ± épidote accompagne parfois la scapolite).

3.1. Géochimie

3.1.1. Scapolitisation discrète

D'un point de vue géochimique, la scapolitisation se manifeste dans ces roches (CA-07-1A, CA-07-1B et CA-08-5E) par un enrichissement en CaO important de 3,60 à 6,02 % poids pour des valeurs en Na₂O de 2,08 à 2,64 % poids et en K₂O de 5,86 à 6,38 % poids encore relativement fortes impliquant que le processus soit partiel.

La scapolitisation se développe préférentiellement au dépend des feldspaths riches en Na comme l'indique le faible déplacement du paramètre P (de -7 à -46) impliquant le remplacement de Na par Ca. Cette scapolitisation est plus marquée pour le paramètre Q avec des valeurs relativement faibles de 80 à 159. Le paramètre A de ces roches est très faible de -35 à -147 impliquant un apport extérieur en Ca et en moindre proportion de Na probablement.

3.1.2. Scapolitisation totale

Lorsque le processus de scapolitisation est poussé à l'extrême, les pegmatites sont transformées en scapolitite à texture granoblastique caractéristique. D'un point de vue géochimique, cette scapolitisation extrême se traduit dans ces roches (CA-07-2B) par un enrichissement en CaO très important de (9,74 % poids) pour des valeurs en Na₂O (3,81 %

poinds) intermédiaires et en K_2O (1,88 % poids) très faibles. Les paramètres P et A sont très déplacés vers des valeurs négatives (-257 et -166) confirmant le caractère extrême de la scapolitisation. Le paramètre Q lui aussi très faible (62) accentue cette tendance.

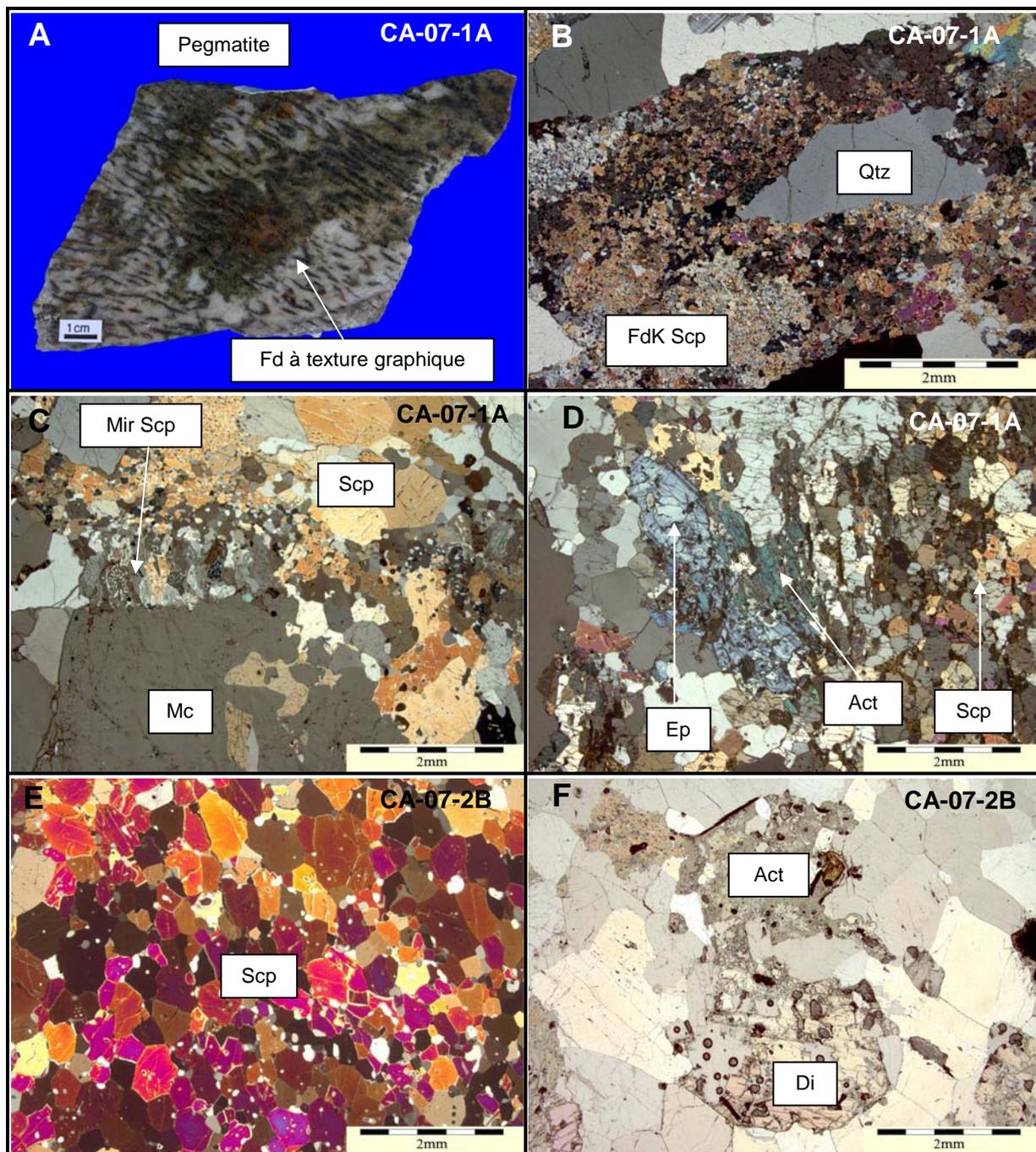


Figure I-79 : A. Pegmatite A à feldspath scapolitisé à texture graphique d'épaisseur au contact avec une pegmatite. B. LPA. Feldspath à texture graphique remplacé par de la scapolite finement cristallisée associé à du quartz (Qtz). C. LPA. Reliques de myrmékites scapolitisées (Mir Scp) au contact avec un cristal de microcline (Mc) partiellement scapolitisé. D. LPA. Cristal sub-automorphe d'épidote zonée associé à de l'actinolite (Act). E. LPA. Scapolite (Sca) à texture granoblastique. F. LN. Scapolite (Sca) à inclusions de diopside (Di) et d'actinolite (Act).

2.4. Conclusion

La localisation des manifestations à skarn 2 est contrôlée en partie par la nature du protolithe réactif.

Les actinolites se mettent en place exclusivement dans des encaissants calco-silicatés (GASC, skarnoïdes, sk1).

Les scapolites, quant à elles, ont une affinité particulière avec les pegmatites, la présence de grands volumes de feldspath favorisant son développement même en l'absence apparente des pegmatites C-D.

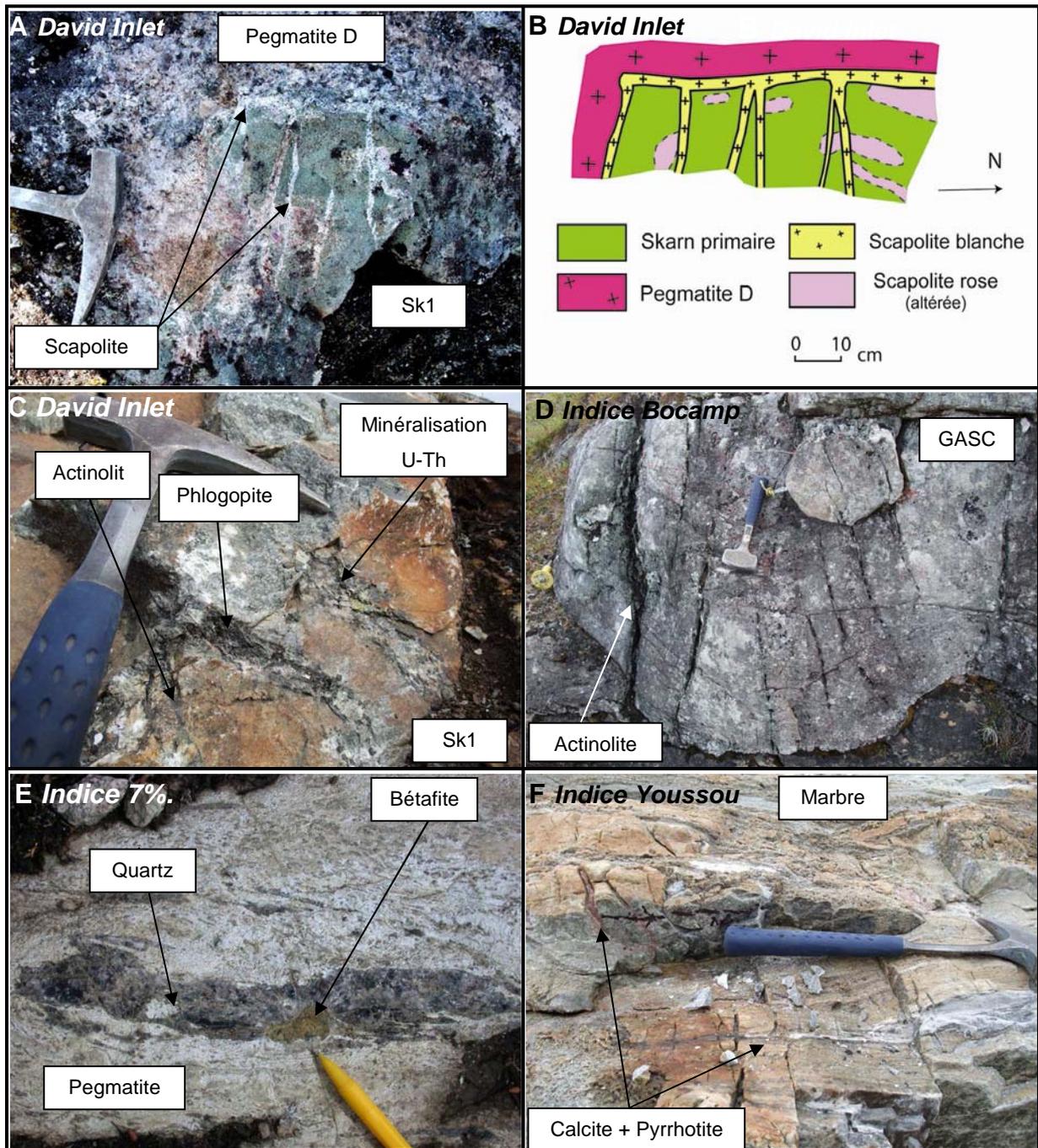


Figure I-80 : A. Scapolite injectée de la pegmatite D vers le skarn. B. Schéma interprétatif de la figure A. C. Filonnets de phlogopite et actinolite recoupant un skarn 1 minéralisé. D. Nombreuses fractures à actinolite recoupant un GASC au contact avec un marbre dolomitique. E. Filonnets de quartz minéralisé (bétafite) recoupant une pegmatite. F. Filonnets de calcite associée à des sulfures recoupant un marbre impur.

G. Minéraux produits au cours du métamorphisme

A partir du début du métamorphisme jusqu'aux expressions tardives hydrothermales, se développent une minéralogie très variée (calcite, dolomite, phlogopite, diopside, actinolite, scapolite...) dans les roches du GLH, les skarns 1 (endoskarn et exoskarn) et les skarns 2. La composition de ces minéraux, déterminée à la microsonde électronique ainsi que le contexte géologique dans lequel se forment ces minéraux, permettent de les classer en deux catégories : les minéraux du « métamorphisme régional » et les minéraux d'origine « hydrothermale ». Les minéraux riches en Ba et en V seront décrits dans la partie consacrée aux minéralisations (Partie II.B.2.1).

1. Carbonates

1.1. Les calcites

1.1.1 Les calcites du « métamorphisme régional »

Les calcites résultant du métamorphisme des carbonates « sédimentaires » (n=25) contiennent des traces de MgO (de 0 à 2,61 % poids, $0,99 \pm 0,89$ % poids), de P₂O₅ (de 0 à 0,81 % poids, $0,44 \pm 0,36$ % poids), pour une teneur en CaO de $59,27 \pm 3,57$ % poids. Par contre, la teneur en FeO est pour la grande majorité des calcites en dessous des limites de détection (0,13 % poids) avec quelques valeurs atteignant 0,3 % poids.

1.1.2 Les calcites « hydrothermales »

Les calcites « hydrothermales » (n=14) ne contiennent que très peu de traces de MgO (de 0 à 0,18 % poids, $0,10 \pm 0,06$ % poids) avec des valeurs en P₂O₅ et FeO toujours en dessous des limites de détection (0,03 et 0,1 % poids).

1.2. Les dolomites

Les dolomites du district de Cage proviennent toutes de la recristallisation de carbonates d'origine sédimentaire (n=51) et contiennent des traces de FeO (de 0 à 1,46 % poids, $0,28 \pm 0,27$ % poids), et de P₂O₅ (de 0 à 0,51 % poids, $0,33 \pm 0,18$ % poids). Les teneurs en CaO ($33,85 \pm 2,07$ % poids) et MgO ($22,54 \pm 1,46$ % poids), sont relativement constantes.

2. Les silicates

2.1. Les diopsides

2.1.1 Les diopsides du « métamorphisme régional »

Les diopsides du « métamorphisme régional » sont principalement présents dans les skarnoïdes et en moindre proportion dans les marbres impurs (n=168). Leurs teneurs en SiO₂ (54,8 ± 1,12 % poids), en CaO (24,82 ± 2,13 % poids), en MgO (18,07 ± 1,21 % poids), sont relativement homogènes avec un Mg # de 0,98 ± 0,02. Ils contiennent des traces en quantités variables en Na₂O (de 0 à 0,67 % poids, 0,18 ± 0,14 % poids), en Al₂O₃ (de 0 à 3,86 % poids, 0,56 ± 0,51 % poids), en FeO (de 0 à 2,17 % poids, 0,71 ± 0,62 % poids), et en P₂O₅ (de 0 à 0,5 % poids, 0,23 ± 0,20 % poids).

Dans le diagramme de classification des pyroxènes, les diopsides « métamorphisme régional » se situent dans le champ du diopside avec quelques analyses localisées à proximité de ce domaine (Figure I-81). Ces diopsides se caractérisent par la faible proportion du pôle Fs (de 0,9 à 3,3%).

2.1.2 Les diopsides « hydrothermaux »

Les diopsides « hydrothermaux » sont les minéraux constitutifs des skarns primaires en particulier de la partie « sk1 » (n=235). Leur teneur en FeO est plus forte avec des valeurs allant de 0 à 6,61 % poids avec une moyenne de 3,28 ± 1,66 % poids avec un Mg # de 0,95 ± 0,05. Ces diopsides contiennent des traces en quantités variables en Na₂O (de 0 à 2,36 % poids, 0,14 ± 0,17 % poids), en Al₂O₃ (de 0 à 2,15 % poids, 0,68 ± 0,47 % poids), et en P₂O₅ (de 0 à 0,47 % poids, 0,32 ± 0,14 % poids).

Dans le diagramme de classification des pyroxènes, la grande majorité des diopsides « hydrothermaux » se situent légèrement au dessus du champ du diopside. Ces diopsides se caractérisent par une forte proportion du pôle Fs (de 0,7 à 10,96 %, 5,2 ± 2,7 %).

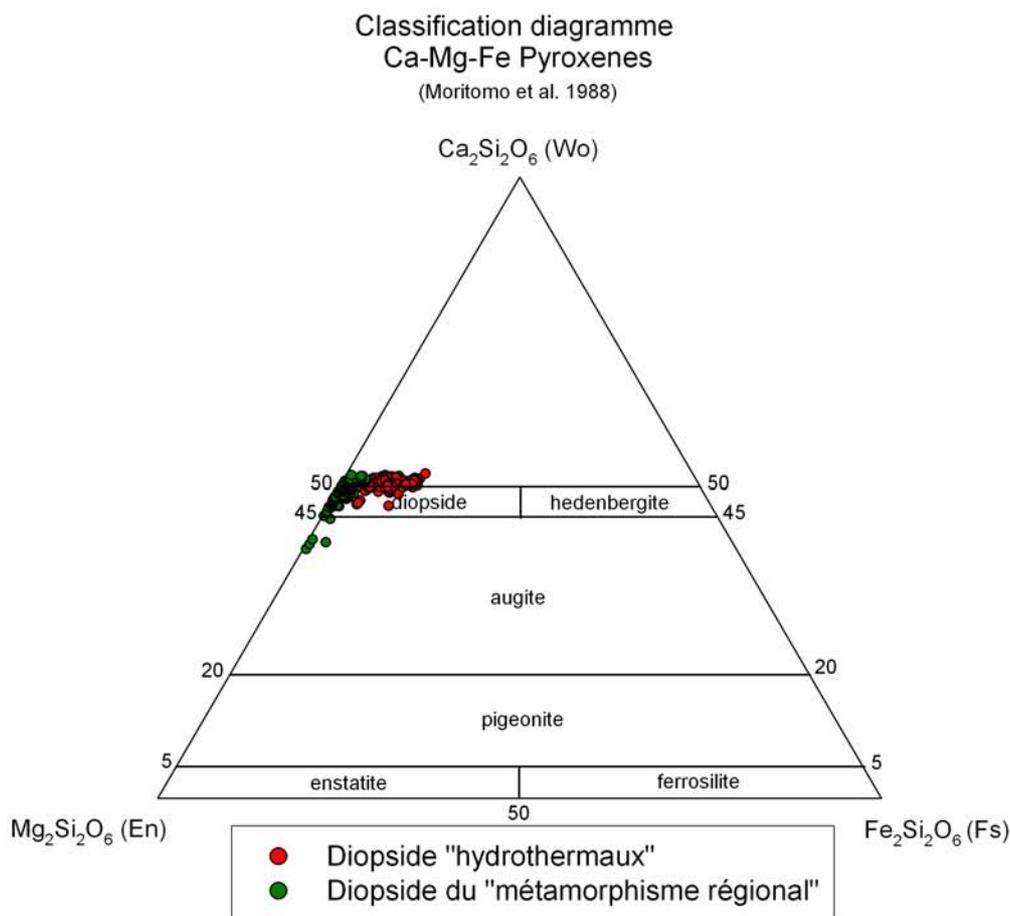


Figure I-81 : Diagramme de classification Ca-Mg-Fe des pyroxènes (Morimoto *et al.* , 1988).

2.2. Les amphiboles

Toutes les amphiboles sont calciques suivant la classification d'ITA (1997) (Figure I-82) avec $(Ca + Na)_B > 1.00$ et $Na_B < 0,5$.

2.2.1. Les amphiboles du « métamorphisme régional »

Deux types d'amphiboles du « métamorphisme régional » ont été mis en évidence : les tschermakites principalement présentes dans les skarnoïdes et en moindre proportion dans les marbres impurs et les trémolites pour une grande proportion liés à l'altération rétrograde des diopsides dans les skarnoïdes B (Partie I.C.3.3.5.).

a. Les tschermakites (*syn-pic*)

Un premier groupe d'amphiboles (n=38) appartient à la famille des tschermakites (Figure I-82) avec un rapport $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ compris entre 0,94 et 1 ($0,98 \pm 0,02$) et un paramètre Si (pfu) compris entre 6,14 et 6,65 ($6,33 \pm 0,13$), voir Figure I-82.

Ces tschermakites sont enrichies par rapport à l'actinolite en Na₂O (de 2,39 à 3,12 % poids, 2,84 ± 0,15 % poids), en Al₂O₃ (de 10,10 à 15,47 % poids, 13,36 ± 1,53 % poids), et en moindre proportion en K₂O (de 0,28 à 0,89 % poids, 0,50 ± 0,12 % poids) et en TiO₂ (de 0,45 à 1,60 % poids, 0,77 ± 0,23 % poids). Les teneurs en FeO sont relativement faibles (de 1,21 à 2,71 % poids, 1,9 ± 0,51 % poids) par rapport à la famille « hydrothermale ».

b. Les trémolites (rétromorphiques ou rétrogrades)

Un deuxième groupe d'amphiboles (n=36) appartient à la famille des trémolites avec un rapport Mg/(Mg+Fe²⁺) compris entre 0,91 et 1 (0,97 ± 0,02) et un paramètre Si (pfu) compris entre 7,08 et 8,00 (7,83 ± 0,17), voir Figure I-82.

Les teneurs en FeO de ces trémolites sont relativement faibles (de 0,27 à 4,06 % poids, 1,57 ± 1,01 % poids) par rapport à la famille « hydrothermale ». Cette trémolite contient des traces de Na₂O (de 0 à 0,69 % poids, 0,29 ± 0,19 % poids), d'Al₂O₃ (de 0,56 à 3,53 % poids, 1,24 ± 0,75 % poids), de P₂O₅ (de 0 à 0,27 % poids, 0,12 ± 0,10 % poids), ainsi que du F (de 0 à 0,56 % poids, 0,15 ± 0,15 % poids), et du V₂O₃ (de 0 à 0,56 % poids, 0,09 ± 0,17 % poids).

2.2.2. Les actinolites hydrothermales

Les amphiboles « hydrothermales » se développent principalement dans les veines hydrothermales (skarn 2). Ces amphiboles (n=205) appartiennent en grande majorité à la famille des actinolites avec un rapport Mg/(Mg+Fe²⁺) compris entre 0,75 et 0,96 (0,86 ± 0,04) et un paramètre Si (pfu) compris entre 7,28 et 8,01 (7,80 ± 0,14), voir Figure I-82.

Les amphiboles calciques « hydrothermales » sont enrichies en FeO (de 3,2 à 10,35 % poids, 5,95 ± 1,49 % poids) par rapport aux amphiboles du « métamorphisme régional ». Ces amphiboles contiennent de faibles quantités de Na₂O (de 0 à 0,65 % poids, 0,21 ± 0,15 % poids), en Al₂O₃ (de 0,17 à 6,06 % poids, 1,84 ± 1,16 % poids), et en moindre proportion en K₂O (de 0 à 0,43 % poids, 0,09 ± 0,11 % poids) et en P₂O₅ (de 0 à 0,28 % poids, 0,15 ± 0,09 % poids).

Paramètre du diagramme ($Ca_B > 1,5$; $(Na + K)_A < 0,50$) & $Ca_A < 0,5$

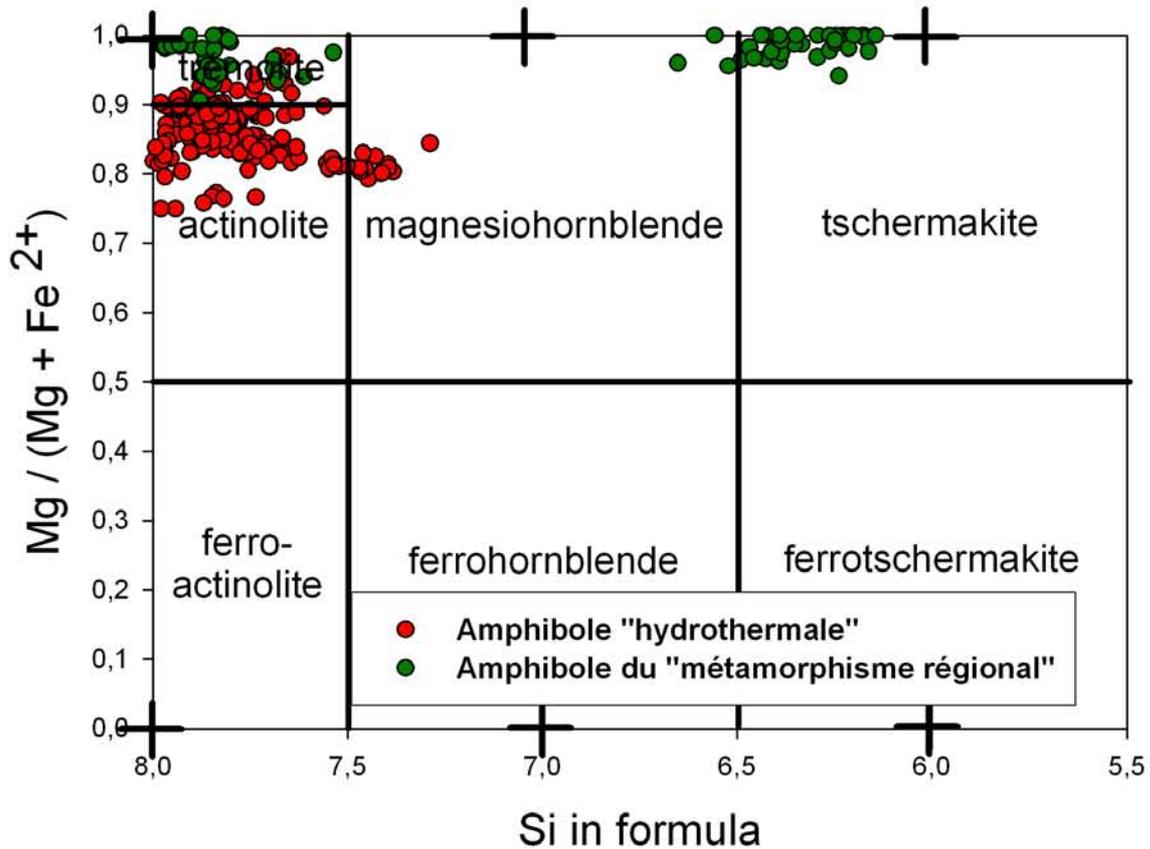


Figure I-82 : Diagramme de classification Si (pfu) en fonction de $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ pour les amphiboles calcaïques (ITA, 1997). Les croix indiquent la position des pôles purs.

2.3. Les scapolites

Les scapolites analysées représentent soit des scapolites se développant en remplacement des feldspaths dans les endoskarns 2, soit des cristallisations hydrothermales tardives se mettant en place de façon diffuse ou en filonnets (skarn 2).

Ces scapolites « hydrothermales » balayent une vaste gamme de composition entre les pôles meionite et marialite. Trois grands groupes de scapolites sont distinguables dans le diagramme $Na/Na+Ca$ vs Cl (pfu), voir Figure I-83.

(i) Les scapolites en veines de l'indice Nanuk ont des rapports $Na/Na+Ca$ élevés variant de 0,5 à 0,7 avec des fortes teneurs en Cl (pfu) variant de 0,52 à 0,74.

(ii) Les scapolites en remplacement de feldspaths pour l'indice 7% ont des compositions variables avec des rapports $Na/Na+Ca$ allant de valeurs intermédiaires (0,53) à des valeurs faibles (0,29).

(ii) Les scapolites en veine de l'indice Bocamp et de Davis Inlet avec des rapports Na/Na+Ca faibles allant de 0,34 à 0,22 et de faibles teneurs en Cl (pfu) variant de 0,25 à 0,11.

Les principales traces présentes dans ces scapolites sont le K_2O avec des valeurs moyennes de $0,76 \pm 0,24$ % poids et le P_2O_5 avec des valeurs moyennes de $0,15 \pm 0,04$ % poids. Contrairement aux scapolites du « métamorphisme régionale », les teneurs en SO_2 sont en dessous des limites de détection (0,02 % poids).

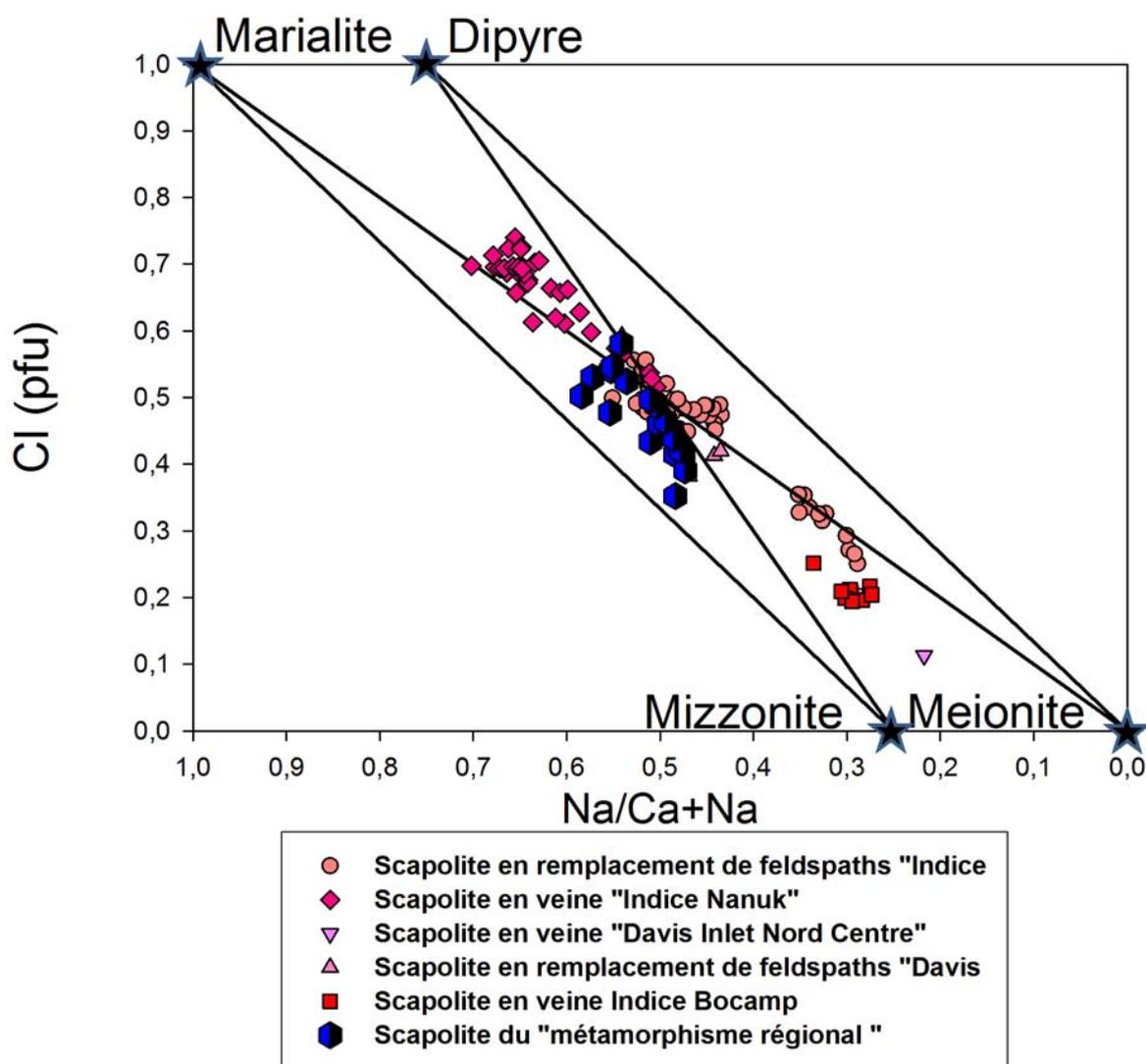


Figure I-83 : Diagramme Na/Ca+Na en fonction de Cl pour les scapolites du district de Cagne. Les étoiles indiquent la position des pôles purs.

2.4. Les phlogopites

Les phlogopites du « métamorphisme régional » sont majoritairement présentes dans les marbres et les skarnoïdes du Lake Harbour tandis que les phlogopites « hydrothermales » se développent principalement dans les filonnets, le plus souvent en association avec de l'actinolite et de la scapolite (skarn 2).

Les deux familles de phlogopites peuvent être différenciées par les variations des éléments majeurs et des mineurs contenus dans ces minéraux.

La teneur en fer (et par conséquent le rapport Fe/Fe+Mg) est le critère qui permet de mieux différencier les deux types de phlogopites (Figure I-84). Les phlogopites du « métamorphisme régional » (n=136) ont des rapports Fe/Fe+Mg compris entre 0,09 et 0,18 ($0,13 \pm 0,03$) alors que les phlogopites « hydrothermales » (n=62) sont plus riches en fer avec des rapports compris entre 0 et 0,1 ($0,03 \pm 0,03$ % poids). La plupart des phlogopites du « métamorphisme régional » (n=42) ont des teneurs en FeO en dessous des limites de détection (0,15 % poids). Les teneurs en Si et Al^{iv} sont relativement équivalentes $5,61 \pm 0,2$ et $2,39 \pm 0,2$ pour les phlogopites « métamorphisme régional » et $5,63 \pm 0,14$ et $2,37 \pm 0,14$ pour les phlogopites « hydrothermales ».

Pour les éléments mineurs, les teneurs en Ba et tout particulièrement en V permettent de différencier les deux types de phlogopites. Les phlogopites du « métamorphisme régional » (n=136) ont des teneurs variables en Ba (de 0 à 0,79) et en V (de 0 à 0,26) alors que les phlogopites « hydrothermales » ont des teneurs en Ba beaucoup plus faibles allant de 0 à 0,11 et des valeurs en V en dessous des limites de détection (0,1 % poids).

Les teneurs en F sont relativement équivalentes pour les deux familles. Par contre, pour les phlogopites hydrothermales, l'enrichissement en Fe semblent être corrélé à la teneur en F (Figure I-84).

Les teneurs en chlore sont plus élevées dans les phlogopites du « métamorphisme régional » par rapport aux teneurs mesurées dans les phlogopites « hydrothermales » (Partie I.C.3.5).

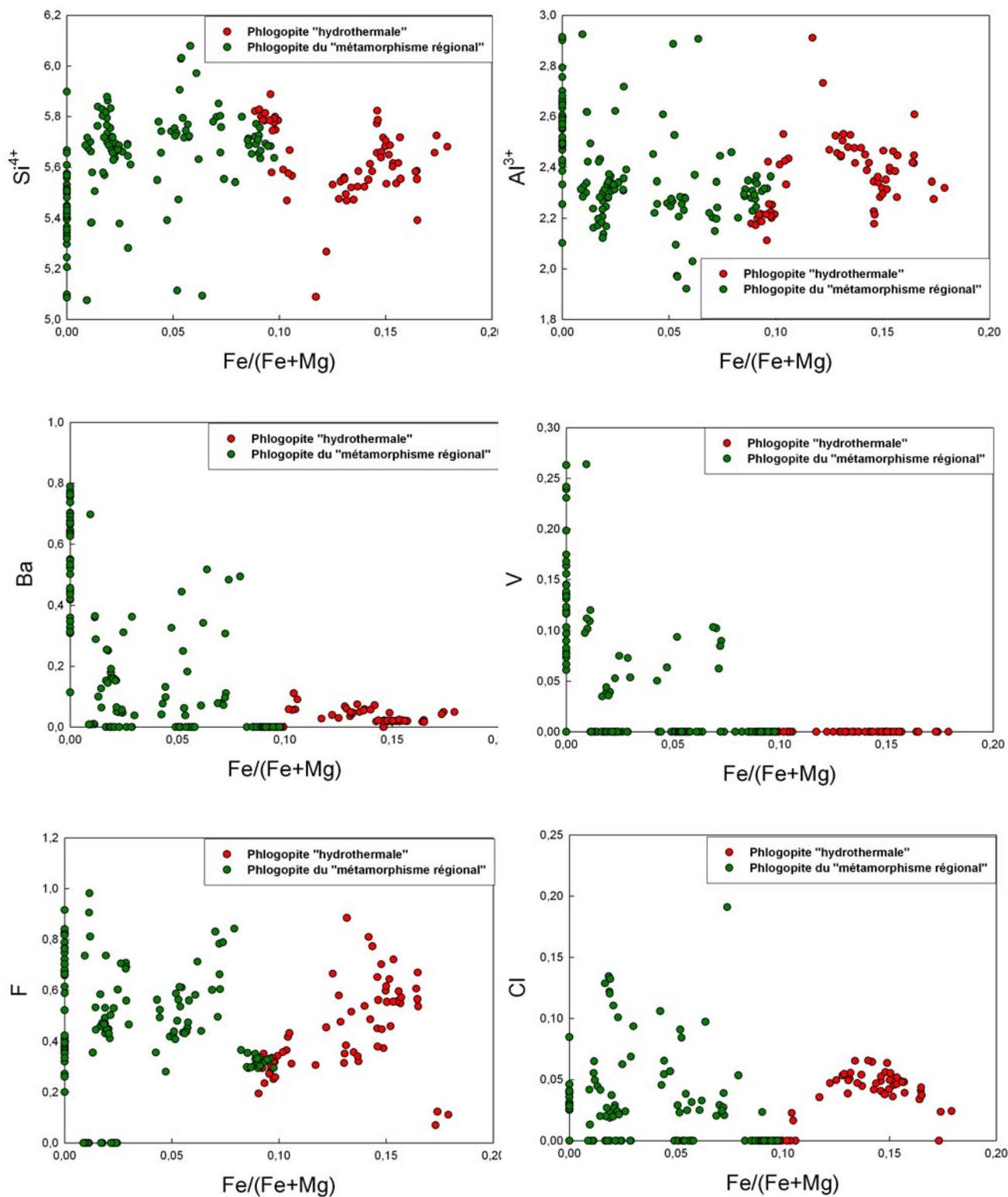


Figure I-84 : Variations des majeurs et des éléments mineurs en (pfu) en fonction du rapport Fe/(Fe+Mg) pour les phlogopites du district de Cage.

Partie 2

Minéralisations

A. Introduction

Deux grands types de minéralisations uranifères associées chacune à un cortège propre de métaux ont été mis évidence :

(i) Le premier type de minéralisation (« stratoïde ») est localisé dans les marbres plus ou moins impurs et les skarnoïdes formés par le métamorphisme de calcaires dolomitiques impurs qui sont enrichis tout particulièrement en uranium, baryum, molybdène, plomb, vanadium, zinc et pauvres en thorium.

(ii) Le deuxième type de minéralisation (« hydrothermale ») est spatialement associé aux expressions hydrothermales (skarn 2) et se trouve dans des supports variés (pegmatite, endoskarn 2, skarnoïdes, GASC et pour un cas unique dans un marbre). A la différence du premier type, il n'y a pas d'association avec les métaux de base : les minéralisations du deuxième type se caractérisent par l'association U-Th-Y ± ETR et Zr.

1. Géologie des anomalies et des minéralisations

1.1. Zones anormales dans l'Archéen

On ne peut pas réellement parler de minéralisations mais plutôt de zones anormales dans le socle Archéen remobilisé (Hocquet, 2007). Aucune donnée géochimique n'est également disponible sur cet encaissant.

Cependant, les levés spectrométriques aériens réalisés en 2006 (Richard, 2007) indiquent que les zones anormales dans l'archéen (Figure II- 4) sont caractérisées par des teneurs en Th bien plus fortes qu'en U (rapport U/Th très faible).

Elles correspondent à l'affleurement à des orthogneiss roses riches en feldspath potassique, où la radioactivité est constamment élevée et très homogène, sans anomalie, constamment comprise entre 250-300 (bande au sud-ouest de Tasiujaauluk) et 500-600 cps (très large bande à l'est du dôme métamorphique). Elles contrastent fortement avec la très faible radioactivité moyenne du socle dans cette région, de composition majoritairement tonalitique.

Ces zones anormales n'ont pas d'intérêt direct en tant que minéralisation uranifère, mais elles peuvent correspondre à des zones ayant pu représenter des sources d'uranium pour les sédiments ou lors de la fusion partielle.

1.2. Minéralisations stratoïdes

Les marbres purs dolomitiques (faciès dominant) et calcitiques ont une radioactivité communément comprise entre 20 et 40 cps pour ces deux faciès. La radioactivité est légèrement plus élevée dans les marbres impurs : 50-70 cps ; et ce faciès porte la quasi-totalité des anomalies radioactives (dans les marbres eux-mêmes ou dans les amandes de skarnoïdes intercalées).

Les minéralisations de Cage A, B, C, D, E, et Nord (Figure II- 1 & Figure II- 2) sont pour l'extrême majorité localisées dans le synforme de marbres plus ou moins impurs à intercalation de skarnoïdes de Cage indiciel qui se poursuit au Nord jusqu'au secteur de Davis Inlet et au Sud jusqu'au secteur de Cage F.

Les indices de Cage C, D, E et Nord sont clairement parallèles à la S_0 - S_1 orientée N135°. On y observe à chaque fois des skarnoïdes à uraninite et minéraux d'uranium hexavalents jaunes à la surface. Ces minéralisations sont très étirées en longueur, mais discontinues et de faible épaisseur (puissance maximale observée : 40 cm). Sur Cage Nord, toutefois la minéralisation est plus dispersée, dans des amandes de skarnoïdes de plus grande épaisseur (1 ou 2 mètres) et moins étirées (Hocquet, 2007).

Les indices Cage A, B, F montrent les minéralisations les plus puissantes (jusqu'à 1 m sur Cage A) et répétées (3 à 4 niveaux parallèles sur Cage F), toujours parallèles à la S_0 - S_1 variant entre N0° et N90° (Hocquet, 2007). L'uranium y est nettement concentré dans les amandes de skarnoïdes et dans les marbres magnésiens plus ou moins impurs (Figure II- 2).

Les minéralisations de Davis Inlet sont localisées dans deux bandes de marbres de compositions différentes : l'une dolomitique (Davis Inlet Nord) et l'autre calcitique (Indice Youssou). L'épaisseur de ces minéralisations est faible et ne dépasse jamais plus de 50 cm.

Ces minéralisations stratoïdes sont aussi remarquables d'un point de vue géochimique, avec des rapports Th/U faibles (Figure II- 4), couplés à des enrichissements importants en Ba (Figure II- 5) et en V (Figure II- 6).

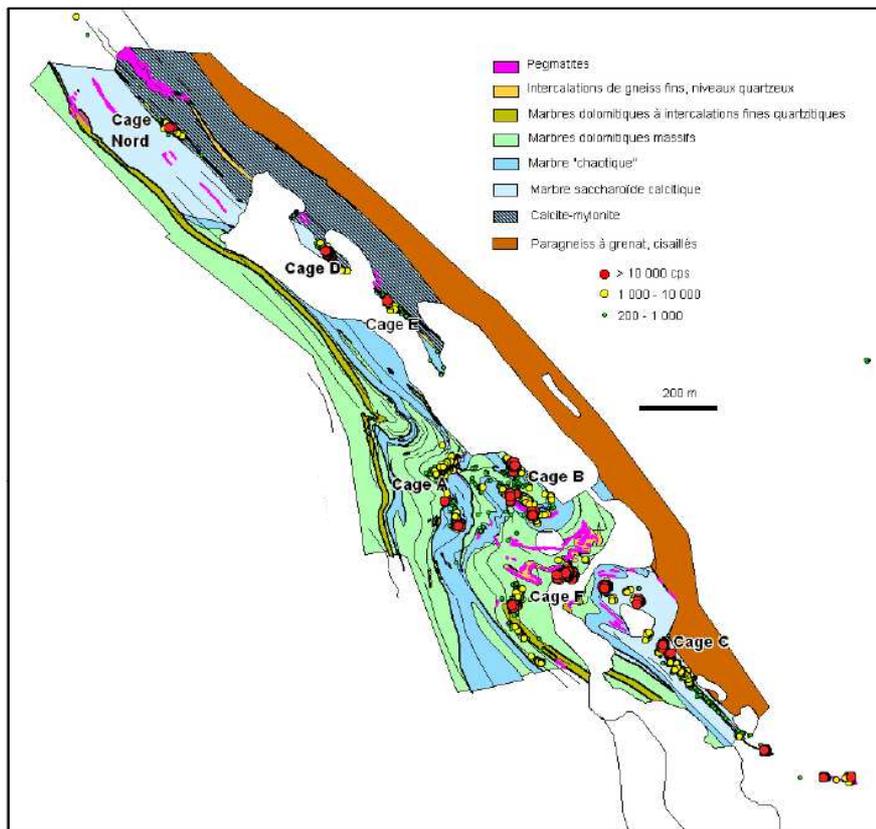


Figure II- 1: Localisation des principales anomalies détectées au SPPy du secteur « Cage indiciel ».

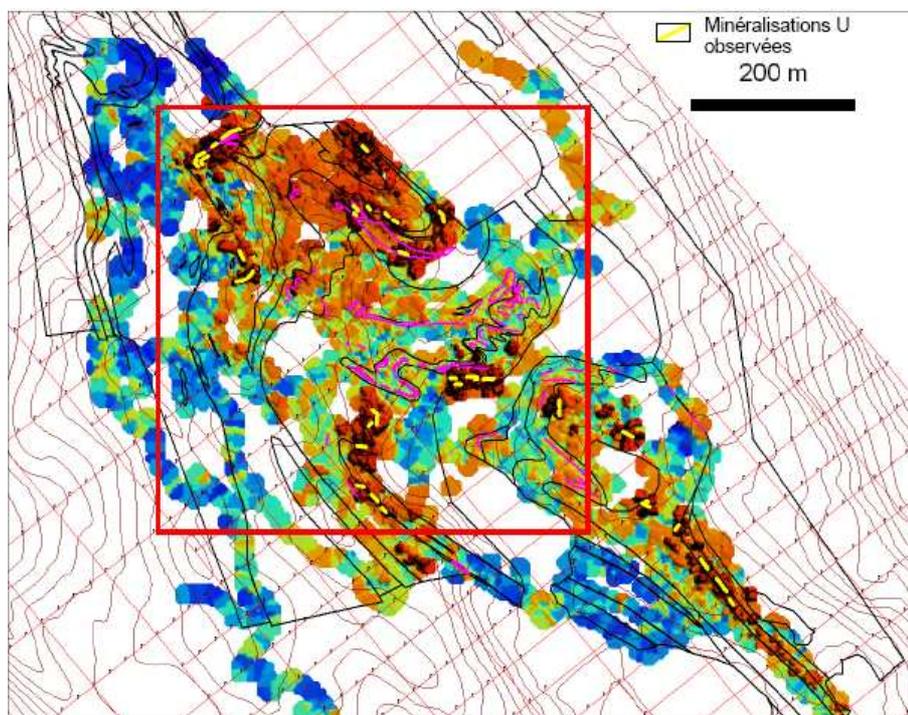


Figure II- 2: Repérage des principales minéralisations U à l’affleurement sur la zone centrale de Cage (zone de 500*500m comprenant les indices Cage A, B et F). Les couleurs chaudes symbolisent les zones radioactives (Hocquet, 2007).

1.3. Minéralisations dans les pegmatites

1.3.1. Pegmatites B

Les pegmatites B sont localisées pour la plus grande partie dans la zone de Tasiujaauluk et plus rarement dans le secteur de Davis Inlet. Les pegmatites sont caractérisées par un faible fond radioactif (80 cps environ). Un cluster d'anomalies radiométriques fortes a été révélé au SPP à l'affleurement mais aucune anomalie n'a été détectée par le levé aéroporté. A l'affleurement, ces anomalies, pour la grande majorité extrêmement ponctuelles, sont liées au thorium (Figure II- 4), correspondant à des cristaux centimétriques à décimétriques d'allanite. Quelques rares pegmatites sont minéralisées en uranium et thorium.

1.3.2. Pegmatites C & D

Les pegmatites C et D sont localisées dans la zone Davis Inlet. Cette zone est une anomalie radiométrique régionale quasiment continue sur 6 km de longueur. Elle suit de manière remarquable la bordure Ouest de la bande de marbres de Davis Inlet. A l'affleurement, elle est caractérisée par une migmatitisation omniprésente des paragneiss; les migmatites ont un background radiométrique élevé, de 250-300 cps en moyenne et par un liséré pratiquement continu (1 à 10 m) de granite leucocrate (Partie I.F.2).

Les pegmatites C et D se mettent en place en contexte décrochant, les pegmatites C en logique senestre et les pegmatites D en logique dextre.

a. Pegmatites C

Les pegmatites C forment des niveaux puissants dans les paragneiss de Davis Inlet Sud (en grande majorité), entre 20-25 m, avec un fond radiométrique élevé, de 500 cps en moyenne. Localement des poches quartzzeuses circulaires métriques concentrent la minéralisation (2500 cps).

b. Pegmatites D

Les pegmatites D holofeldspathiques s'injectent parallèlement à l'interface marbre/paragneiss de la bande de Davis Inlet et forment des intrusions de 10 à 15 m de puissance. Les minéralisations à U-Th dans ces environnements sont exclusivement localisées dans la sous-famille des pegmatites quartzofeldspathiques à micas riches en feldspath potassique (1000 cps).

1.4. Minéralisations hydrothermales dans les skarns « s.l. »

1.4.1. Skarn primaire (Davis Inlet)

Associée spatialement aux pegmatites C & D et aux expressions hydrothermales associées (skarns 2), se développe dans les skarns primaires une minéralisation à U-Th (Figure II- 4). Ces minéralisations forment un ensemble de chapelets d'anomalies (>40 000 cps au SPPγ) très ponctuelles le long du contact marbre-paragneiss de la zone de Davis Inlet précédemment décrite (Figure II- 3).

1.4.2. GASC (Indice Bocamp)

Ce type de minéralisations à U-Th a aussi été observé encaissé dans des GASC pour l'indice Bocamp situé à l'est de la zone de Davis Inlet, dans une bande de marbre dolomitique à intercalations de niveaux calco-silicatés d'origine sédimentaire (GASC), sans relation spatiale apparente avec des pegmatites (Figure II- 3). Des petits volumes de granite A' se développent dans ces marbres dolomitiques.

1.4.3. Pegmatites A recoupées par des « skarns 2 » (Secteur 7%)

Sur cette zone, un chapelet d'anomalies radiométriques fortes a été mis en évidence au sol en 2006 (Figure II- 3), et un échantillon a donné une valeur de 7% d'U (Omegalpa, 2007).

Toutes ces anomalies sont portées par une grosse pegmatite plissée de type A en synforme. Son fond radiométrique est moyen, variant entre 100 et 150 cps. Cette pegmatite forme des skarns 1 puis elle est recoupée par des manifestations hydrothermales variées skarns 2.

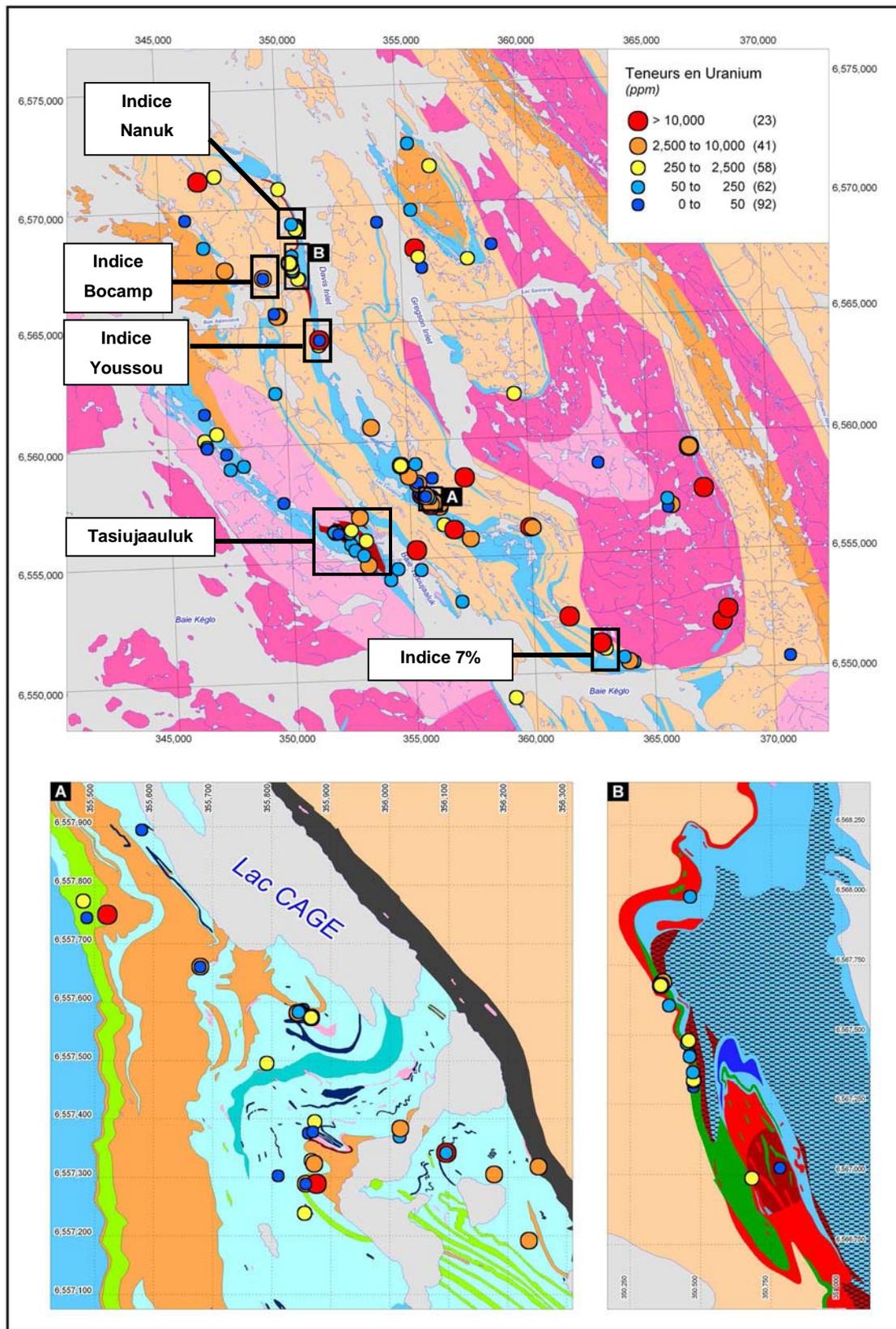


Figure II- 3 : Carte géologique du district de Cage avec la répartition de la teneur en U (ppm) des échantillons de cette étude, et des campagnes Omegalpa 2007 et Areva 2008.

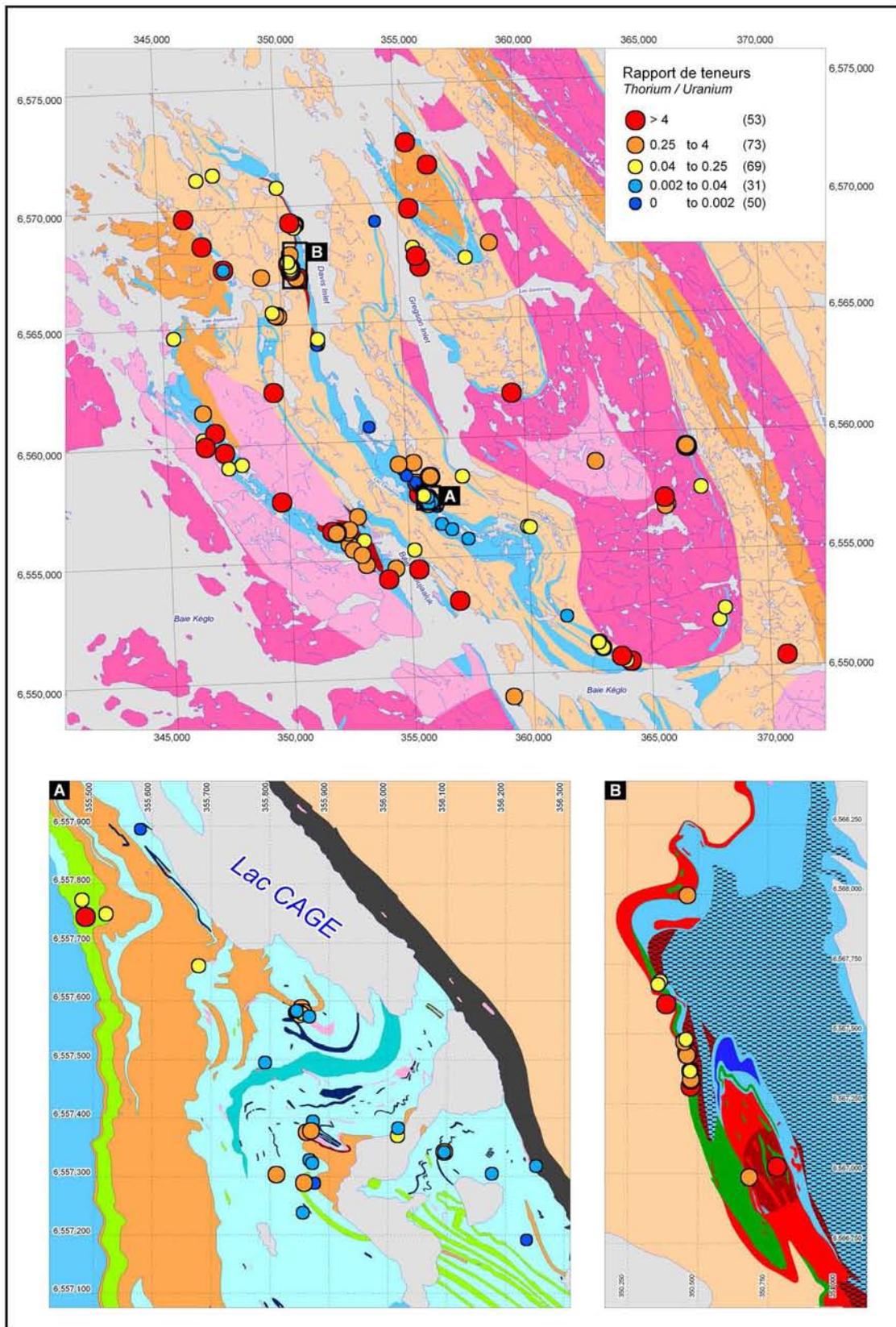


Figure II- 4 : Carte géologique du district de Cége avec la répartition du rapport Th/U des échantillons de cette étude, et des campagnes Omegalpa 2007 et Areva 2008.

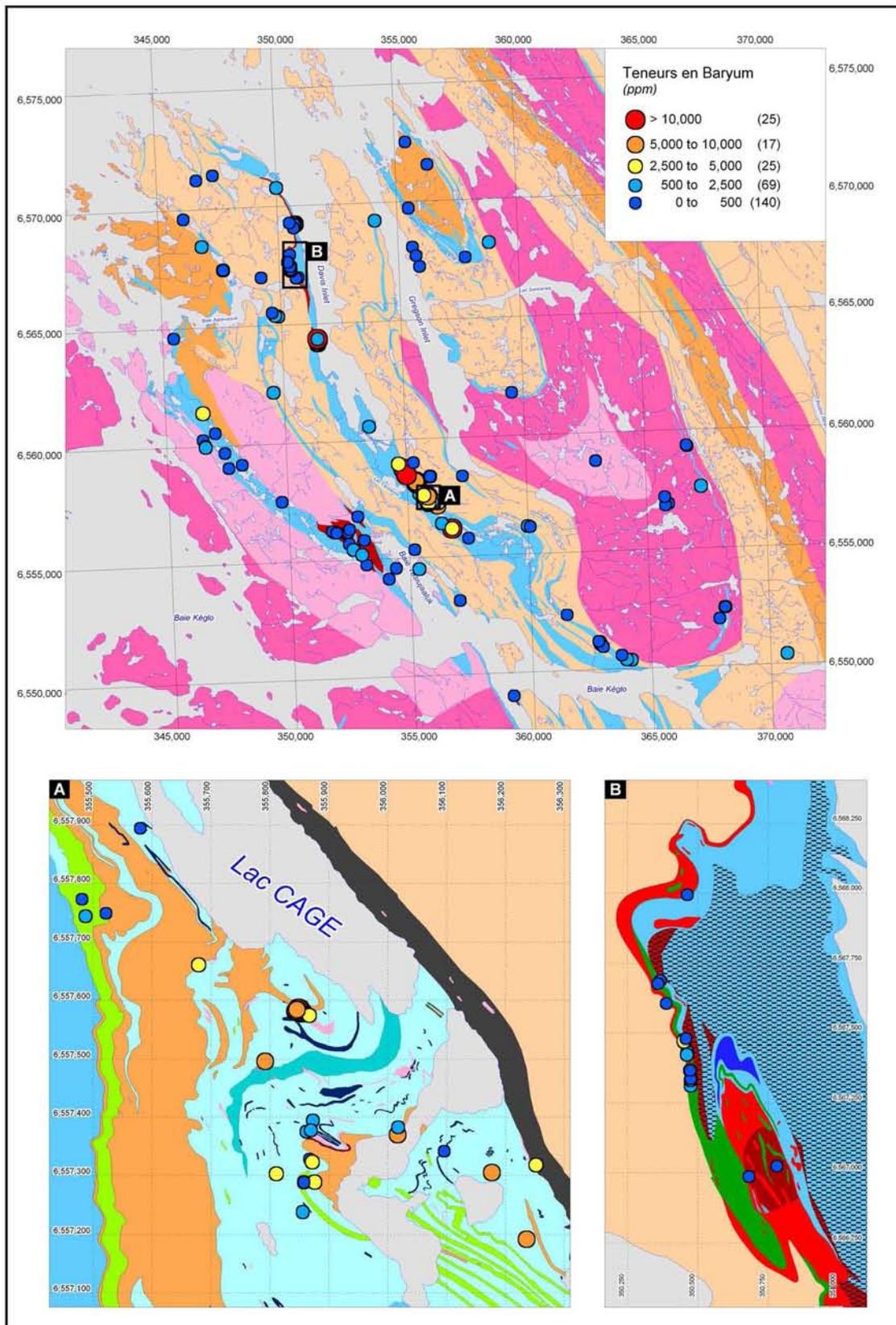


Figure II- 5 : Carte géologique du district de Cage avec la répartition de la teneur en Ba (ppm) des échantillons de cette étude, et des campagnes Omegalpa 2007 et Areva 2008.

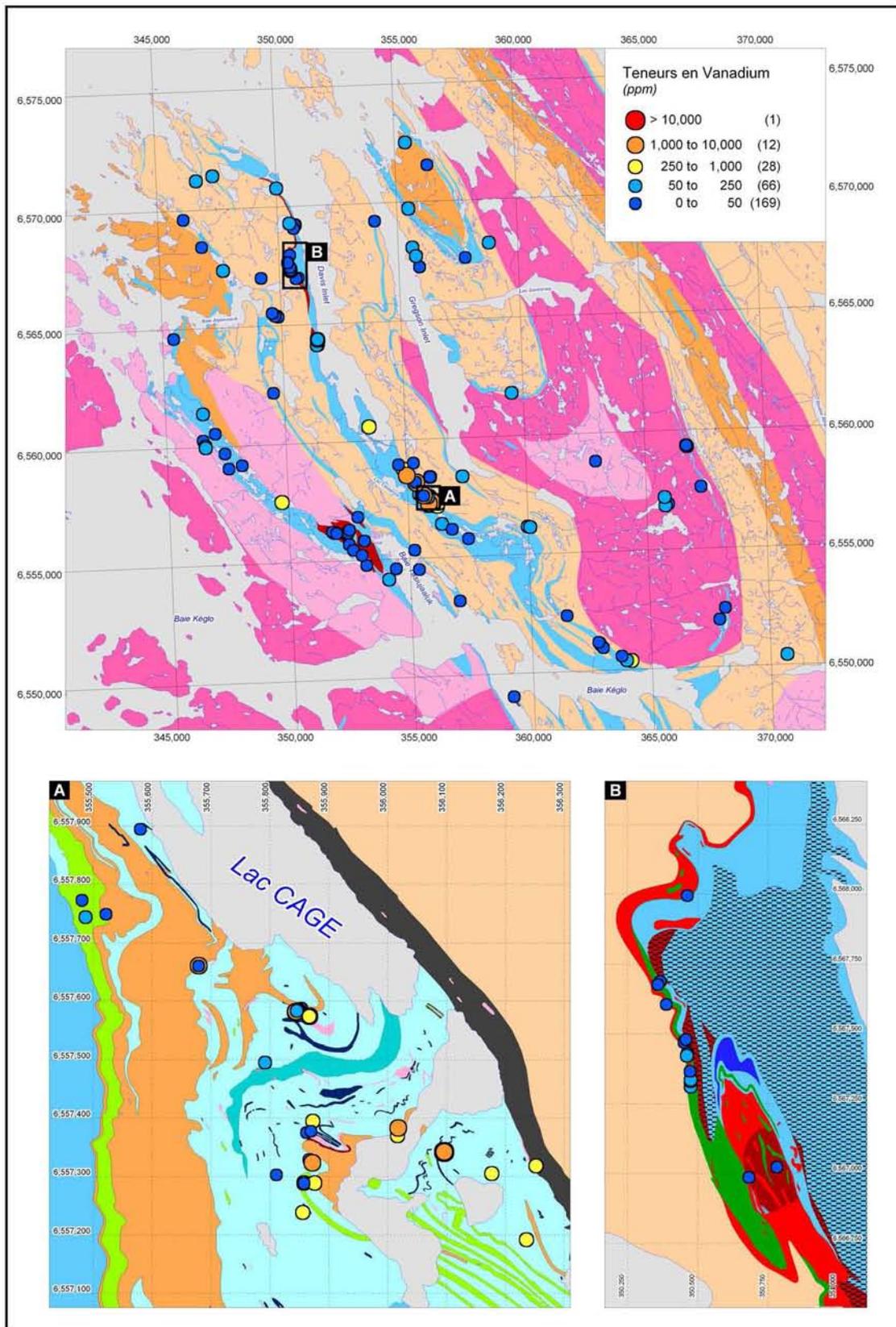


Figure II- 6 : Carte géologique du district de Cage avec la répartition de la teneur en V (ppm) des échantillons de cette étude, et des campagnes Omegalpa 2007 et Areva 2008.

B. Minéralisations stratoïdes

1. Minéralisations uranifères

Les autoradiographies « Hiller » (Mathieu, 2006) montrent qu'une partie de la minéralisation uranifère suit un ancien litage le long de la S_{O-1} des marbres (Figure II- 7A-B).

La minéralisation uranifère primaire (U_1) se présente au microscope sous la forme de petits cristaux automorphes d'uraninites cubiques (<500 μm) le plus souvent en inclusions dans de grands cristaux dolomitiques (porphyroclastes) ou dans l'olivine (Partie I.C.3.3.2). Les cristaux sont en général isolés, mais des amas plurimillimétriques ont été observés (Figure II- 7A-B). Dans deux échantillons (9496-11A et CA-08-5A), on trouve l'association U-matériel carboné.

Les échantillons de marbres minéralisés montrent fréquemment des déformations « tardives » sous forme de couloirs de déformation soulignés par des phlogopites, molybdénites et cataclases de la matrice calcitique. Il n'a malheureusement pas été possible de relier les observations pétrographiques à des objets tectoniques macroscopiques. Il paraît néanmoins plausible qu'il s'agisse des cisaillements tardi-cinématiques D_2 . Une partie de l'uraninite (U_2) de plus petite taille entre 200 et 300 μm est associée à ces couloirs (Figure II- 7C-D).

Dans les skarnoïdes, la minéralisation peut être aussi localement remobilisée dans des fractures millimétriques recoupant la roche. La minéralisation remobilisée dans ces fractures se présente sous la forme d'uraninite (U_3) le plus souvent seule mais parfois associée à de la barytine (Figure II- 7E-F).

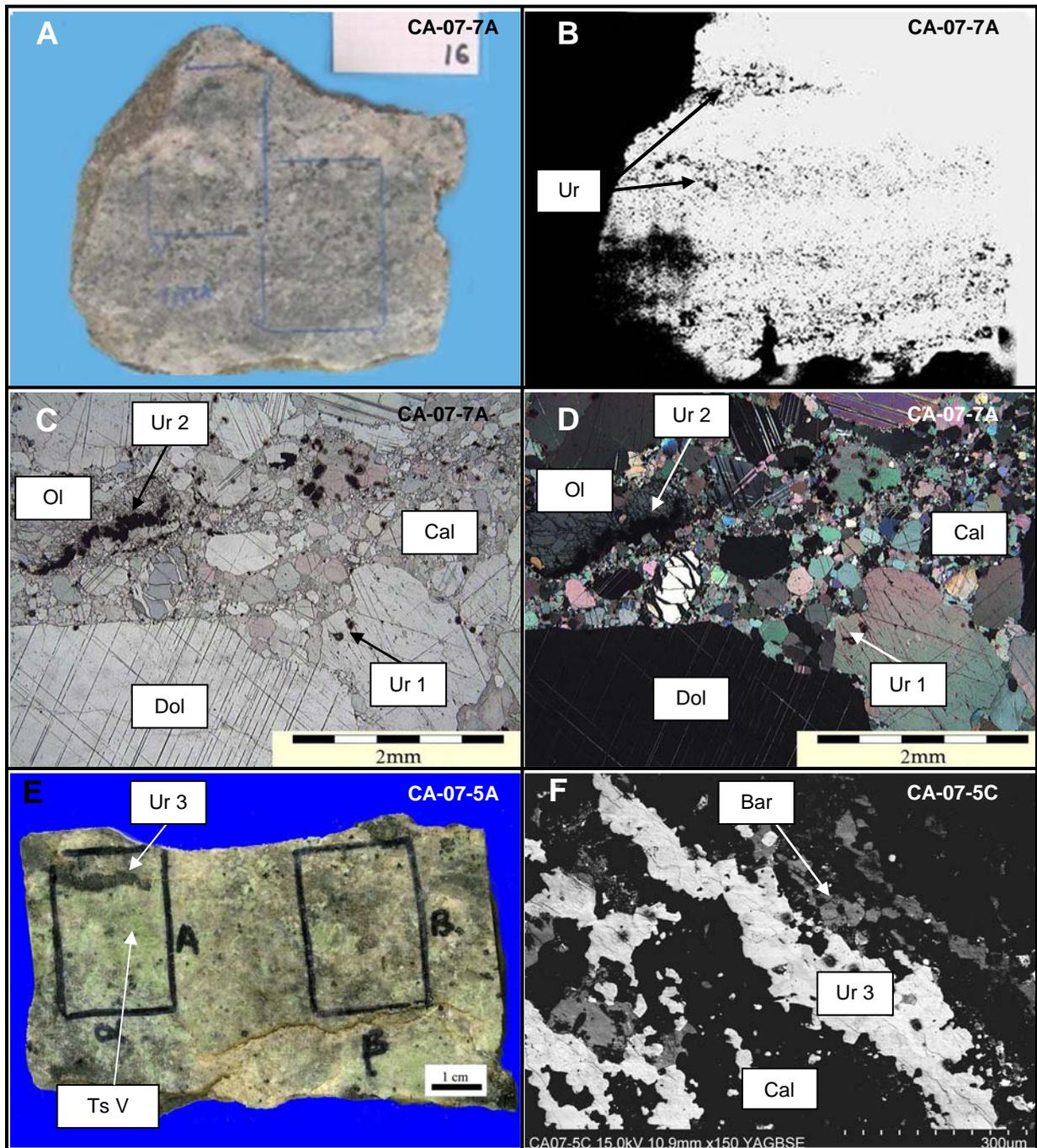


Figure II- 7: A. Echantillon macroscopique d'un marbre dolomitique minéralisé B. Autoradiographie Hiller associée à l'échantillon macroscopique. Les points noirs correspondent à des minéraux riches en radioéléments C et D. LN & LPA Uraninite 1 (Ur 1) localisée dans les porphyroclastes de dolomite associée à de l'uraninite 2 (Ur 1) qui se développe le long du contact avec un cristal d'olivine (Ol) E. Echantillon macroscopique d'un skarnoïde A illustrant les phénomènes de remobilisation locale de la minéralisation (Ur 3) dans une fracture. F. Remobilisation locale de la minéralisation (Ur 3) associée à de la barytine (Bar).

2. Description des autres minéralisations/rerelations avec l'U

Les roches minéralisées se caractérisent également par des enrichissements variables en Ba, Mo, Pb, S, V, Zn et en moindre proportion en As, Cu, Ni, Sb, Se...

L'observation pétrographique confortée par l'analyse statistique d'une riche base de données (Campagne Areva 2006 et 2007) montre que ces métaux se regroupent en deux groupes relativement à l'uranium :

(i) Un premier groupe de métaux systématiquement associé à l'uranium :

La minéralisation uranifère est toujours associée à des enrichissements variables en Ba (barytine, feldspath potassique et mica riches en Ba, celsiane, kampfite ($Ba_{12}(Si_{11}Al_5)O_{31}(CO_3)_8Cl_5$)), V (coulsonite $Fe^{2+}V^{3+}_2O_4$, amphibole vanadifère), Mo (molybdénite), Pb (galène) et Zn (sphalérite). Par contre, ces métaux ne sont pas toujours présents.

(ii) Un deuxième groupe d'une association sulfurée épisodiquement présente :

Par ordre d'abondance ce sont le Fe (pyrite, pyrrhotite), Sb (ullmanite $NiSSb$, breithauptite $NiSb$, getchellite, $AsSbS_3$), As (arsénopyrite), Se (clausthalite et traces dans les autres sulfures), Ni (pentlandite et arsénopyrite riche en Ni) et Cu (chalcopyrite). Ils sont spatialement déconnectés de la minéralisation uranifère au sein d'un même échantillon.

2.1. Métaux systématiquement associés à l'U

2.1.1. Les minéraux à baryum

Les minéraux à baryum s'expriment de manière très variée. Il s'agit le plus souvent de la barytine présente dans les marbres et surtout dans les skarnoïdes. La barytine forme de larges cristaux (plurimillimétriques) qui s'associent en formant des agrégats poeciloblastiques préférentiellement à l'uraninite.

Par contre, dans les marbres calcitiques (de l'indice Youssou) et en moindre proportion dans quelques skarnoïdes, le Ba est majoritairement contenu dans les feldspaths potassiques et dans quelques rares cristaux de celsiane. Ces feldspaths potassiques sont communément zonés et montrent des enrichissements en BaO variables pouvant aller jusqu'au pôle celsiane (Figure II- 8). Le zoning est d'une part concentrique avec des bordures appauvries en baryum et d'une autre part patchy relique avec des zones primaires enrichis en Ba.

Les feldspaths potassiques sont très souvent altérés dans les skarnoïdes (Partie I.C.3.3.5). Dans les marbres calcitiques, ces feldspaths forment des amas plurimillimétriques riches en inclusions d'uraninite automorphe et de molybdénite qui semble souligner un ancien litage (Figure II- 10A-B-C).

L'enrichissement en Ba se manifeste aussi dans les phlogopites (Figure II- 9) qui exhibent un zoning très hétérogène de type patchy montrant des zones primaires enrichis en Ba. Les phlogopites riches en Ba comme les feldspaths sont fréquemment riches en inclusions d'uraninites (Figure II- 10D-E).

Le dernier porteur de baryum, beaucoup plus rare, rencontré dans les marbres et les skarnoïdes est la kampfite qui se présente sous deux formes : des cristaux automorphes de grande taille entre 0,5 et 1,5 mm et en surcroissance sur des feldspaths potassiques riches en Ba (probable altération rétrograde, Figure II- 10F).

A l'exception probable de la kampfite, les minéraux baryfères paraissent bien faire partie de l'assemblage métamorphique primaire des marbres.

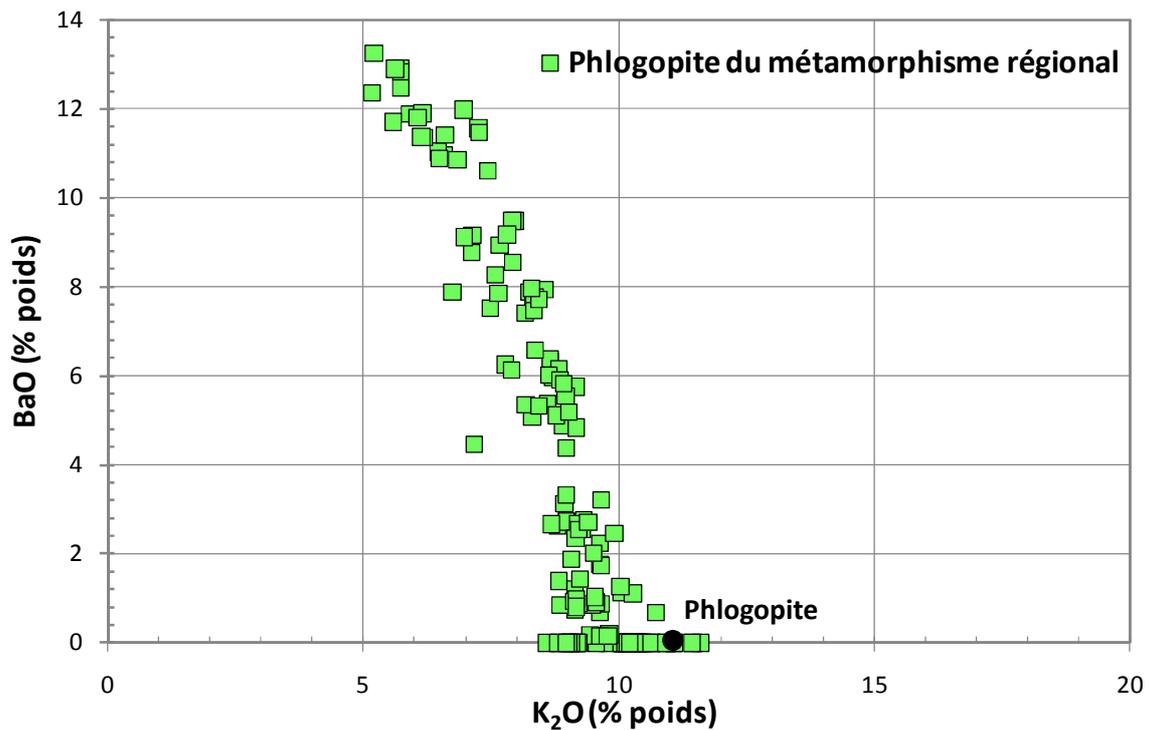


Figure II- 8: Diagramme K_2O (% poids) en fonction de BaO (% poids) mesurés à la microsonde électronique pour la série feldspath potassique - celsiane des marbres et des skarnoïdes.

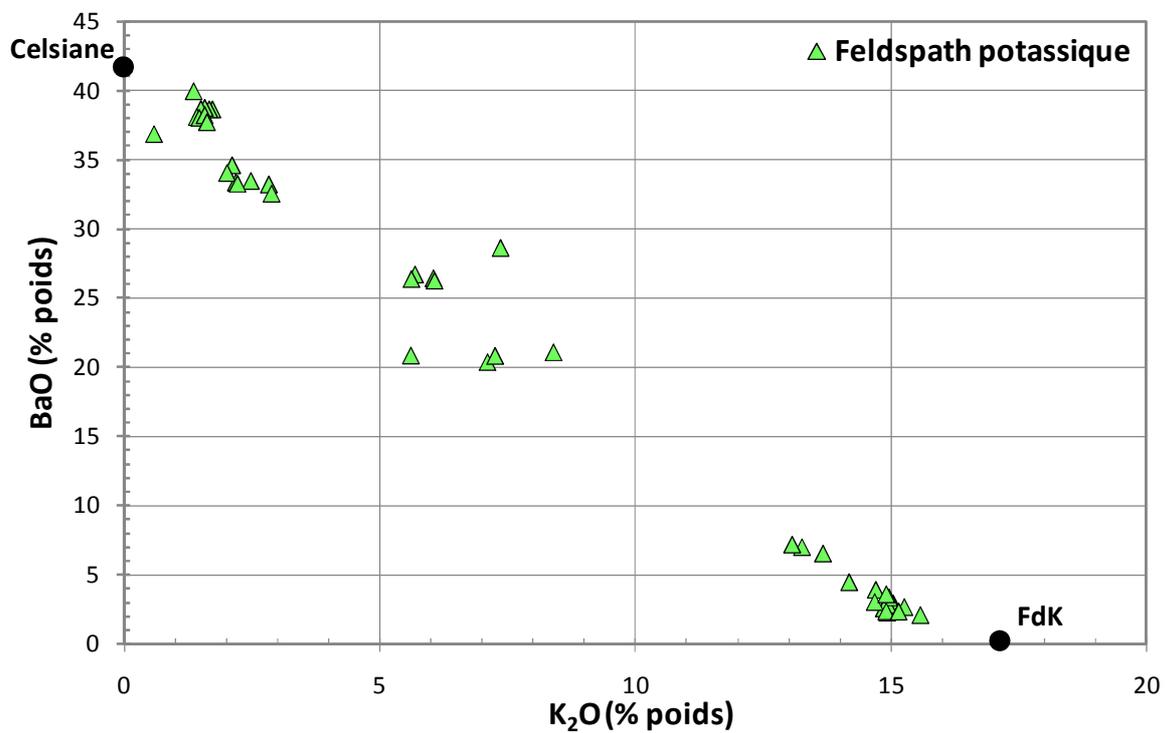


Figure II- 9: Diagramme K_2O (% poids) en fonction de BaO (% poids) mesurés à la microsonde électronique pour les phlogopites des marbres et des skarnoïdes. Les cercles représentent les pôles purs des minéraux.

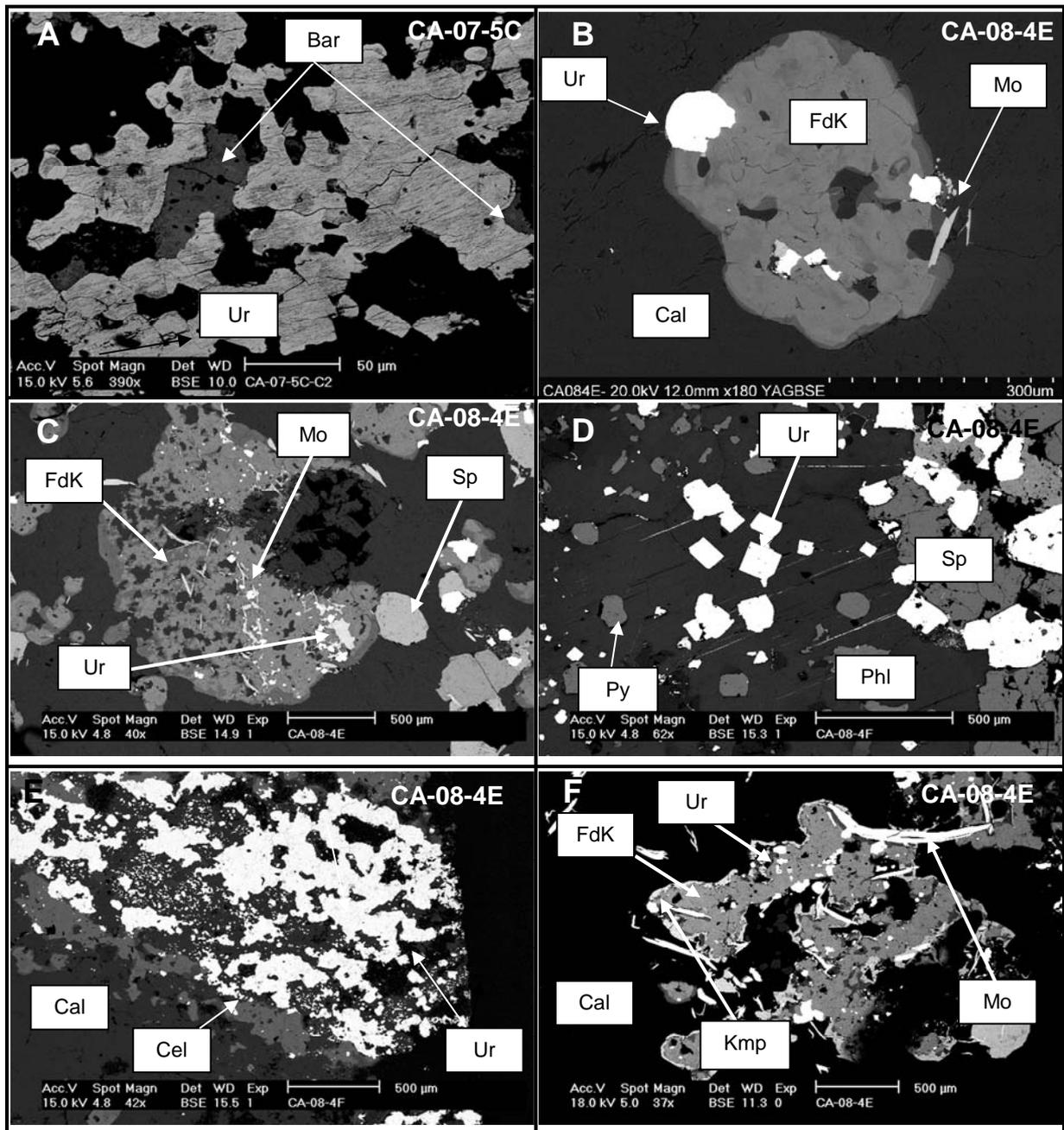


Figure II- 10: A. *BSE* Barytine (Bar) au contact avec la minéralisation uranifère (Ur) B. *BSE* Inclusions d'uraninite (Ur) et de molybdénite (Mo) dans un feldspath potassique (FdK). C *BSE* Inclusions d'uraninite (Ur) et de molybdénite (Mo) suggèrent un lit relique dans un feldspath potassique (FdK) associés à de la sphalérite (Sp). D. *BSE* Inclusions d'uraninite (Ur) et de pyrite (Py) dans un phlogopite (Phl) associés à de la sphalérite (Sp). E. *BSE* Amas d'uraninite (Ur) dans de la calcite (Cal) au contact avec du celsiane (Cel) F. *BSE* Liseré de kampfite (Kmp) en bordure des cristaux de feldspath potassique (FdK) à inclusions d'uraninite (Ur) et de molybdénite (Mo).

2.1.2. Les minéraux à vanadium

Les minéraux vanadifères produits sont fonction de la teneur en silice de la roche encaissante (Figure II- 11).

Dans les roches pauvres en silice, comme les marbres légèrement impurs, le V s'exprime sous la forme de rares cristaux de coulsonite ($\text{Fe}^{2+}\text{V}^{3+}_2\text{O}_4$) de taille variable (entre 200 et 1000 μm) le plus souvent en inclusions dans d'anciennes olivines serpentinisées.

Dans les marbres impurs et les skarnoïdes, le vanadium est incorporé au réseau d'une amphibole avec des valeurs maximales de 7,84 % poids de V_2O_3 . Cette amphibole forme des prismes allongés automorphes à clivages à 120° nettement visibles. Elle appartient à la famille des tschermakites avec pour formule structurale idéale calculée $\text{Ca}_{1,93}(\text{Mg}_{4,06} \text{Al}_{0,07} \text{Fe}_{0,02} \text{V}_{0,67} \text{Na}_{0,73}) \text{Si}_{6,21} \text{Al}_{1,77} \text{O}_{22} (\text{OH}_{1,85} \text{F}_{0,11} \text{Cl}_{0,03})$. Par contre, toutes les tschermakites ne contiennent pas des teneurs remarquables en vanadium (Partie I.F.2.4) (Figure II- 11).

Cette amphibole a tendance à se présenter en amas de cristaux plurimillimétriques, fréquemment cimentés par de la galène tardive. Lorsque la roche est extrêmement enrichie en V ($\text{V} > 1$ % poids), il est possible d'observer les deux types de minéraux du vanadium.

Les phlogopites peuvent également contenir aussi du V mais en plus faible proportion avec une teneur maximale en V_2O_3 mesurée de 2,22 % poids.

Les différents types de minéraux de V contiennent fréquemment des inclusions d'uraninite automorphe.

Paramètre du diagramme ($Ca_B > 1,5$; $(Na + K)_A < 0,50$) & $Ca_A < 0,5$

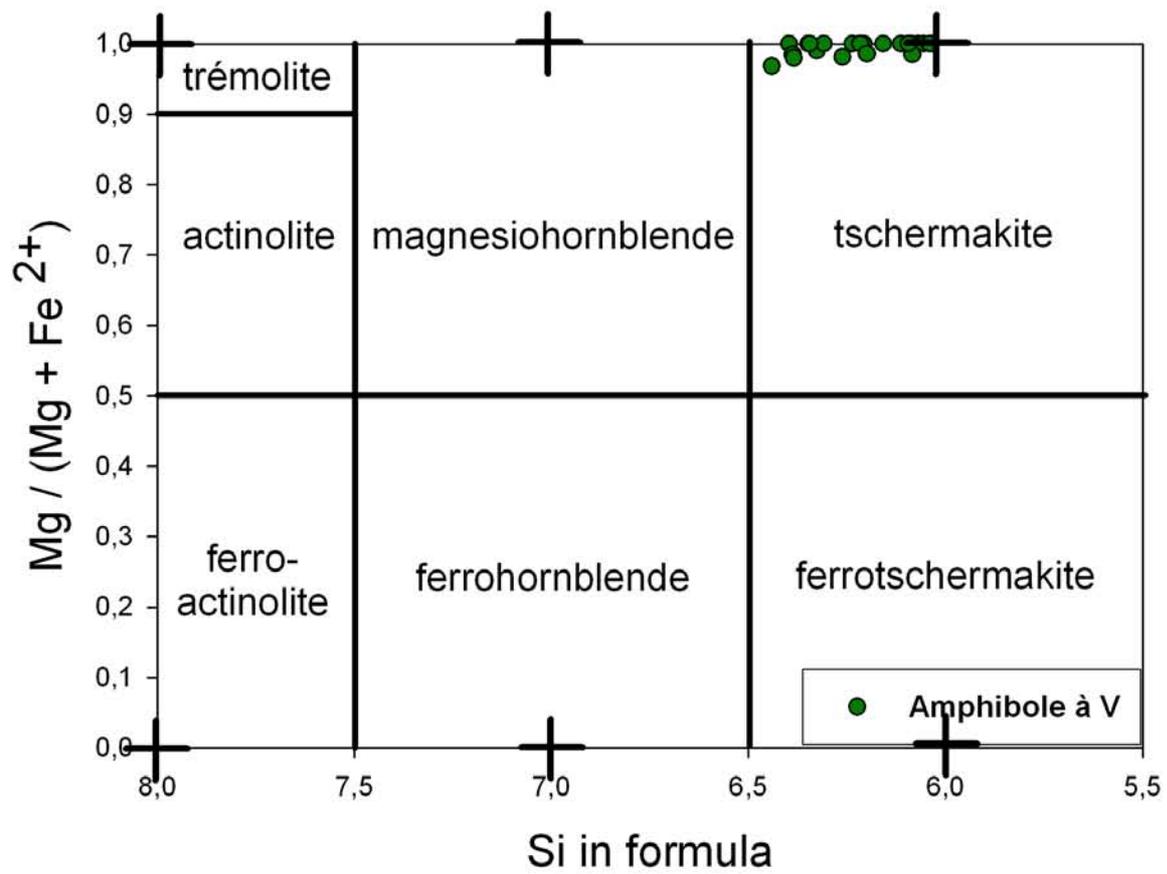


Figure II- 11: Diagramme de classification des amphiboles calciques (ITA , 1997) en fonction des teneurs en Si (pfu) et en fonction de $Mg/(Mg + Fe^{2+})$. Les croix indiquent la position des pôles purs.

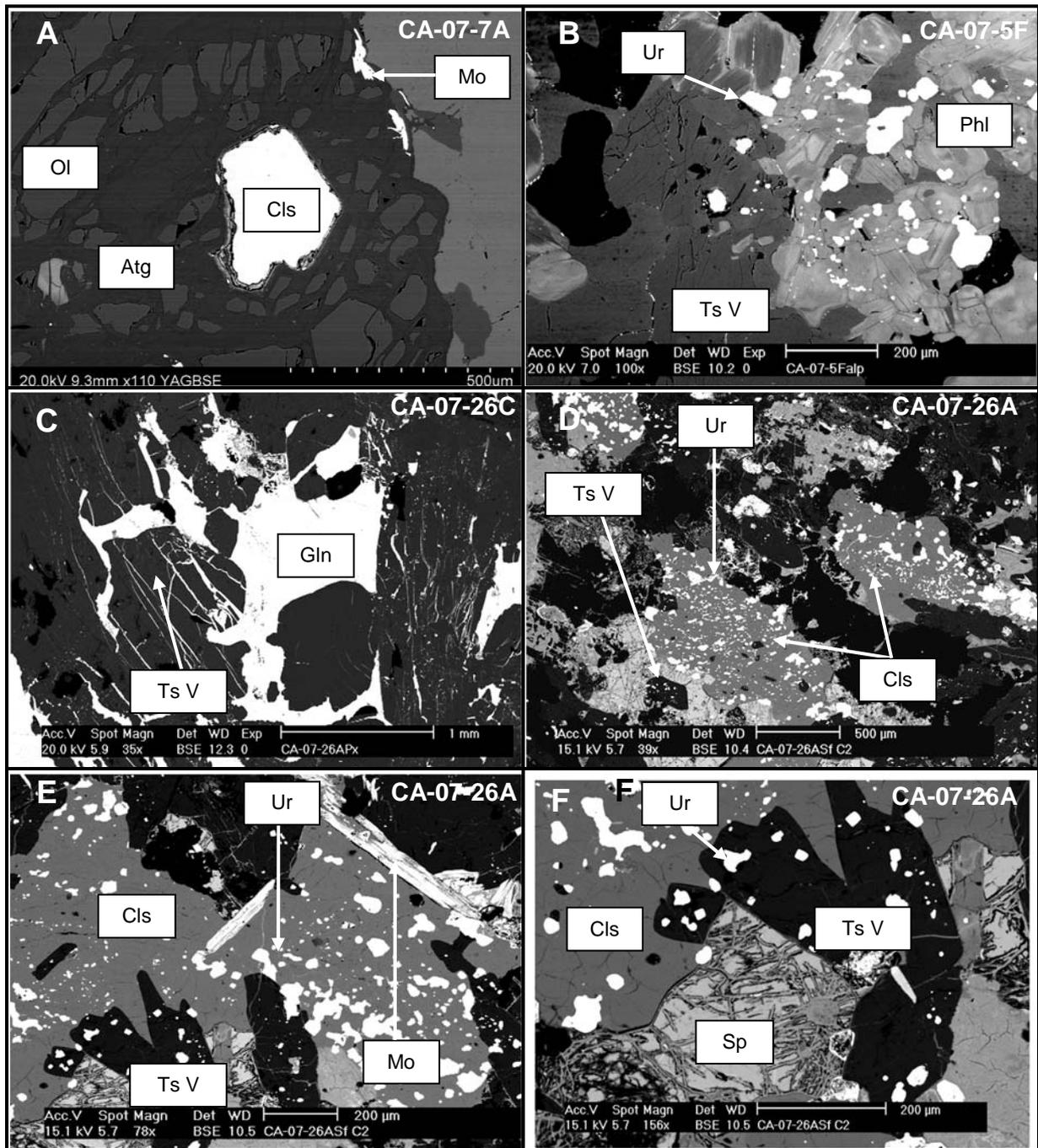


Figure II- 12: A. BSE Inclusions de coulsonite (Cls) et de molybdénite (Mo) dans une olivine serpentinisée en antigorite (Atg) B. BSE Amas de tschermakite vanadifère au contact avec un amas de phlogopite zoné riche en Ba (Phl) C. BSE Tschermakite vanadifère (Ts V) fracturée et cimentée par de la galène tardive (Gln) D. BSE Inclusions d'uraninite (Ur) soulignant un ancien lit relique dans de la coulsonite (Cls) associés à des tschermakite vanadifère (Ts V) E. BSE Coulsönite (Cls) et tschermakite vanadifère (Ts V) à inclusions F. BSE Détail de la figure E.

2.1.3. Les minéraux à molybdène

L'association U-Mo est parfois réalisée dans les couloirs de déformation probablement tardi-D₂, où la molybdénite dessine des couloirs en enveloppant ± l'uraninite (Figure II- 13A-B). D'autres associations pourraient être plus précoces :

- (i) uraninite et molybdénite inclus dans l'olivine (Figure II- 13C).
- (ii) uraninite et molybdénite microplissées, voire en « microlithons » (Figure II- 13D).

D'un point de vue composition, la molybdénite (n=46) peut contenir des traces très variables de Cu (0 à 1,62 % poids), Cd (0 à 2,26 % poids), Pb (0 à 3,76 % poids), et Se (0 à 0,48 % poids). Certaines molybdénites ne contiennent aucune de ces traces en particulier pour l'échantillon CA-08-12C sans signe distinctif par rapport aux autres molybdénites.

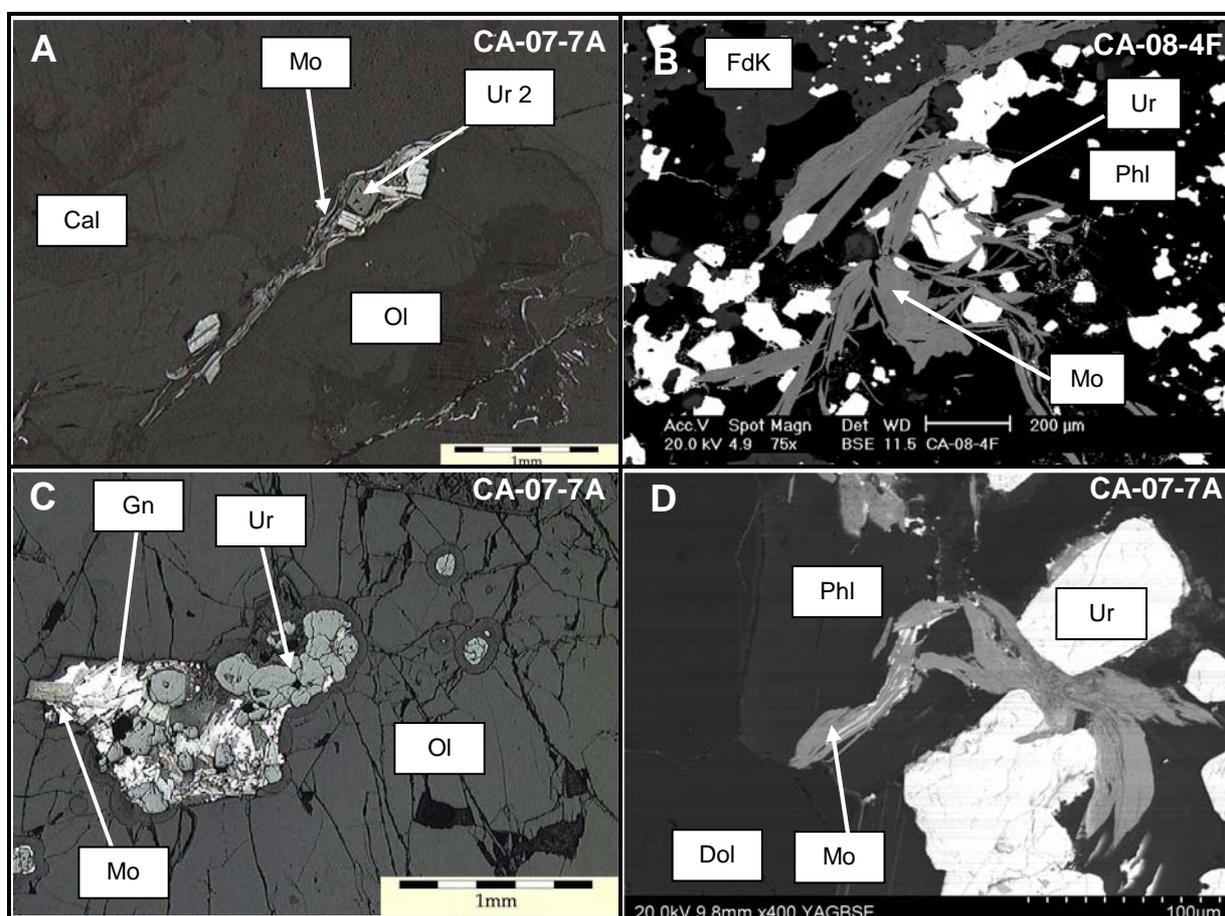


Figure II- 13: A. LR Molybdénite (Mo) moultant des cristaux d'uraninite (Ur) dans un couloir de déformation en bordure d'une olivine (Ol) serpentinisée B. BSE Molybdénite (Mo) moultant des cristaux d'uraninite (Ur) associée à de la phlogopite riche en Ba (Phl). C BSE Amas d'uraninite (Ur) et de molybdénite (Mo) dans une olivine (Ol) cimenté par de la galène tardive (Gln). D. BSE Molybdénite (Mo) moultant des cristaux d'uraninite (Ur) associée à de la phlogopite riche en Ba (Phl).

2.1.4. La sphalérite

Le zinc, qui peut être lui aussi relativement abondant dans ces roches, s'exprime sous forme de grands cristaux de sphalérite (400 à 1 000 μm) communément au contact avec d'autres sulfures et la minéralisation uranifère (Figure II- 10D). La sphalérite ne contient que très rarement des inclusions d'uraninites (Figure II- 12F).

Les sphalérites (n=37) ont des teneurs variables en fer avec des valeurs comprises entre 1,12 et 9,63 % poids. La population la plus représentée dans les roches minéralisées a une valeur moyenne en Fe forte de $8,26 \pm 1,07$ % poids ; une autre population a des teneurs en Fe de $1,23 \pm 0,05$ % poids. Ces deux populations peuvent être exprimées dans la même roche avec pourtant les mêmes caractéristiques pétrographiques.

2.1.5. La galène

La galène semble de cristallisation tardive par rapport aux autres métaux et se présente sous différentes formes (Figure II- 14):

- (i) en ciment de la minéralisation uranifère et/ou de la molybdénite
- (ii) en remplissage de cavité associée à de l'amphibole vanadifère
- (iii) dans des fractures de faible épaisseur (10 à 20 μm)

De la jordanite ($\text{Pb}_{14}(\text{As,Sb})_6\text{S}_{23}$), très rare, semble contemporaine de la galène. La galène et la jordanite sont très fréquemment altérées en « oxydé de plomb » qui se propage à partir des bordures vers le cœur des cristaux.

Les galènes (n=47) contiennent la plupart du temps des traces de Se avec des valeurs allant de 0 à 5,01 % poids et une teneur moyenne de $2,12 \pm 1,18$ % poids. Les jordanites (n=6) contiennent elles aussi des traces de Se avec une teneur moyenne de $0,88 \pm 0,32$ % poids.

L'analyse isotopique d'une galène de l'échantillon CA-07-5C (IGEM, Moscou, V. Golubev) indique que le plomb n'est pas d'origine radiogénique avec des rapports $\text{Pb}_{208/204} = 35,324$; $\text{Pb}_{207/204} = 15,370$; $\text{Pb}_{206/204} = 15,890$. L'âge modèle calculé avec le modèle de Stacey-Kramers est de 1675 Ma avec $m_2 = 9,90$; et $w_2 = 35,04$.

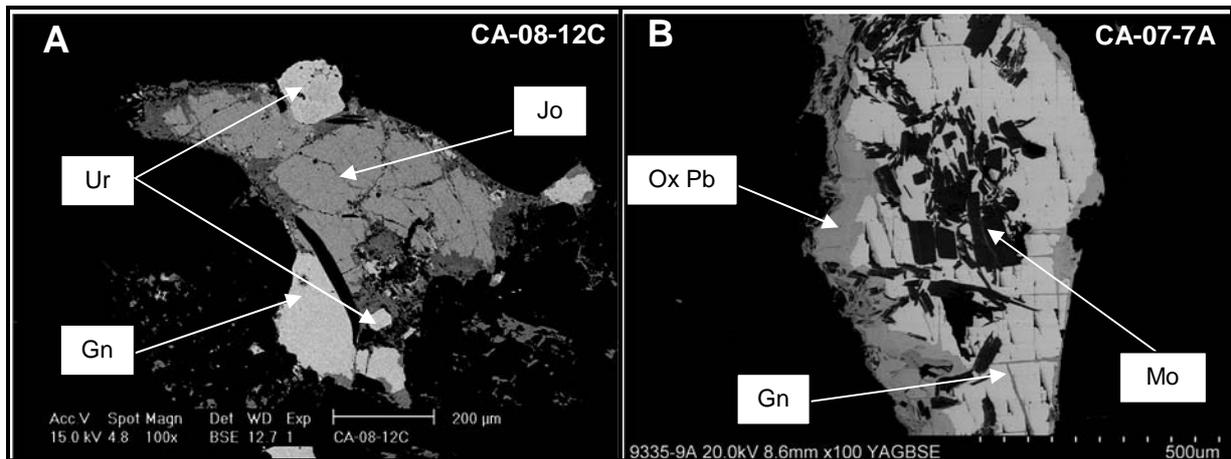


Figure II- 14: A. BSE Association galène (Gln) - jordanite (Jo) altérée en bordure en oxydé de plomb au contact avec de l'uraninite (Ur) B. BSE Galène (Gln) à inclusions de molybdénite altérée en bordure en oxydé de plomb.

2.2. Association sulfurée épisodiquement présente

2.2.1. Pyrite-Pyrrhotite

Les deux sulfures majoritaires sont la pyrite et la pyrrhotite qui sont communément associées dans ces roches. La pyrite a tendance à former de petits cristaux cubiques de 200 à 500 μm (pyrite 1) alors que les cristaux de pyrrhotite sont xénomorphes et de plus grandes tailles (500 à 1 000 μm). Une génération de pyrite tardive (pyrite 2) se met en place dans des fractures tardives.

Ces deux minéraux et tout particulièrement la pyrite (pyrite 1) peuvent contenir des inclusions d'uraninite.

L'étude à la microsonde électronique de ces deux sulfures n'a pas permis de déceler de trace d'autres métaux dans leur structure.

2.2.2. Autres sulfures

Les autres sulfures ont tendance à s'associer avec de la pyrite et/ou de la sphalérite. Ces sulfures sont très variés et relativement peu abondants. Ces sulfures traduisent les teneurs élevées en Sb sous la forme d'ullmanite (NiSSb), breithauptite (NiSb), getchellite (AsSbS₃), en As sous la forme d'arsénopyrite et de getchellite, en Se sous la forme de clausenthalite dans les roches riches en matériaux carbonés et en traces dans les autres sulfures, en Ni sous la forme de pentlandite et arsénopyrite riche en Ni, et en Cu sous la

forme de chalcopyrite. Ces amas de sulfures sont rarement associés à la minéralisation uranifère à l'échelle microscopique.

L'arsénopyrite (n=10) contient des traces de Ni ($0,19 \pm 0,16$ % poids) et de Se ($0,3 \pm 0,13$ % poids). Une variété d'arsénopyrite (n=2) avec des fortes teneurs en Ni et en Co a aussi été mise en évidence (Ni= $19,96 \pm 0,37$ % poids, Co= $2,27 \pm 1,77$ % poids). L'ullmanite (n=1) et la breithauptite (n=1) contiennent des traces de Fe (2,45 % poids et 0,18 % poids), d'As (2,06 % poids, 3,56 % poids) et de Se (0,35 % poids et 0,32 % poids).

2.3. Les associations U-C

Deux types d'associations avec deux significations très différentes ont été observés dans les roches minéralisées. L'une est représentée par des uraninites en inclusions dans des billes de matériel carboné, l'autre représentée par ces mêmes billes mais cette fois-ci associé à des lamelles de graphite.

2.3.1. Premier type d'association (9446-11)

Ce marbre magnésien légèrement impur est majoritairement représenté par de la dolomite associée à des cristaux de phlogopite en faibles proportions. La minéralisation est essentiellement localisée dans une bande dolomitique montrant des textures bréchiques avec des fragments cimentés par de la dolomite ainsi qu'en faible proportion dans des fractures recoupant les zones moins déformées de la roche (les cristaux de dolomite sont toutefois kinkés), voir (Figure II- 15A):

La minéralisation uranifère est exclusivement incluse dans les billes de matériel carboné (qui ne montrent pas de signe de déformation) sous la forme d'uraninite et de rare thucolite. Le rapport entre le volume des billes et les uraninites est très variable mais le plus souvent les billes font de 10 à 20 fois le volume des uraninites (Figure II- 15B-C). Des lamelles de molybdénite sont fréquemment associées à la minéralisation uranifère. Ces molybdénites associées au matériel carboné sont très enrichies en Se et en Re (Marc Brouand, communication personnelle). Des billes non minéralisées ont aussi été observées. Ces billes ne sont cependant pas stables sous le faisceau du MEB.

Les sulfures se présentent majoritairement dans la matrice dolomitique cataclasée et ne sont pas présents sous forme d'inclusions dans les billes de matériel carboné à l'exception de la molybdénite. La pyrite se localise préférentiellement en bordure des billes de matériel carboné. Le sulfure dominant dans cette roche est la sphalérite qui est très abondamment développée dans la matrice cataclasée (Figure II- 15D). Les cristaux de

sphalérite marquent la foliation de la roche et peuvent être aussi, plus rarement, localisés dans des fractures recoupant l'encaissant moins déformé. Quelques cristaux de la clausthalite (PbSe) sont associés à la sphalérite et même fréquemment en inclusions dans cette dernière.

2.3.2. Deuxième type d'association (CA-08-5A)

Le marbre minéralisé est magnésien comme l'indique le rapport cationique Mg/Ca égal à 1 avec une forte teneur en Corg de 0,28 % poids. La dolomite et la phlogopite riche en Ba contrôlent cette forte teneur en magnésium. La minéralisation uranifère (U=494 ppm) est (comme pour l'échantillon précédent) pauvre en thorium (Th=0,86) et associée à de fortes teneurs en Ba (1693 ppm), Mo (121 ppm), Zn (425 ppm) et V (107 ppm).

La minéralisation uranifère est majoritairement représentée par des uraninites qui se présentent sous trois formes (Figure II- 16):

(i) en inclusions dans des billes de matériel carboné similaires à celles précédemment décrites (qui réagissent sous le faisceau) avec des rapports volumes de billes de matière carboné-uraninite cette fois ci plus faibles (de 2 à 3). Ces billes sont parfois présentes en inclusions dans les phlogopites barifères mais le plus souvent isolées dans les cristaux de dolomite (Figure II- 16A-B-D).

(ii) sous la forme de cristaux automorphes isolés (100 à 200 μm) avec un liséré de matière carboné se développant à leur périphérie (Figure II- 16C).

(iii) sous la forme de cristaux isolés sans trace de matière carboné.

Du graphite très abondant montre une structure en feuillet typique de la matière organique recristallisée à fortes températures (Luis Martinez, communication personnelle). Il est parfois en contact avec l'uraninite mais toujours à proximité de ces cristaux. Des amas de graphite ont été observés en inclusions dans les phlogopites (Figure II- 16A-B).

La sphalérite se présente sous la forme de cristaux isolés tout comme la pyrrhotite, tandis que la molybdénite est au contact avec du graphite. Des traces de barytine sont majoritairement observées à proximité des billes de matières carbonées.

2.3.3. Interprétations

Les billes de matières carbonées n'étant pas stables sous le faisceau MEB, elles semblent ne pas avoir été soumises aux fortes températures du métamorphisme de l'orogène Torngat. La présence de ces billes autour des uraninites est liée aux radiations émises lors de la désintégration de l'uranium, ces radiations induisent la polymérisation des hydrocarbures présents dans les fluides (post-métamorphiques) et conduisent à la précipitation de matériel carbonée autour des uraninites. La datation de leur introduction dans la roche reste encore obscure.

Par contre, le graphite accompagnant ces billes pour la deuxième association est la preuve de la présence de matière carbonée anté-métamorphique (matière organique ou hydrocarbures). Cette constatation est en accord avec les enrichissements en Zn, Mo, V enregistrés dans cette roche.

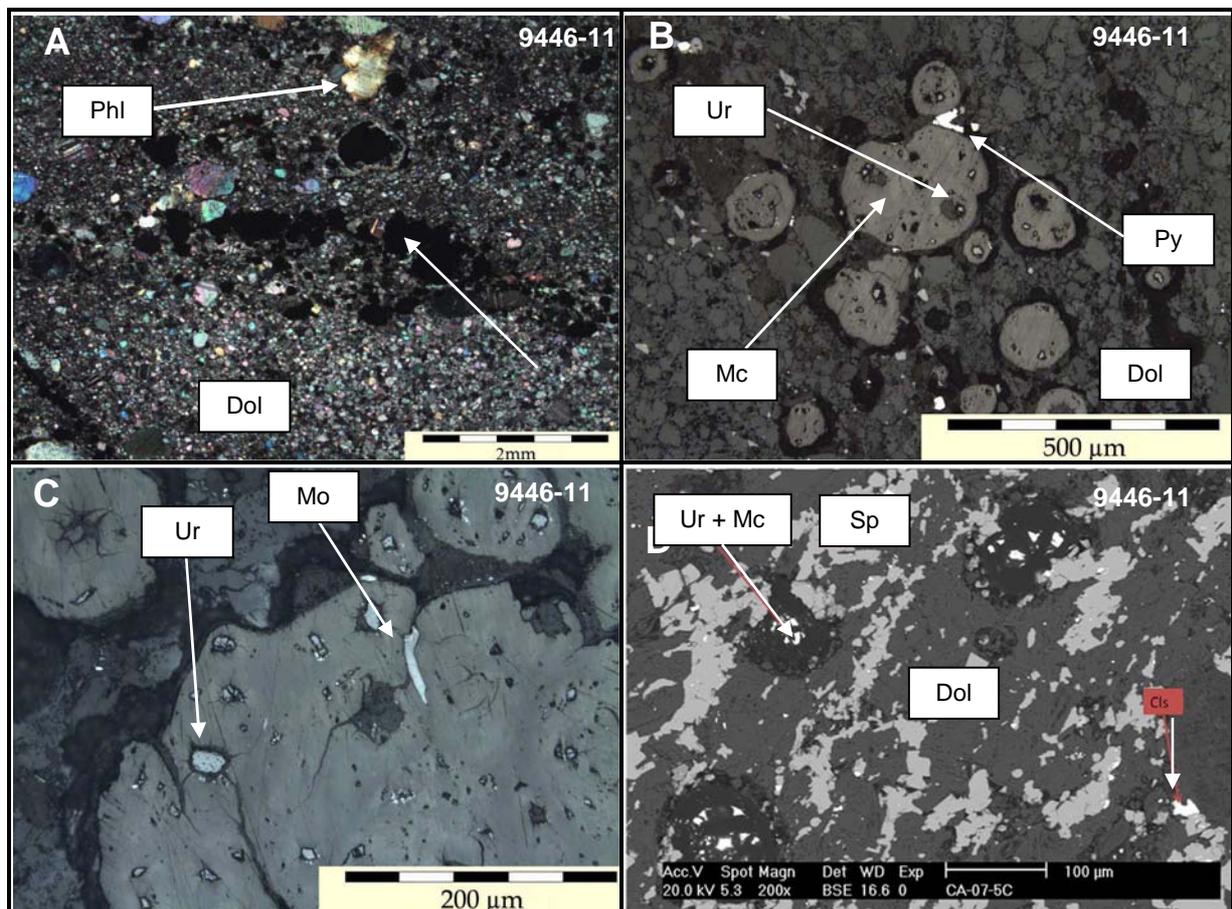


Figure II- 15: A. *LPA* Billes de matière carbonée minéralisée (Mc) dans une matrice dolomitique cataclasée B. *LR* Billes de matière carbonée à uraninite (Ur) associées à de la pyrite (Py) se développant en bordure C. *LR* Billes de matière carbonée à uraninite (Ur) et molybdénite (Mo) D. *BSE* Billes de matière carbonée moulées par de la sphalérite (Sp) associé à de la clausthalite (Csh).

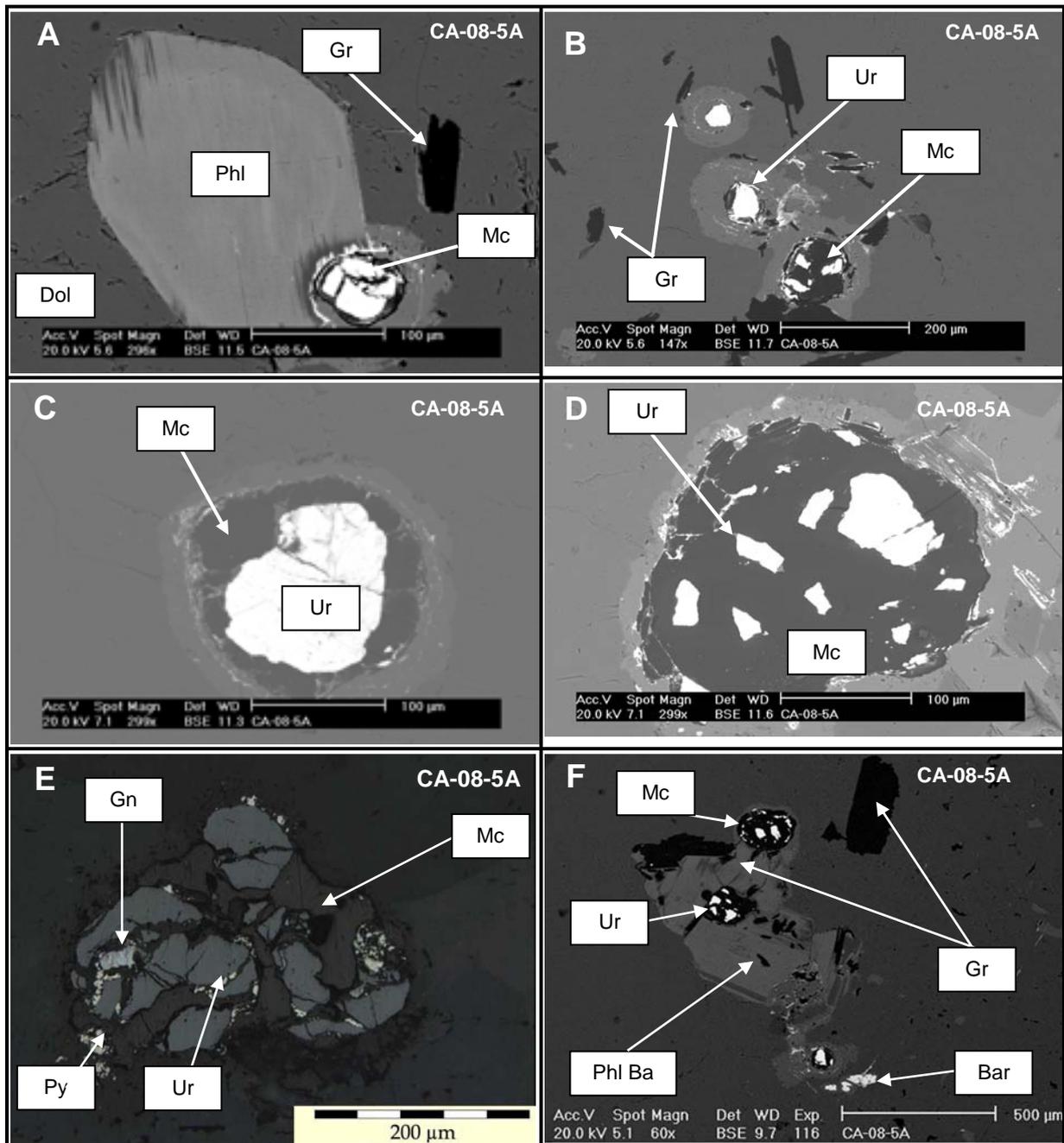


Figure II- 16: A. *BSE* Billes de matière carbonée minéralisée (Mc) incluses dans un phlogopite dans une matrice dolomitique, à proximité de lamelles de graphite (Gr). B. *BSE* Billes de matière carbonée à uraninite (Ur) à proximité de lamelles de graphite (Gr). C. *BSE* Cristaux d'uraninites automorphes (Ur) isolés et à sa périphérie, liséré de matière carboné (Mc). D. *BSE* Bille de matière carbonée moulée et cristaux d'uraninites (Ur). E. *LR* Billes de matière carbonée à uraninite (Ur) et galène (Gln) La pyrite se développe dans des fractures. F. *BSE* Inclusions d'uraninite (Ur) dans des billes de matériel carboné (MC), elles-mêmes incluses dans un phlogopite riche en Ba (Phl Ba) associé à des lamelles de graphite (Gr).

3. Caractéristiques géochimiques des roches minéralisées

3.1. *Eléments majeurs*

Les teneurs en uranium des roches minéralisées ($U > 10$ ppm) sont très variables. Il apparaît que les teneurs moyennes en uranium sont plus fortes dans les marbres purs ($n=8$; $3\,545 \pm 3\,979$ ppm) et impurs ($n=5$; $4\,148 \pm 2\,854$ ppm) comparées aux teneurs plus faibles dans les skarnoïdes ($n=9$; 918 ± 945 ppm). Les plus forts enrichissements en U ont aussi été mesurés dans les marbres purs (11 470 ppm) et impurs (8 018 ppm) alors que la valeur maximale des skarnoïdes est de 2 546 ppm.

Nous verrons qu'à l'exception de SiO_2 , CaO et MgO, aucune corrélation avec l'uranium n'a été observée, bien que les corrélations pour ces éléments soient mal définies.

3.1.1. SiO_2

En considérant que l'échantillonnage réalisé est représentatif des roches minéralisées du district de Cage, il semble que les marbres doivent contenir une teneur en silice supérieure à une teneur limite ($\text{SiO}_2 > 2$ % poids) pour être minéralisés en U. Les marbres purs, impurs et les skarnoïdes peuvent être tous minéralisés. Cependant, les marbres impurs et les skarnoïdes semblent l'être de manière plus fréquente dans l'échantillonnage dont nous disposons.

Des corrélations SiO_2 -U apparaissent pour les marbres purs calcitiques et dolomitiques et pour les skarnoïdes, mais curieusement ces corrélations sont absentes des marbres purs et impurs (Figure II- 17).

3.1.2. Al_2O_3

Il n'existe pas de corrélation claire entre la minéralisation uranifère et la teneur en alumine. Par contre, les échantillons riches en alumine (> 3 % poids) sont toujours minéralisés en uranium (Figure II- 17).

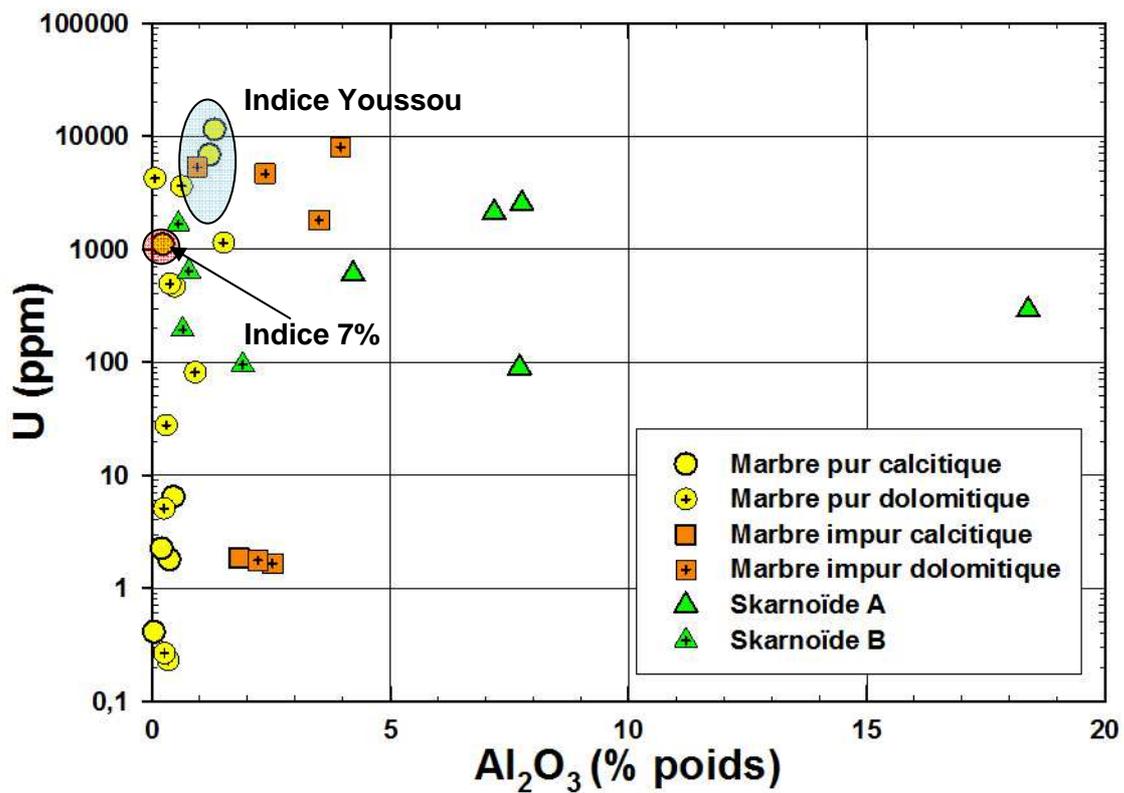
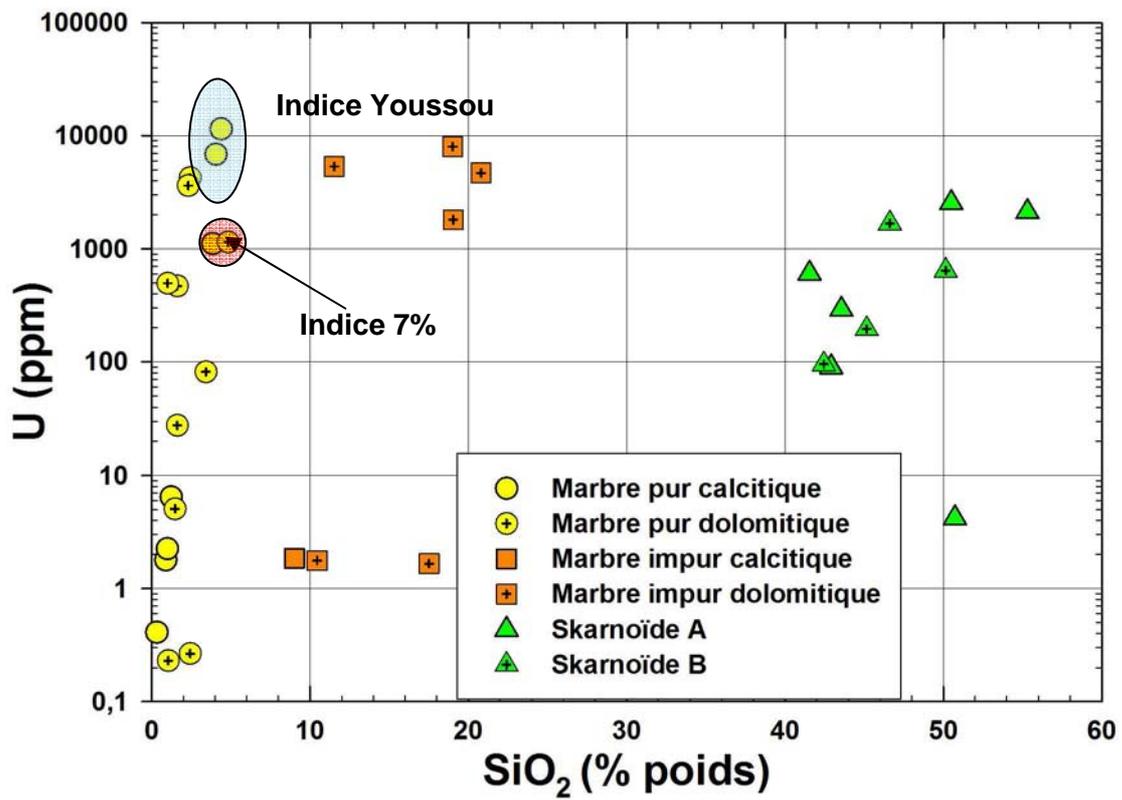


Figure II- 17 : Diagramme U (ppm) en fonction de SiO_2 et Al_2O_3 (% poids). Le marbre à U-Th de l'indice 7% a été reporté pour comparaison, bien qu'il appartienne au type « hydrothermal ».

3.1.3. Mg/Ca

La très grande majorité des indices de Cage indiciel sont contenus dans des roches à signature dolomitique ($Mg/Ca > 0,7$). La seule exception est un échantillon de skarnoïde avec un rapport Mg/Ca de 0,33 et une teneur en U proche de 100 ppm (89 ppm).

En revanche, l'indice Youssou (marbre de Davis Inlet), avec des teneurs en U qui peuvent atteindre 1%, est contenu dans les marbres calcitiques ($Mg/Ca < 0,2$).

Aucune corrélation entre la signature dolomitique et les teneurs en U n'a pu être mise en évidence dans ces échantillons (Figure II- 18).

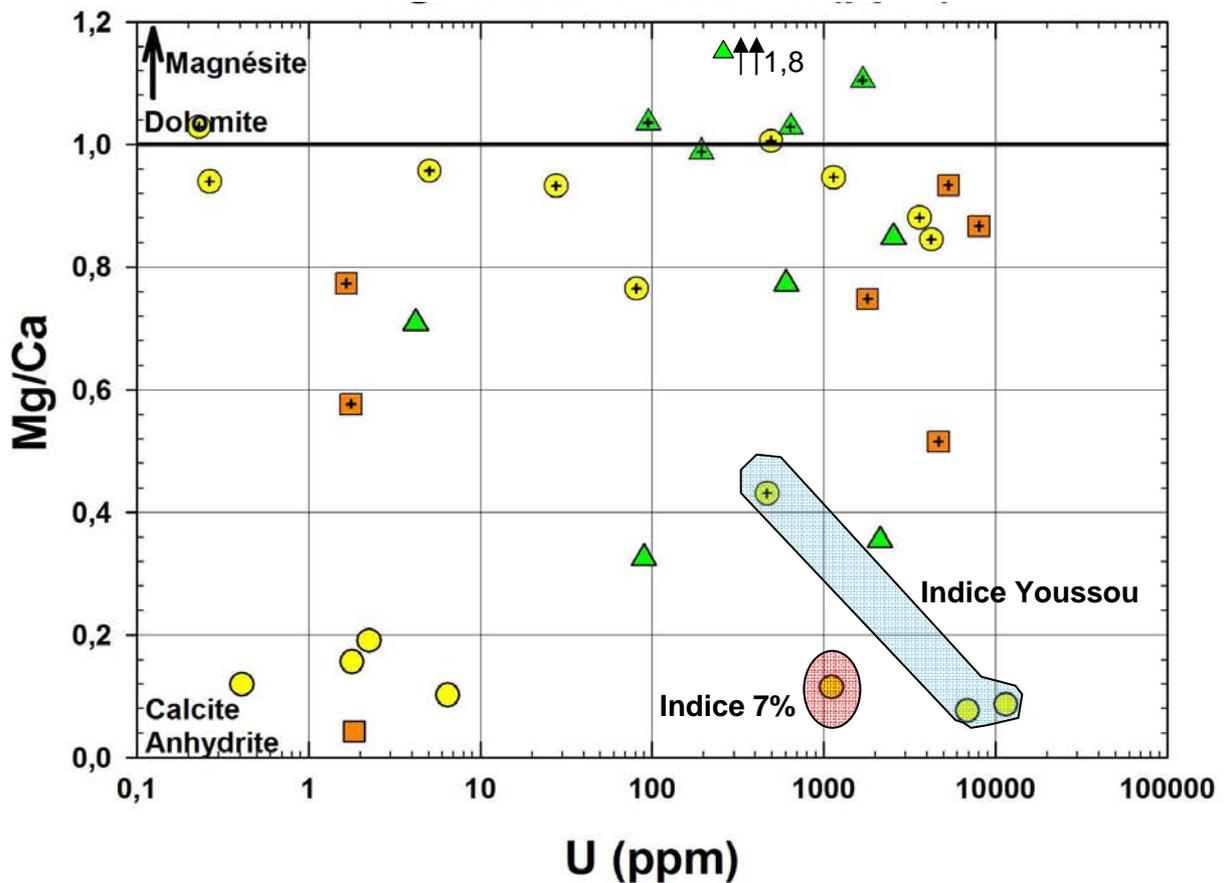


Figure II- 18: Diagramme Mg/Ca (cationique) en fonction de la teneur en U (ppm). Le marbre à U-Th de l'indice 7% a été reporté pour comparaison, bien qu'il appartienne au type « hydrothermal ».

3.2. Eléments traces

Un échantillon CA-08-5H avec une teneur en U de 27 ppm n'a pas été figuré dans les diagrammes suivants car il ne présente aucun enrichissement particulier en métaux et de ce fait a été attribué à la famille des roches non minéralisées. Une partie de cet uranium peut être dérivé secondairement de la pegmatite située à proximité.

Les roches minéralisées en U sont systématiquement associées à des enrichissements variables en Ba, Mo, Pb, S, V et Zn. Néanmoins, il n'a pas pu être mis en évidence de corrélation forte entre ces métaux et l'U.

3.2.1. Le baryum

Les échantillons non minéralisés de référence ont des teneurs en Ba élevées pouvant aller jusqu'à 6 318 ppm.

Les enrichissements en Ba sont plus importants dans les roches magnésiennes riches en silice (Figure II- 19 & Figure II- 20) comme l'illustre les valeurs allant de 1 281 ppm à 72 340 ppm pour les skarnoïdes (en particulier les skarnoïdes B) avec des rapports U/Ba en général inférieurs à 0,1. Par contre, la teneur en alumine ne contrôle pas la teneur en Ba de la roche (Figure II- 19).

Les marbres purs et impurs sont plus faiblement enrichis en Ba avec une teneur maximale de 12 020 ppm pour les marbres purs et des rapports U/Ba variant entre 0,1 et 10. Un échantillon à une forte teneur en U (8 018 ppm) pour une teneur en Ba très faible (34 ppm).

Les rapports Ba/S pour les skarnoïdes sont compris entre 0,1 et 4,37 (rapport de la barytine) indiquant que le Ba n'est pas le seul minéral porteur de S présent dans ces roches. Par contre, le baryum est, avec la pyrite, le principal porteur de soufre comme l'indique la proportion de S calculé contenu par la galène, la molybdénite et la sphalérite qui représente environ moins de 10% de la proportion totale de soufre. Aucune corrélation entre la teneur en Ba et la signature dolomitique n'est observée (Figure II- 20).

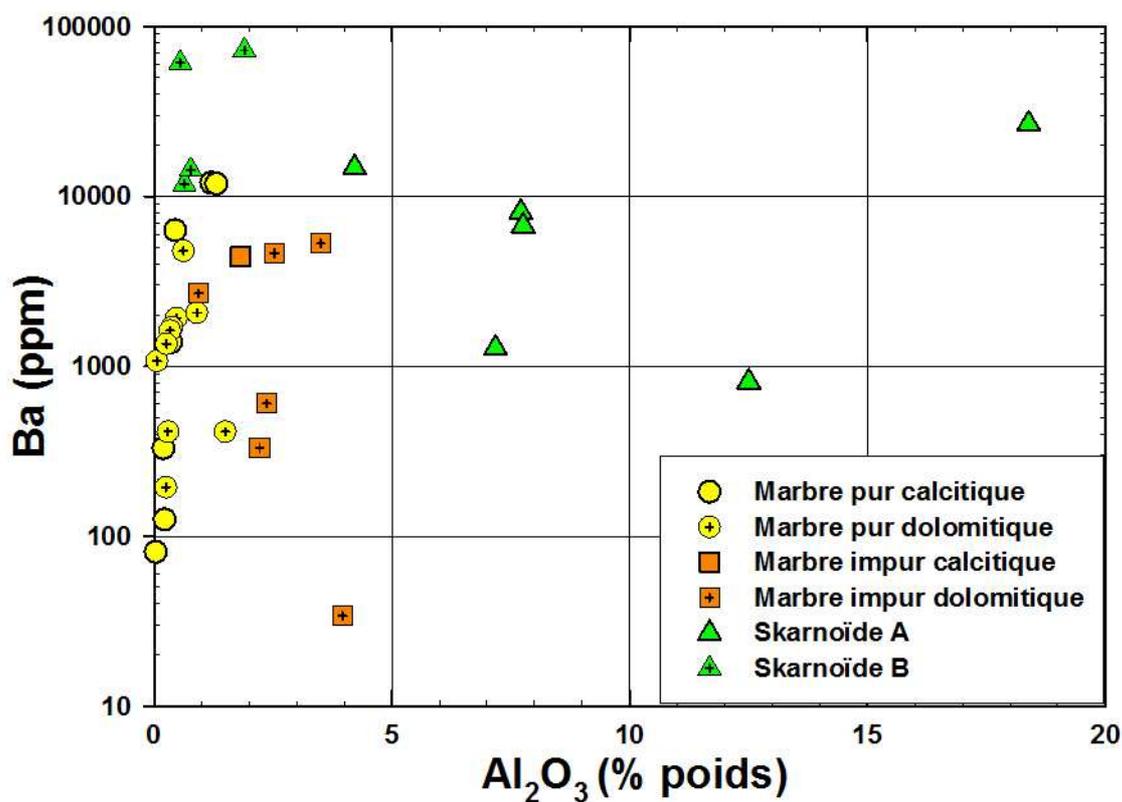
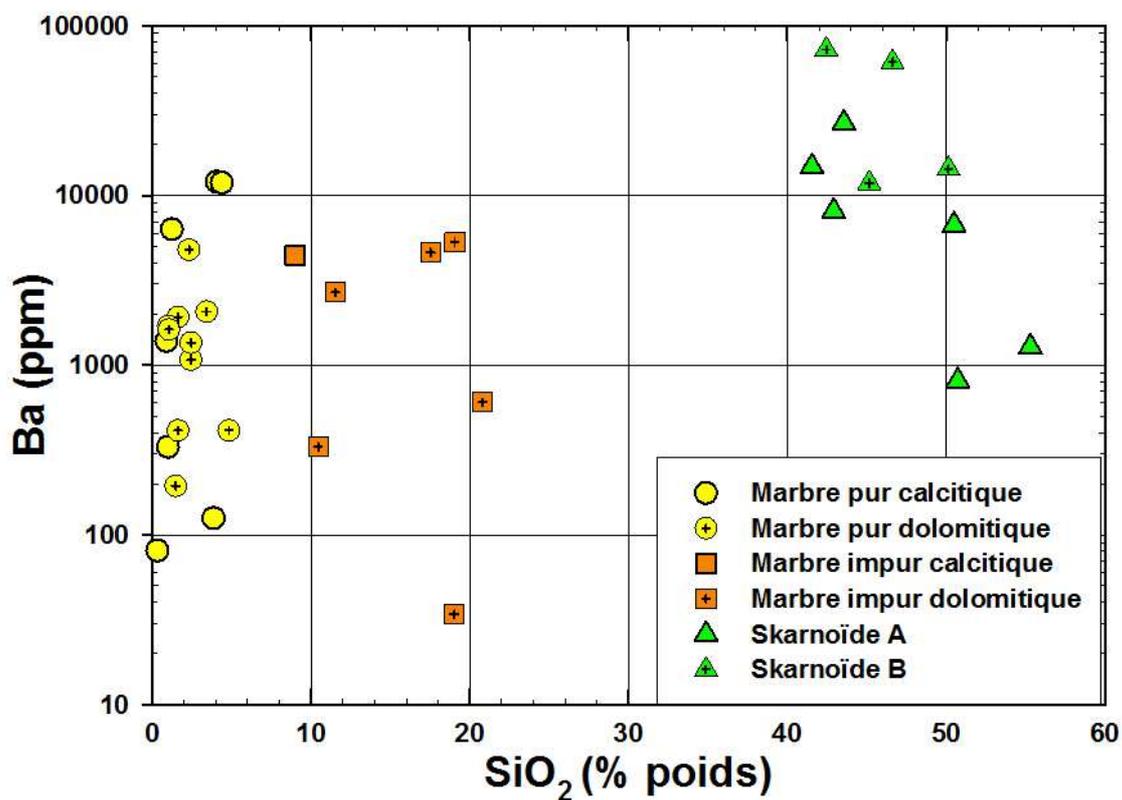


Figure II- 19 : Diagramme Ba (ppm) en fonction de SiO_2 et Al_2O_3 (% poids).

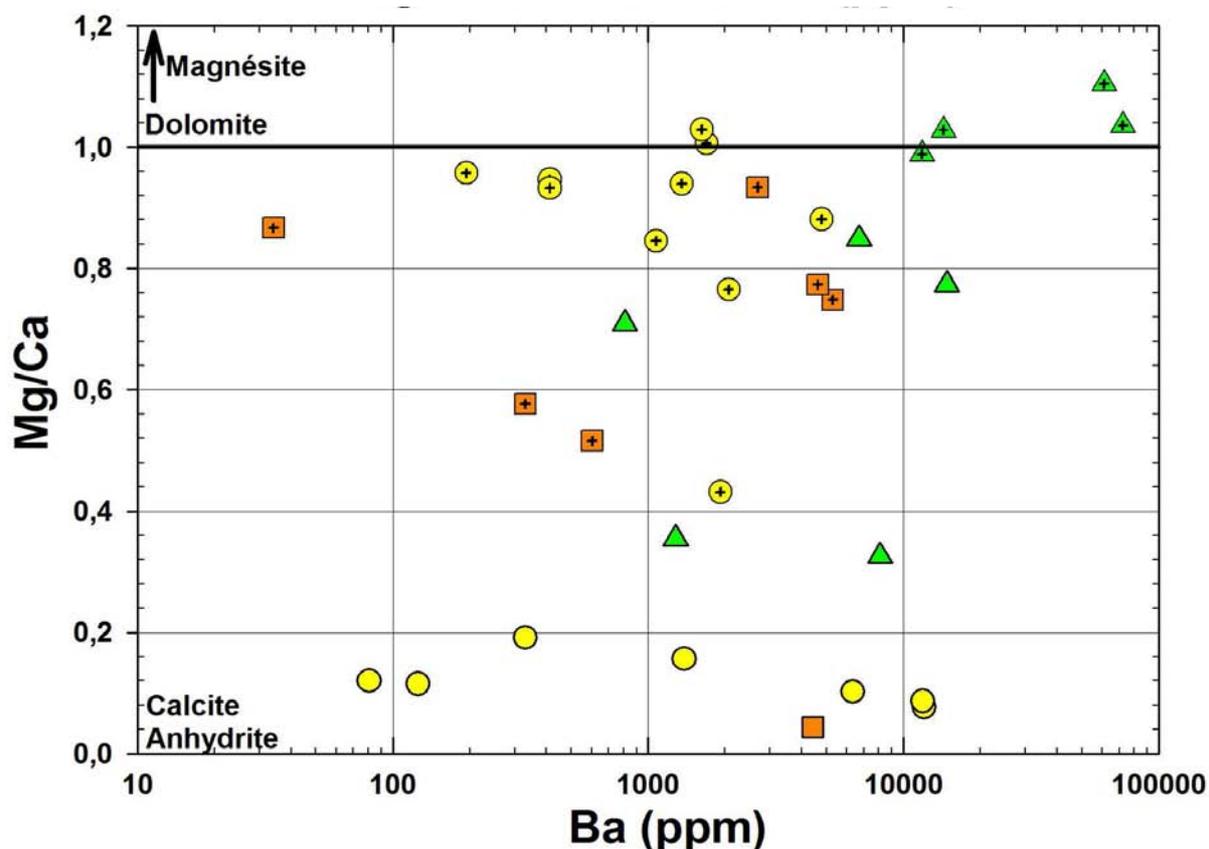


Figure II- 20 : Diagramme Mg/Ca (cationique) en fonction de la teneur en Ba (ppm).

3.2.2. Le molybdène

Les teneurs en Mo pour les roches non minéralisées de référence varient de 2 à 78 ppm. Les roches les moins riches en silice et en alumine sont les plus riches en molybdène (Figure II- 21). Le rapport Mg/Ca n'est pas corrélé à la teneur en molybdène (Figure II- 22).

Les plus fortes valeurs en molybdène (7 000 ppm) ont été enregistrées dans les marbres purs qui sont légèrement plus riches en Mo par rapport aux marbres impurs et fortement par rapport aux skarnoïdes (<100 ppm).

Trois échantillons sont très pauvres en Mo avec des valeurs de 2 ppm pour des enrichissements en U très forts avec des teneurs de 2 121, 3 614 et 5 333 ppm.

Les rapports Mo/S sont faibles, majoritairement proches de 0,1 voire plus faibles confirmant que la molybdénite n'est pas le sulfure majoritaire dans ces roches.

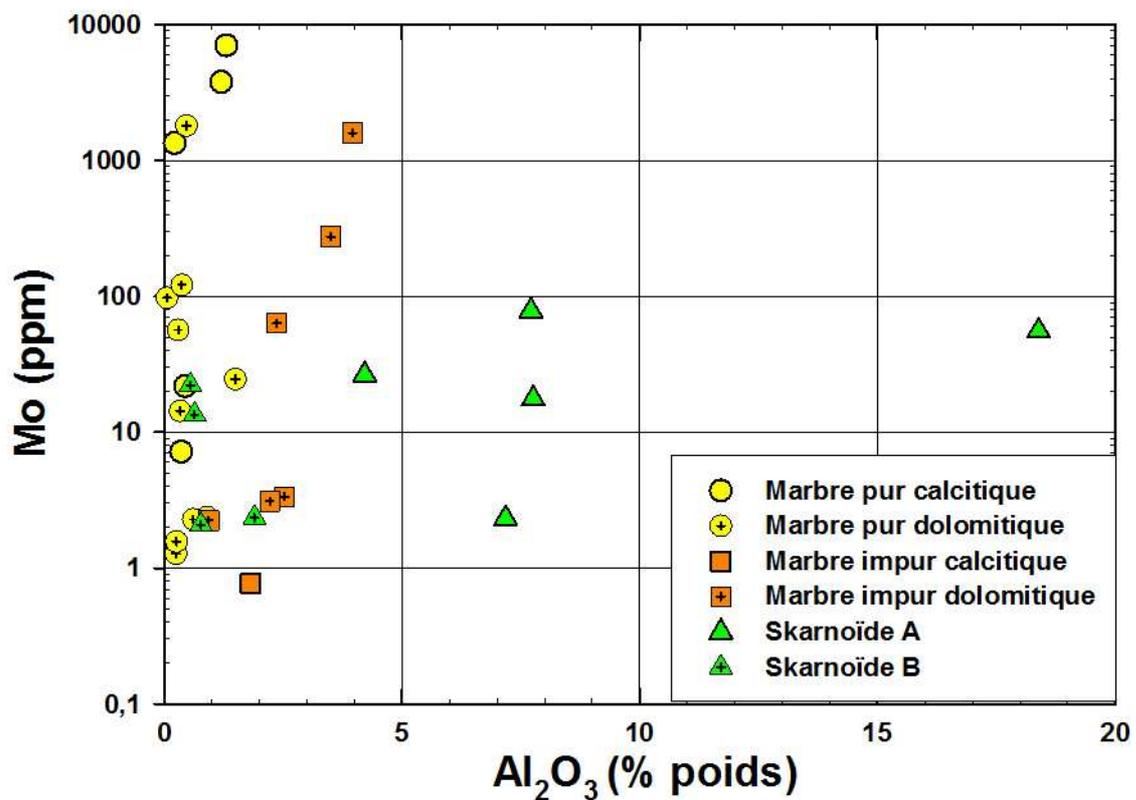
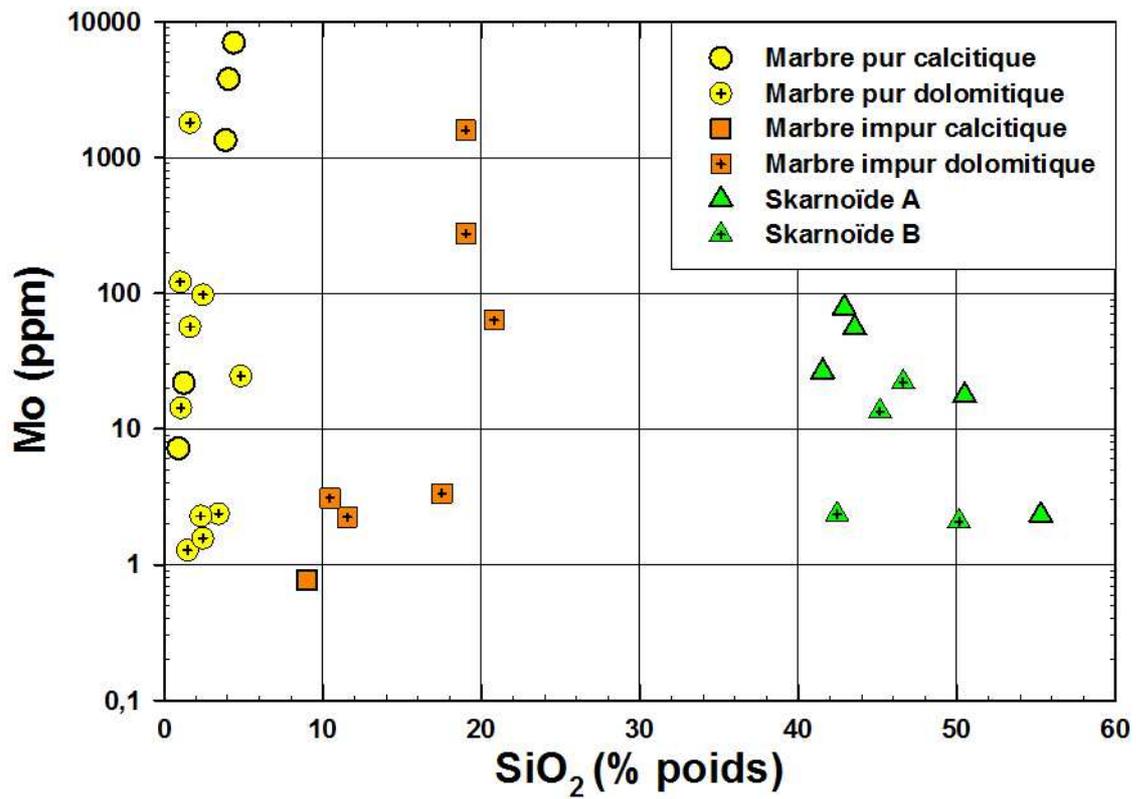


Figure II- 21 : Diagramme Mo (ppm) en fonction de SiO₂ et Al₂O₃ (% poids).

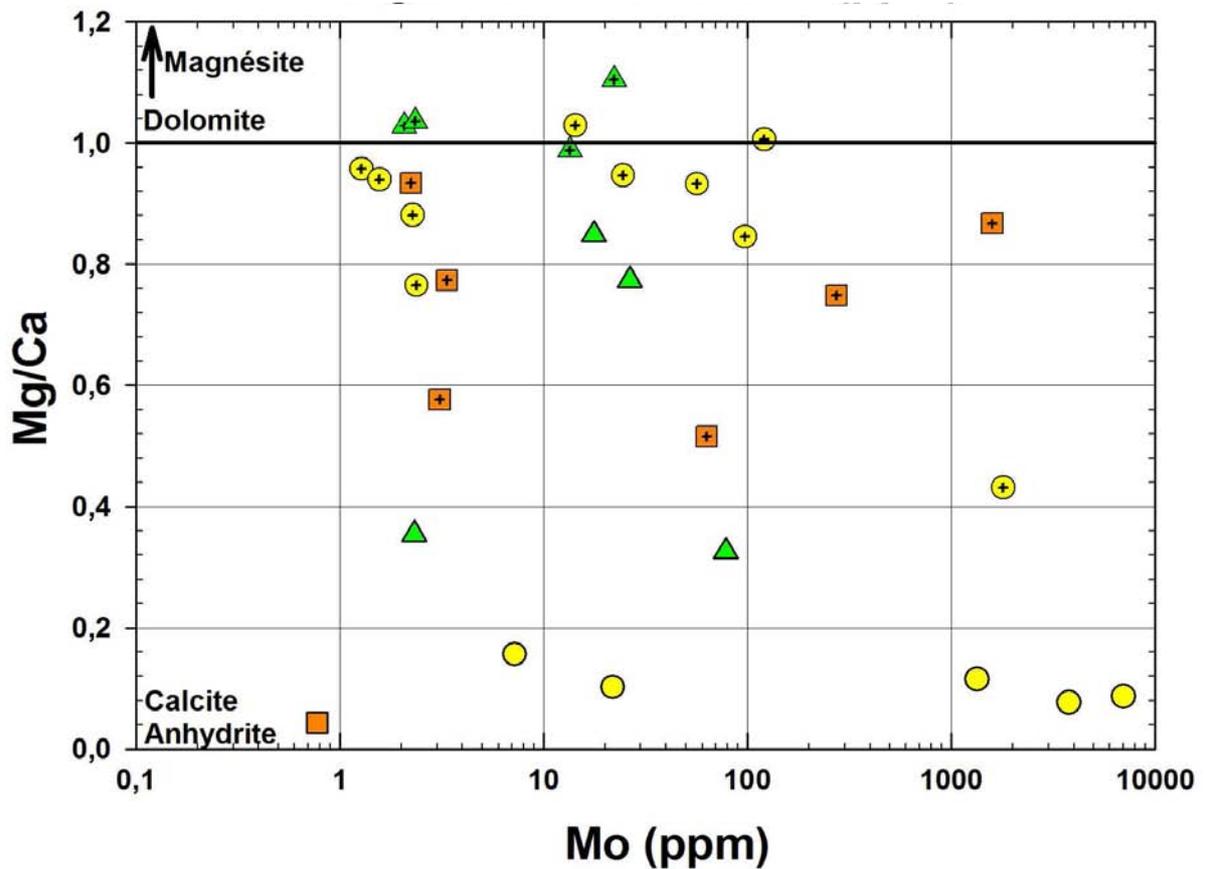


Figure II- 22 : Diagramme Mg/Ca (cationique) en fonction de la teneur en Mo (ppm).

3.2.3. Le zinc

Les teneurs en Zn des roches non minéralisées de référence varient de 17 à 592 ppm. Comme pour le molybdène, les roches les moins riches en silice et en alumine sont les plus riches en zinc (Figure II- 23). Le rapport Mg/Ca n'est pas corrélé à la teneur en zinc (Figure II- 24).

Cinq échantillons de marbres sont tout particulièrement enrichis en Zn avec des teneurs maximales de 31 570 ppm et des rapports Zn/U compris entre 1 et 0,1. Ces échantillons ont des rapports Zn/S proches de 1 indiquant que dans ces roches la sphalérite est le sulfure majoritaire avec la pyrite.

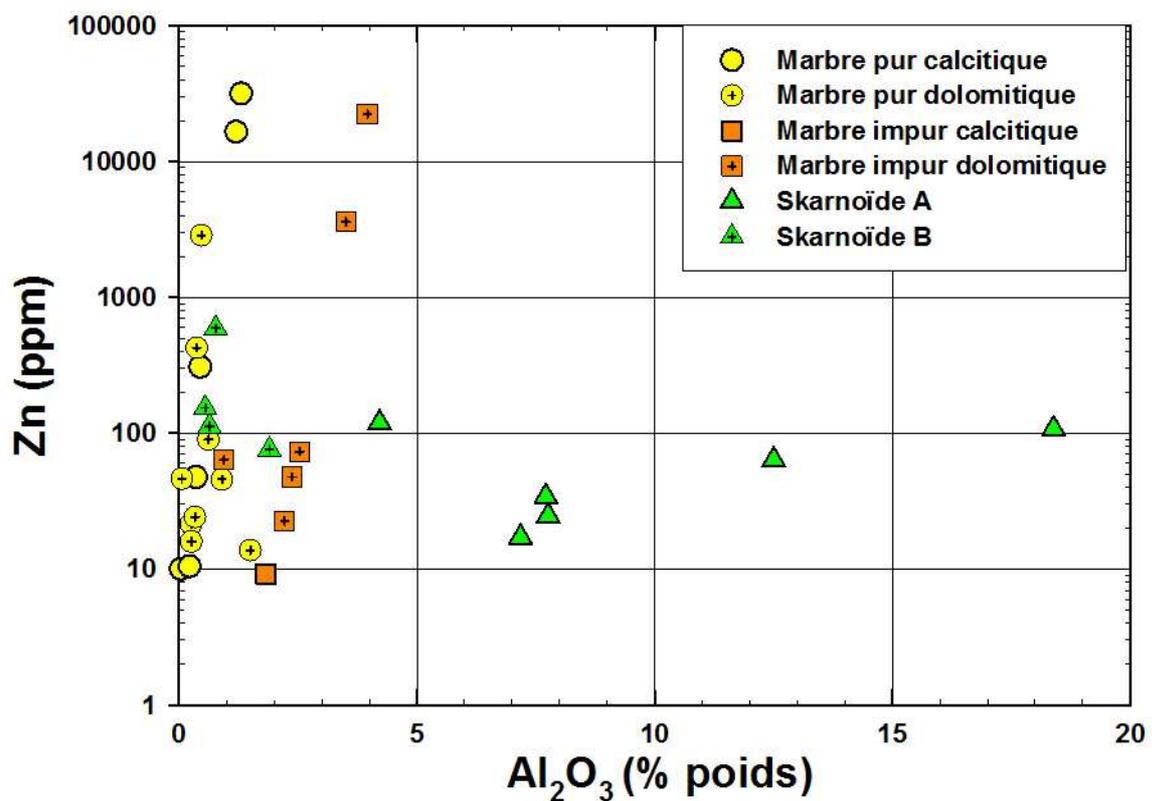
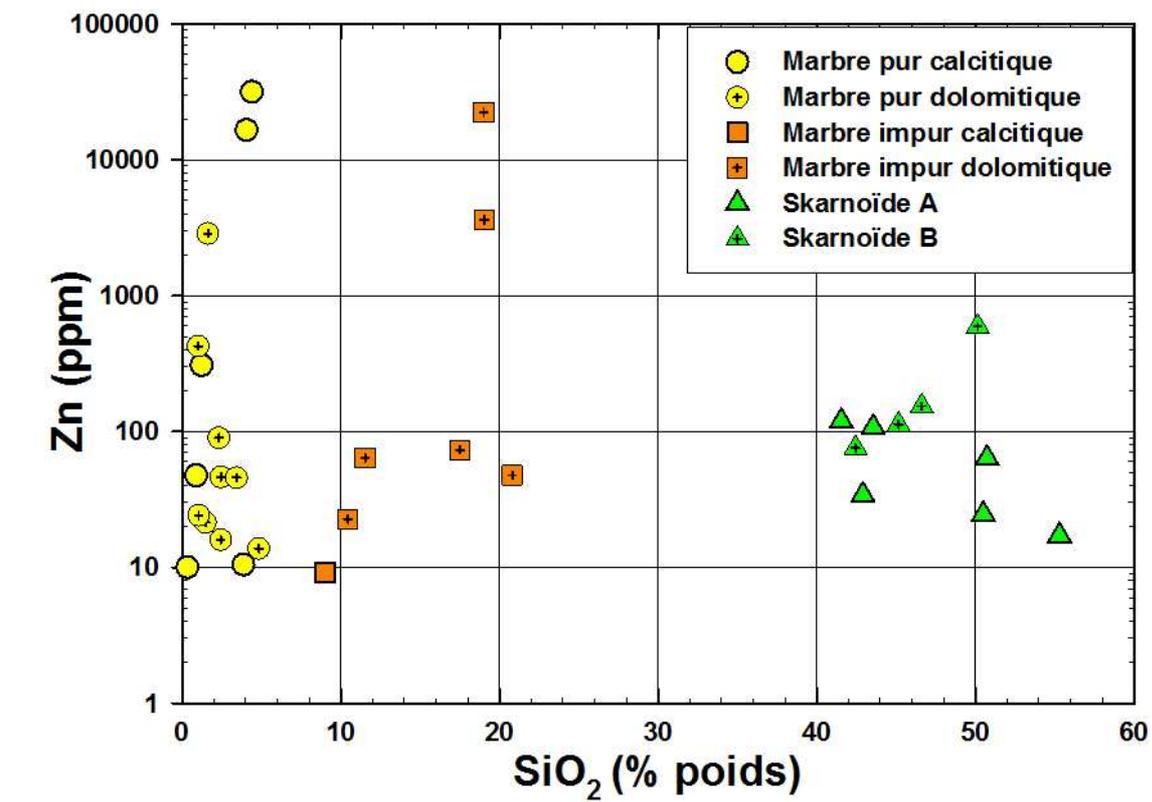


Figure II- 23 : Diagramme Zn (ppm) en fonction de SiO₂ et Al₂O₃ (% poids).

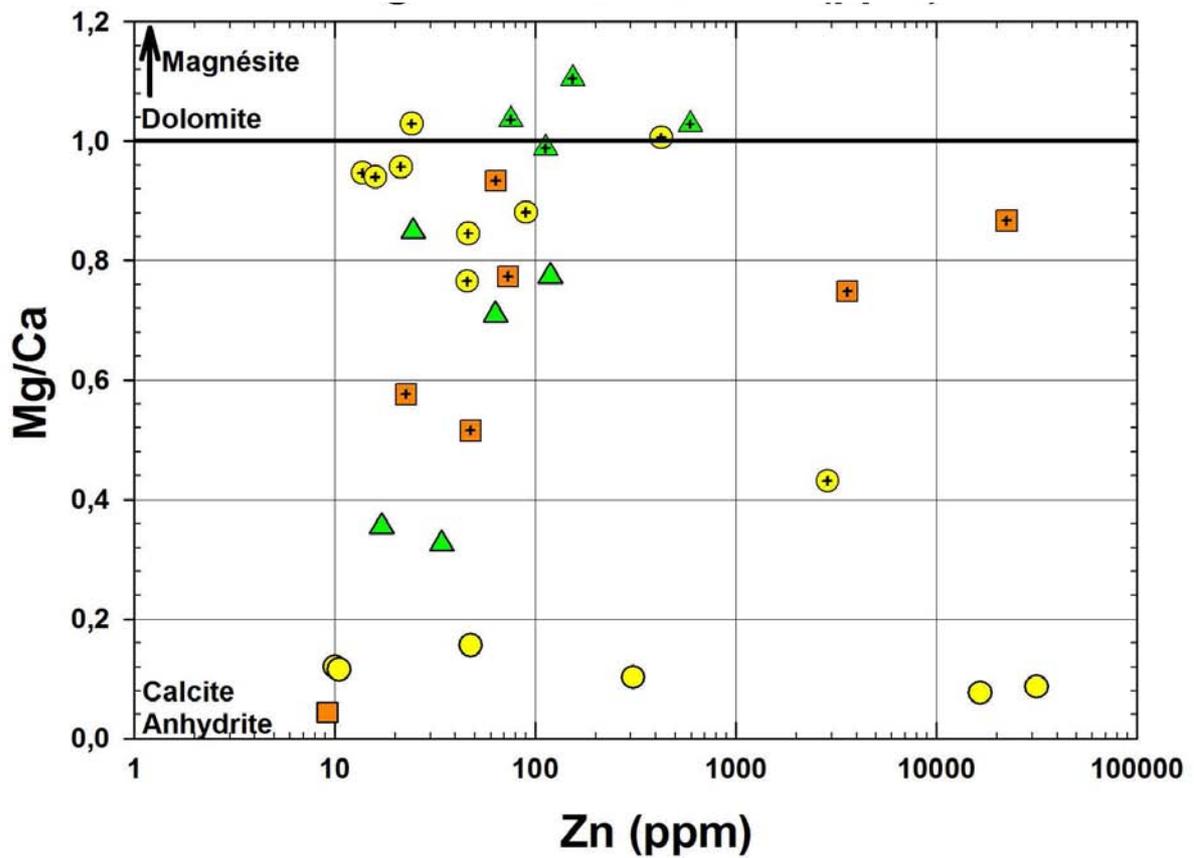


Figure II- 24 : Diagramme Mg/Ca (cationique) en fonction de la teneur en Zn (ppm).

3.2.4. Le vanadium

Les teneurs en V sont importantes et supérieures aux teneurs mesurées dans les roches non minéralisées de référence (<100 ppm de V).

Les teneurs sont comprises entre 54 et 1 311 ppm sans distinction entre les différentes familles de roches. L'ensemble des skarnoïdes forment un groupe homogène avec des teneurs intermédiaires à fortes (71 à 777 ppm). Les teneurs en silice et en alumine ne sont pas corrélées à la teneur en V (Figure II- 25). Les roches avec les rapports Mg/Ca les plus élevés semblent être les plus riches en V (Figure II- 26).

Un échantillon est tout particulièrement enrichi en V avec des teneurs de 9 475 ppm. Les rapports U/V sont compris entre 0,1 et 100 avec un groupe conséquent compris entre 1 et 10 (Figure II- 29).

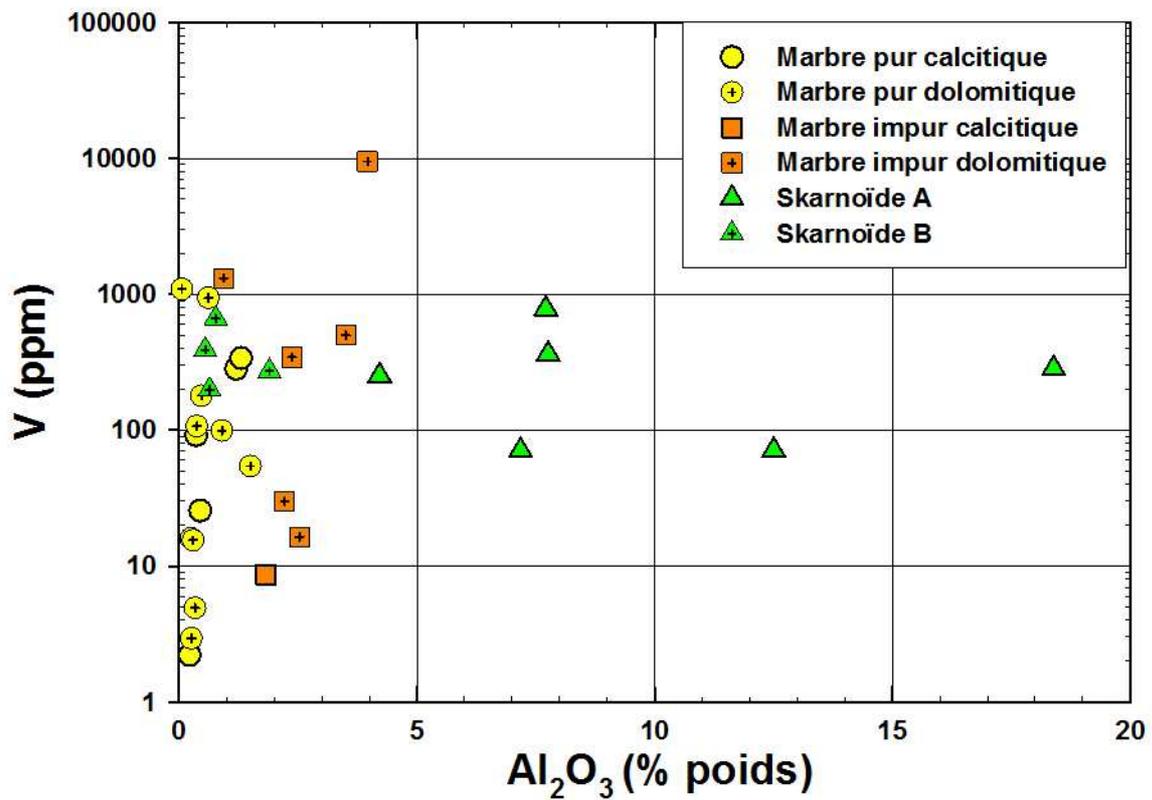
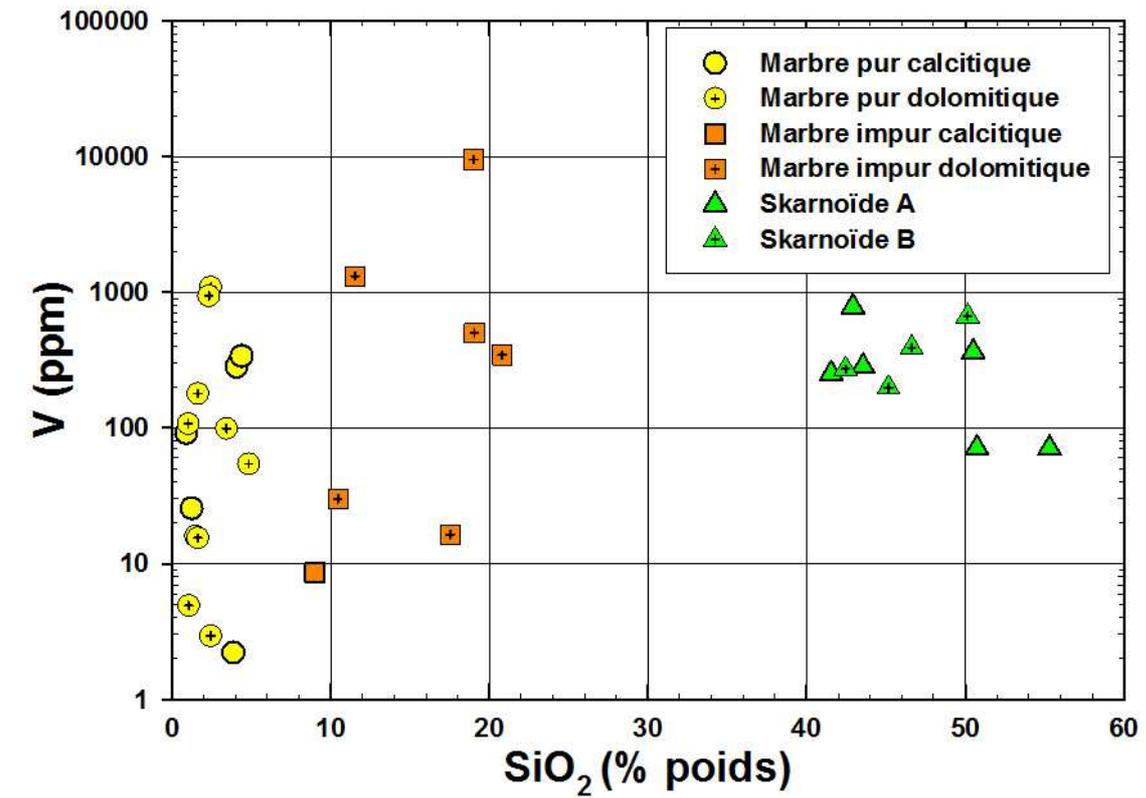


Figure II- 25 : Diagramme V (ppm) en fonction de SiO_2 et Al_2O_3 (% poids).

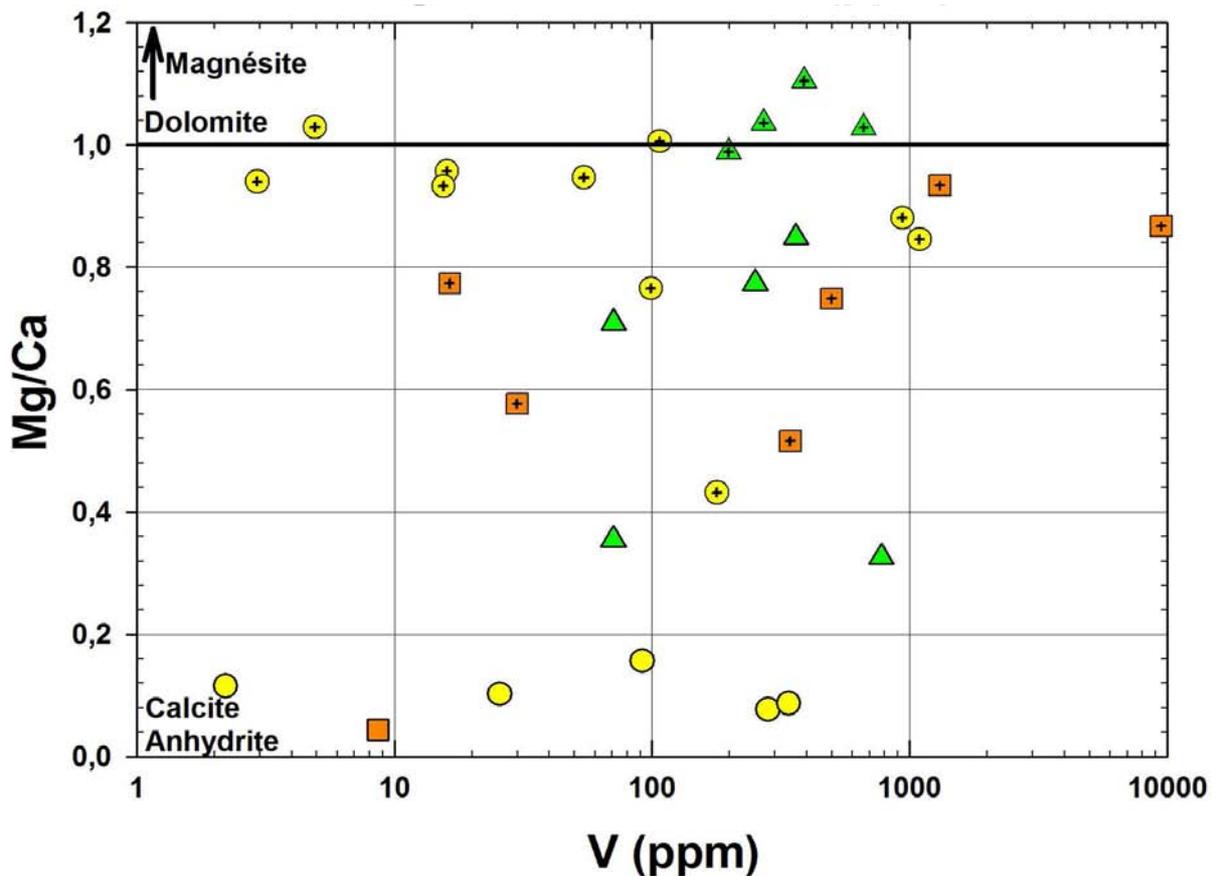


Figure II- 26: Diagramme Mg/Ca (cationique) en fonction de la teneur en V (ppm).

3.2.5. Le plomb commun

La teneur en Pb commun a été recalculée en soustrayant la teneur en plomb radiogénique à la teneur en plomb total. La proportion de plomb radiogénique a été calculée en se basant sur un âge de 1,805 Ga pour la minéralisation uranifère et en considérant que les teneurs en Th qui restent <20 ppm sont négligeables.

La proportion de plomb commun par rapport au plomb radiogénique est très variable avec des rapports dans l'ensemble (60%) supérieur à 1 pouvant aller jusqu'à 100 (Figure II- 27). Un groupe restreint d'échantillons (40%) a des rapports compris entre 1 et 0,1 pouvant être lié à la fois à la richesse en uranium et à la pauvreté en plomb commun.

Toutes les roches minéralisées en U montrent des enrichissements variables en Pb commun avec des teneurs variant de 28 ppm à 8793 ppm en particulier pour les roches dolomitiques. Les teneurs en silice et en alumine ne sont pas corrélées à la teneur en plomb commun (Figure II- 28). La grande majorité des teneurs en Pb commun pour les roches

minéralisées sont supérieures aux teneurs en Pb commun mesurées dans les roches non minéralisées.

Le plomb est, avec le baryum, l'élément le plus fortement enrichi par rapport à l'uranium dans les roches minéralisées. Un groupe d'échantillons (40%) présente des rapports U/Pb_{com} inférieurs à 1 voire à 0,1 (20%), voir (Figure II- 29)

La grande majorité (90%) des rapports Pb_{com}/S sont inférieurs à 1 et très éloignés du rapport Pb_{com}/S de la galène (6,5) ce qui indique que la galène n'est pas le sulfure majoritaire (à l'exception d'un échantillon avec un rapport Pb_{com}/S proche de 6,5), voir (Figure II- 30).

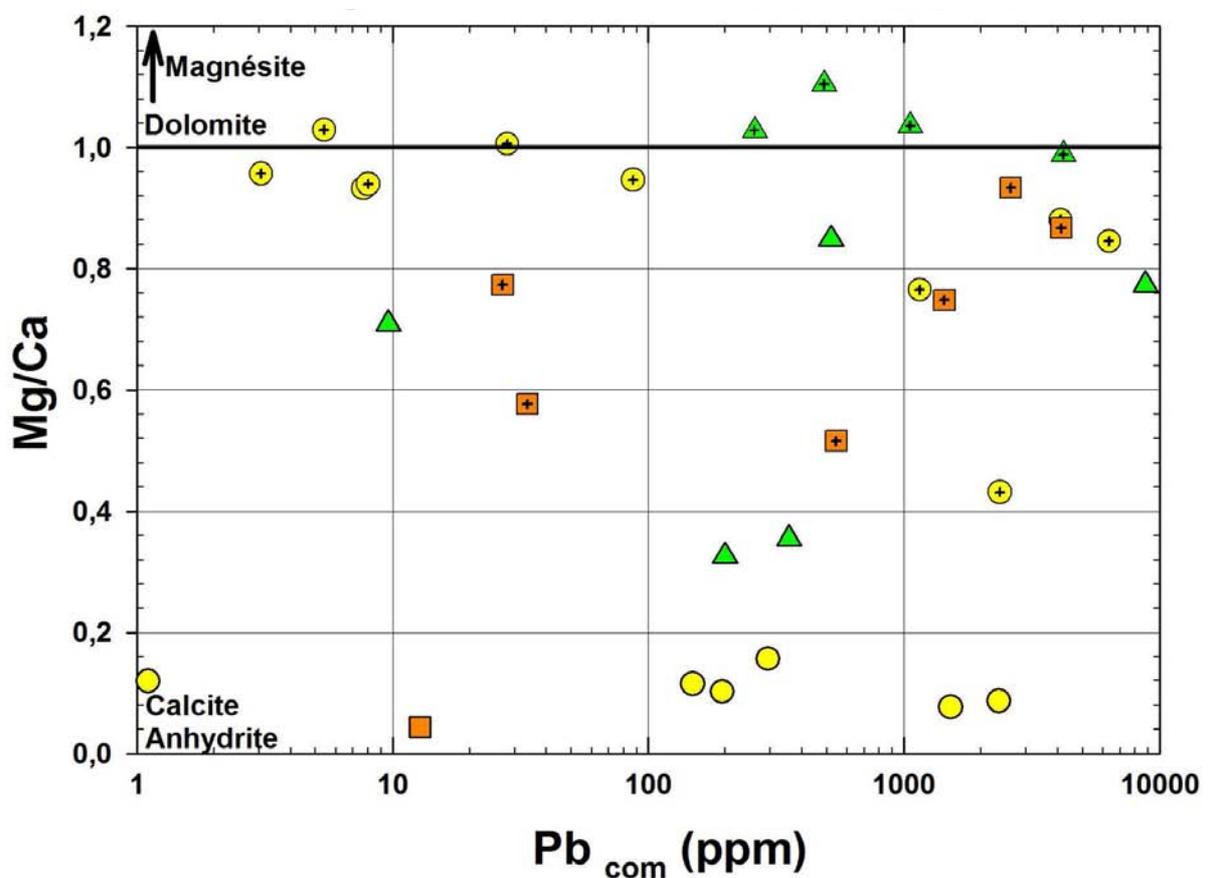


Figure II- 27 : Diagramme Mg/Ca (cationique) en fonction de la teneur en Pb_{com} (ppm).

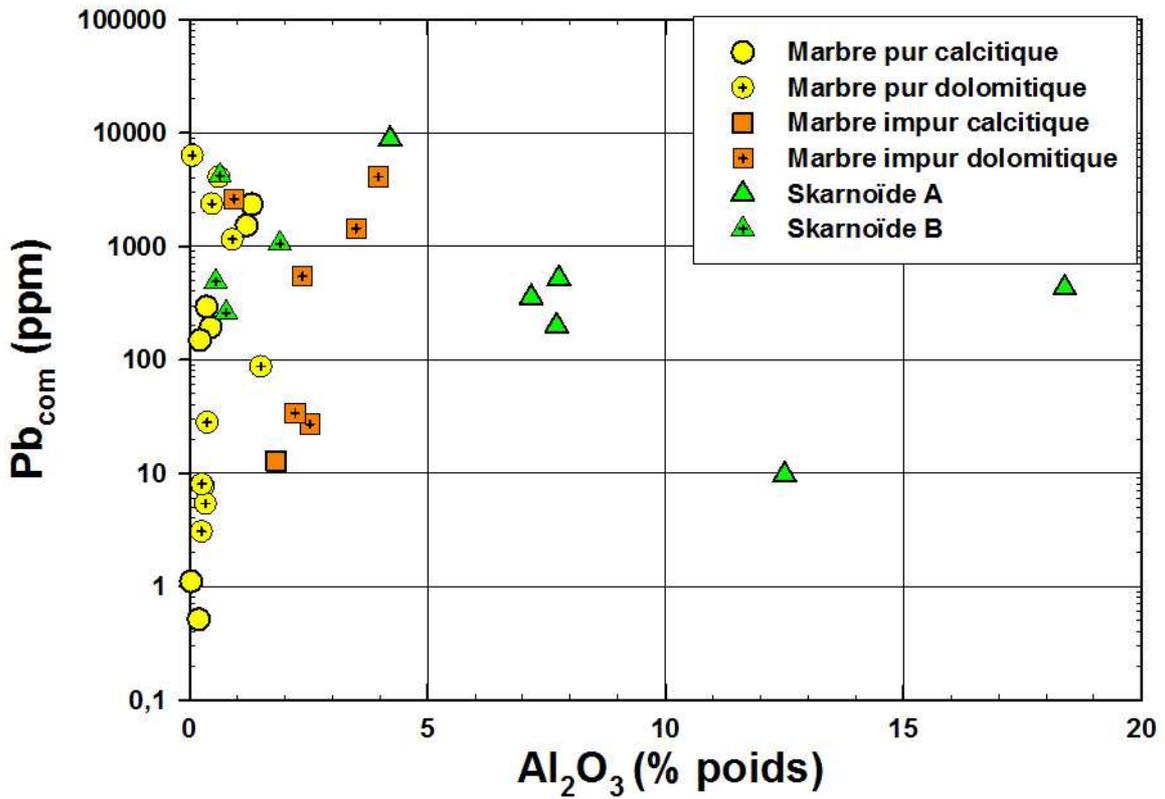
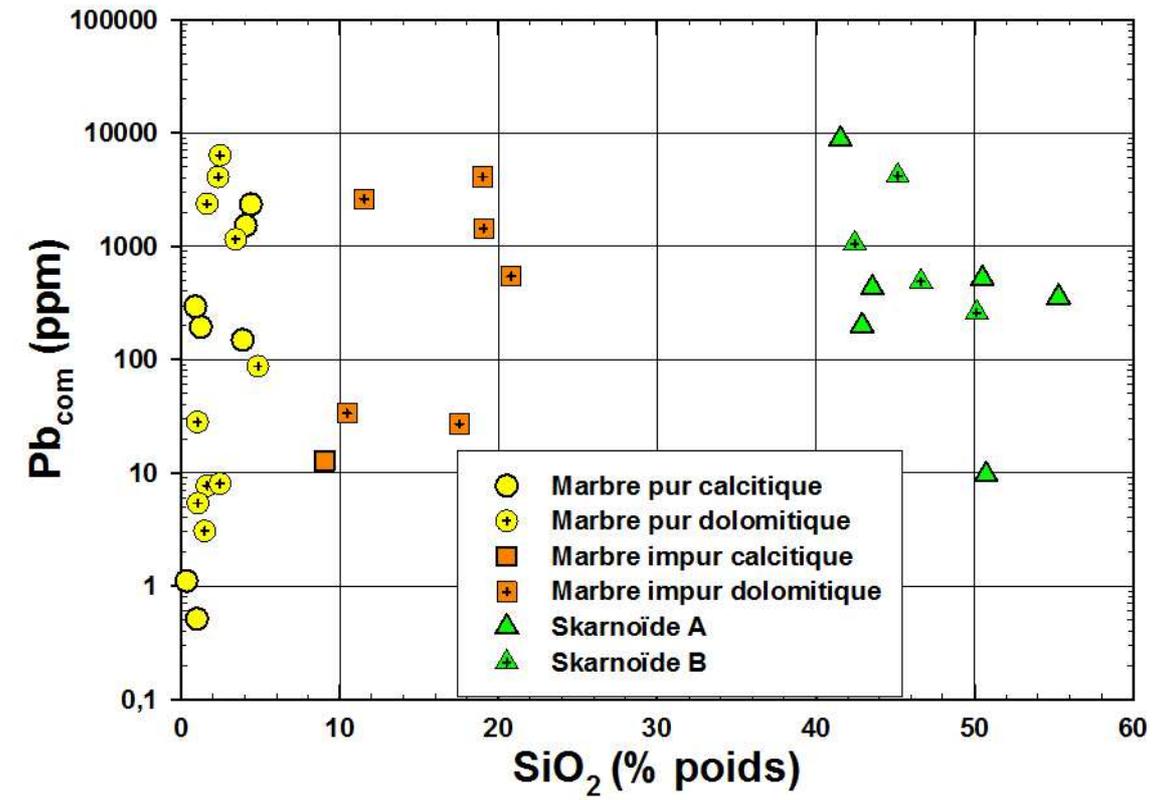


Figure II- 28 : Diagramme Pb (ppm) en fonction de SiO₂ et Al₂O₃ (% poids).

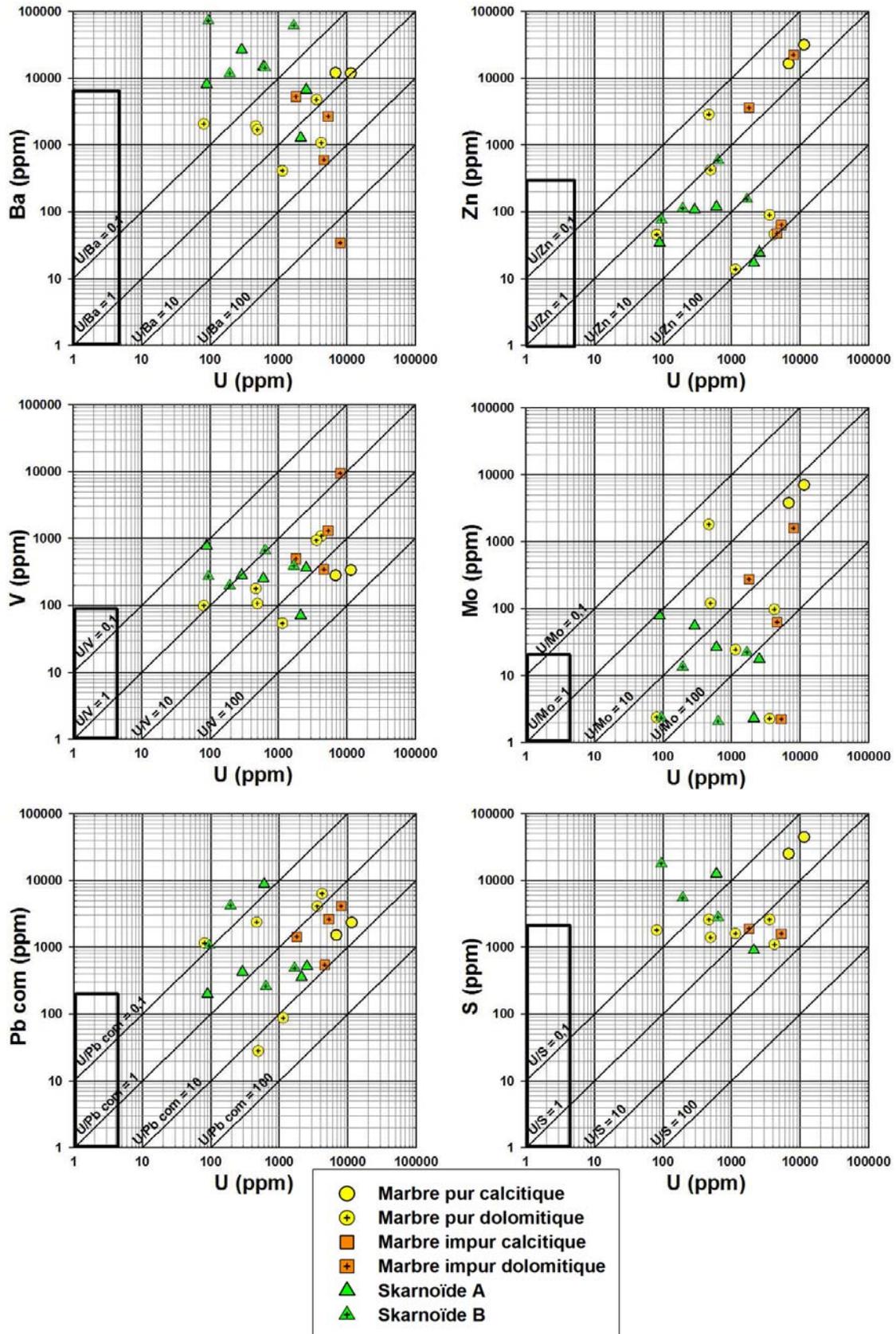


Figure II- 29 : Diagramme Ba, Zn, Mo, V, Pb com, S (ppm) en fonction de U (ppm). Les rectangles définissent le champ des marbres non minéralisés en U.

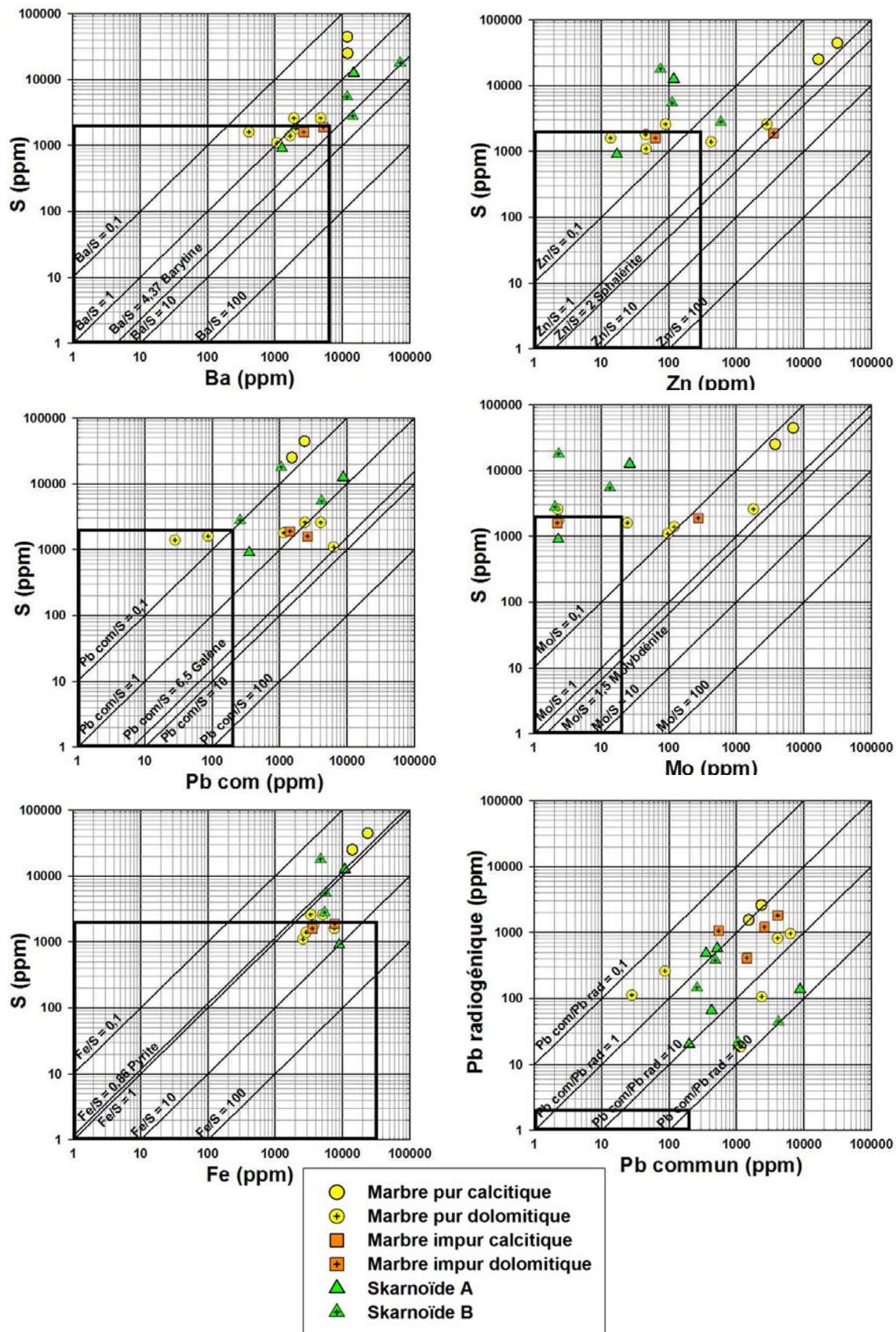


Figure II- 30 : Diagramme Ba, Zn, Mo, Pb com, Fe (ppm) en fonction de S (ppm); et Pb com en fonction de Pb rad (ppm). Les rectangles définissent le champ des marbres non minéralisés en U.

3.3. Autres éléments

3.3.1. Autres traces As-Cd-Cu-Sb-Se

Des enrichissements extrêmement variables et de plus faibles importances en As, Cd, Cu, Sb et Se ont aussi été enregistrés dans les roches minéralisées en U.

Les valeurs en As, Cd, Cu, Sb et Se varient de 2 à 406 ppm, 0 à 37 ppm, 20 à 73 ppm, 0 à 217 ppm, 2 à 517 ppm dans les marbres purs, de 3 à 724 ppm, 0 à 143 ppm, 31 à 214 ppm, 2 à 380 ppm, 5 à 81 ppm dans les marbres impurs, de 6 à 91 ppm, 0 à 3 ppm, 15 à 323 ppm, 1 à 91 ppm, 16 à 168 ppm dans les skarnoïdes respectivement.

Les marbres sont préférentiellement enrichis en As, Cd, Sb et Se par rapport aux skarnoïdes qui sont plutôt enrichis en Cu.

3.3.2. Traces à signature magmatique

Les marbres purs, les marbres impurs et les skarnoïdes sont pauvres en éléments ayant une « signature magmatique » tels que le Nb (0 à 2 ppm, 1 à 4 ppm, 0 à 13 ppm), le Ta (0 à 1 ppm), en ETR (9 à 41 ppm, 51 à 171 ppm, 9 à 132 ppm), Y (1 à 10 ppm, 9 à 28 ppm, 2 à 32 ppm), Zr (3-22 ppm, 7-49 ppm, 7-372 ppm) respectivement. Ils sont particulièrement pauvres en Th (0-3 ppm, 1-14 ppm, 1-15 ppm) respectivement (Figure II-31). Leur abondance croît depuis les marbres purs jusqu'aux skarnoïdes parallèlement à la croissance de la fraction détritique dans ces roches comme le montre la forte corrélation entre Th, Zr, Nb, Ta, ETR et Al_2O_3 (Figure II- 31). La corrélation entre Y et Al_2O_3 est beaucoup moins forte mais en moyenne les teneurs en Y sont plus fortes dans les marbres impurs et les skarnoïdes par rapport aux marbres purs.

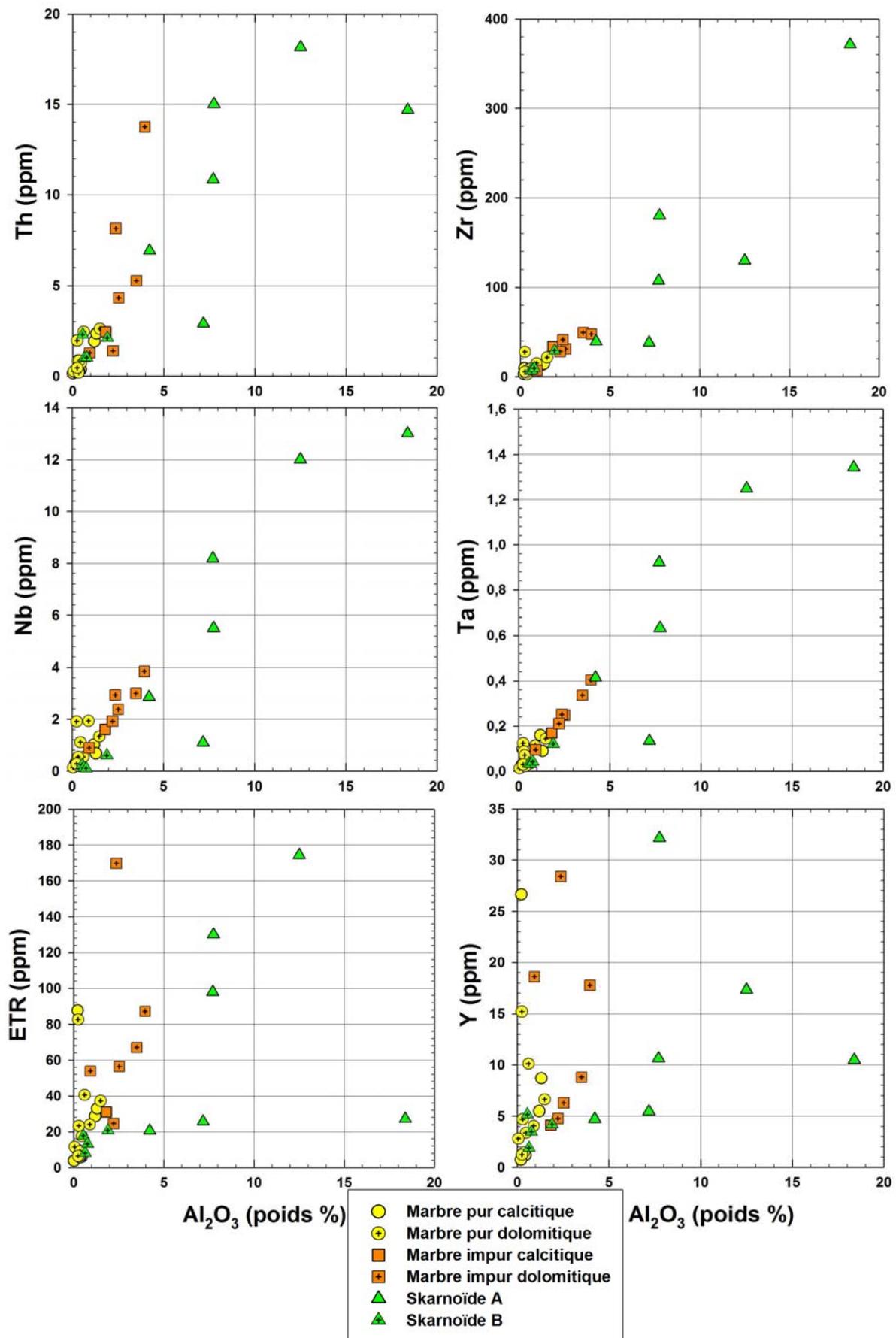


Figure II- 31 : Diagramme Th, Zr, Nb, Ta, ETR, Y (ppm) en fonction d' Al_2O_3 (% poids).

3.3.3. ETR

Il a été démontré précédemment que les teneurs en ETR sont principalement contrôlées par la fraction détritique liée à la teneur en alumine.

La corrélation entre l'U et les ETR est très mal définie en particulier pour les échantillons avec de faibles teneurs en U et de fortes teneurs en ETR (Figure II- 32). Pour ces échantillons, la présence d'une phase porteuse d'ETR comme la monazite est à envisager.

Les marbres purs et impurs ont des rapports Th/La en grande majorité compris entre 0,2 et 0,4 comparable à ceux des sédiments archéens et paléoprotérozoïques (Mathieu & Cuney, 2000) indiquant une faible remobilisation du La au cours du métamorphisme. Par contre, les skarnoïdes (en particulier les skarnoïdes A) montrent des pertes en La avec des rapports Th/La allant jusqu'à 4 (Figure II- 33).

a. Spectre des roches non minéralisées

Les spectres ETR des roches non minéralisées décrivent une décroissance des éléments des terres rares légères vers les terres rares lourdes illustrée par le fort rapport $La_{(N)}/Lu_{(N)}$ de 17 ± 9 . Les anomalies en Eu sont en général faibles parfois positives et parfois négatives (Eu/Eu^* de 0,55 à 3,15). La teneur en ETR est liée à la teneur en aluminium dans la roche (Figure II- 34).

b. Spectre des roches minéralisées de la famille 1

Cette famille de roches montre des spectres ETR très similaires à ceux des roches non minéralisées, marqués par une décroissance des éléments des terres rares légères vers les terres rares lourdes illustrée par le fort rapport $La_{(N)}/Lu_{(N)}$ de 12 ± 4 . La teneur en Eu n'a pas été figurée pour les spectres des roches riches en Ba (Annexes). Le peu d'anomalies en Eu disponibles sont aussi faibles, parfois positives et parfois négatives (Eu/Eu^* de 0,62 à 1,46) (Figure II- 35).

Les skarnoïdes B pauvres en aluminium ont des teneurs globales en ETR faibles de 13 à 21. Un échantillon de skarnoïdes A (CA-08-1A) riche en zirconium (372 ppm) montre un enrichissement en ETR lourdes (ΣETR lourdes = 7 ppm) par rapport aux autres roches.

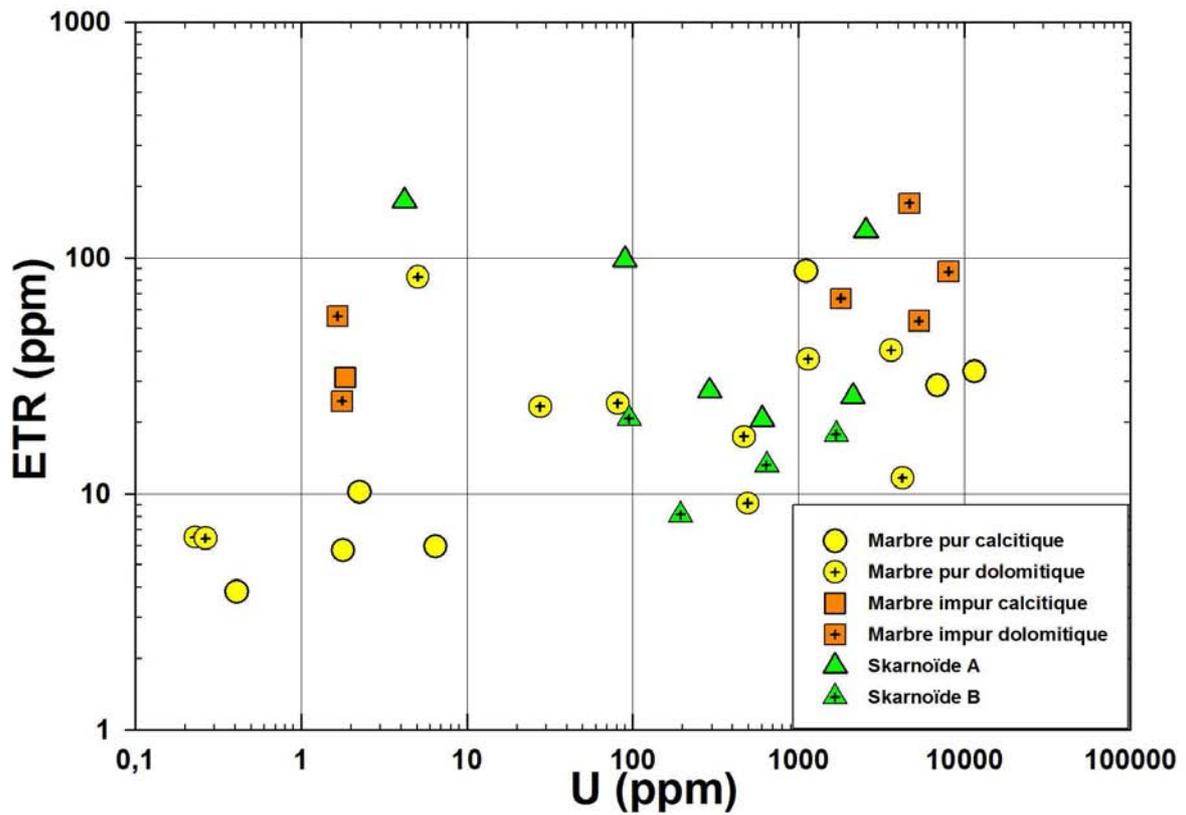


Figure II- 32 : Diagramme ETR (ppm) en fonction d'U (ppm).

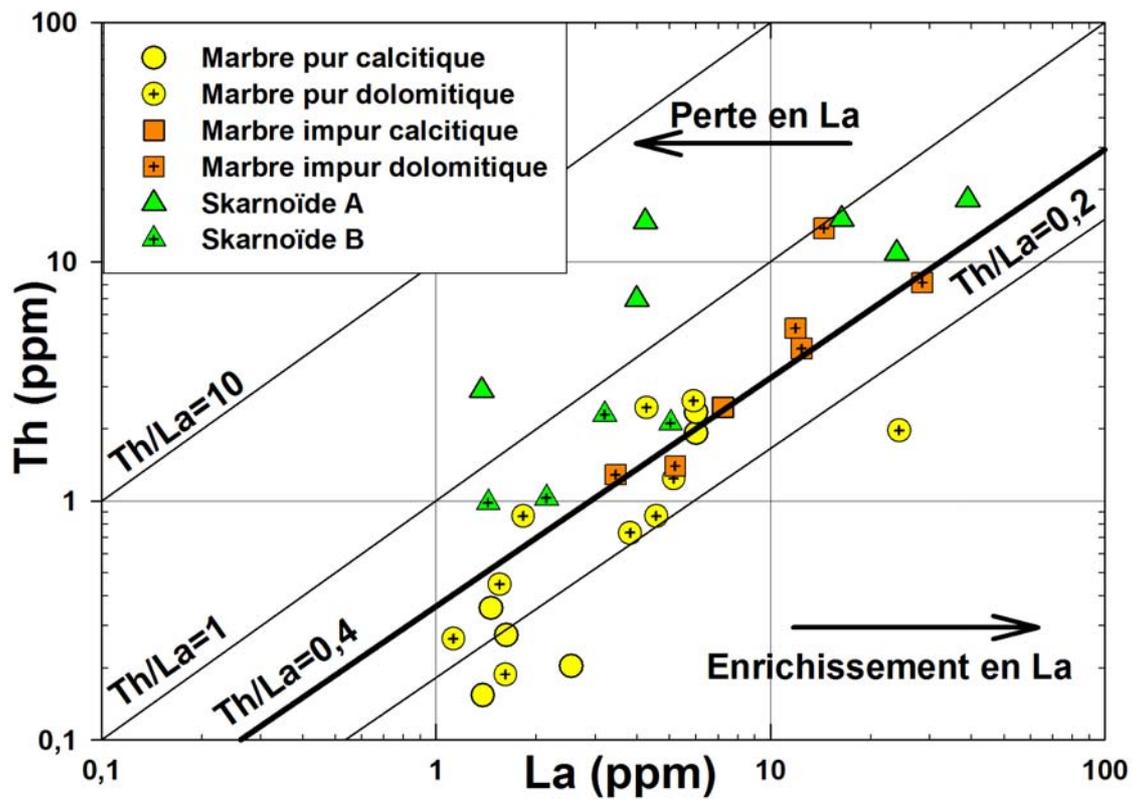


Figure II- 33 : Diagramme Th (ppm) en fonction de La (ppm). Les sédiments archéens paléoprotérozoïques ont des rapports Th/La compris entre 0,4 et 0,2 (Mathieu *et al.*, 2002).

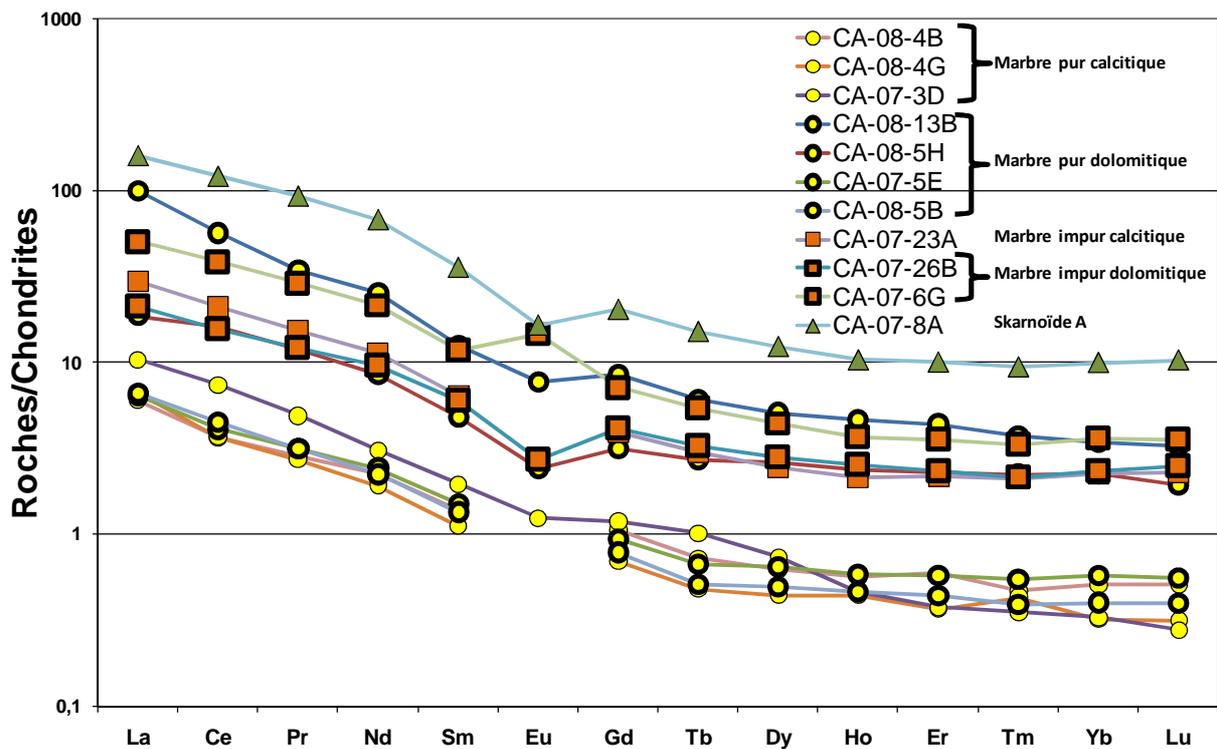


Figure II- 34 : Spectre ETR normalisé aux chondrites C1 des roches non minéralisées en U.

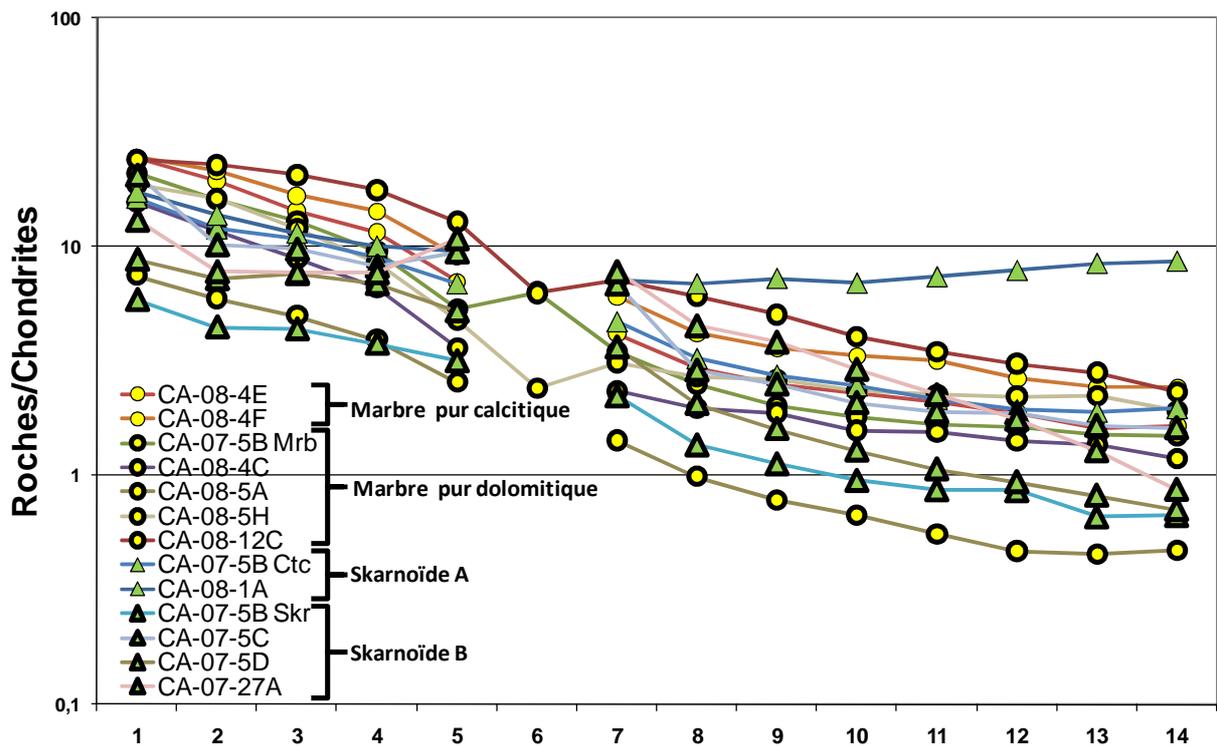


Figure II- 35 : Spectre ETR normalisé aux chondrites C1 de la famille 1 minéralisée en U.

c. Spectre des roches minéralisées de la famille 2

Cette famille de roches est représentée par des éléments des terres rares légères décrivant une forme de cloche centrée sur le Nd, suivi d'une légère décroissance vers les terres rares lourdes ($La_{(N)}/Lu_{(N)} = 7 \pm 4$). Les anomalies en Eu sont en général faibles, parfois positives et parfois négatives (Eu/Eu^* de 0,78 à 1,56) (Figure II- 36).

Pour un échantillon de skarnoïde (CA-07-41A) riche en alumine, cette forme de cloche pourrait être lié à un lessivage des ETR légères confirmé par un fort rapport Th/La (2,11). Pour les autres échantillons, aucune caractéristique pétrographique ne permet de les distinguer des autres roches.

d. Spectre des roches minéralisées de la famille 3

Cette famille de roches est caractérisée par la richesse en ETR globales ($\Sigma ETR = 68$ à 171 ppm) et par une décroissance des éléments des terres rares légères vers les terres rares lourdes illustrée par le fort rapport $La_{(N)}/Lu_{(N)}$ de 10 ± 3 . Les anomalies en Eu sont en général faibles, parfois positives et parfois négatives (Eu/Eu^* de 0,55 à 1,46) (Figure II- 37).

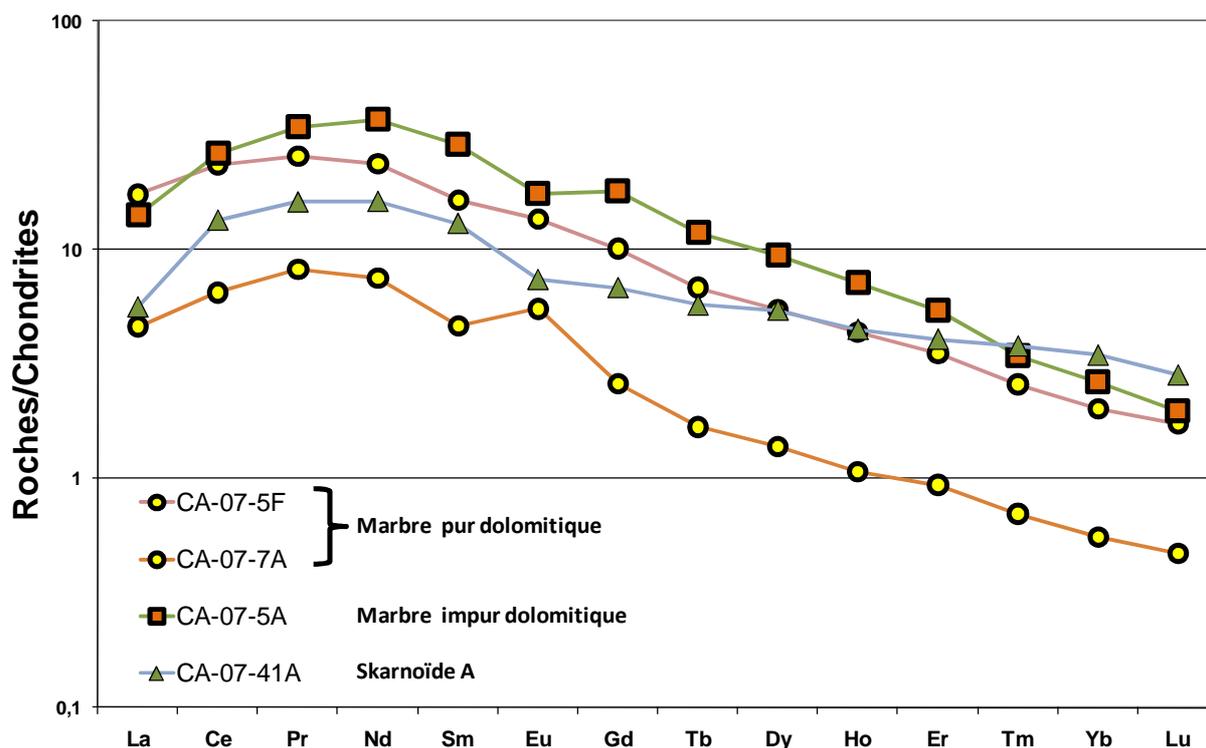


Figure II- 36 : Spectre ETR normalisé aux chondrites C1 de la famille 2 minéralisée en U.

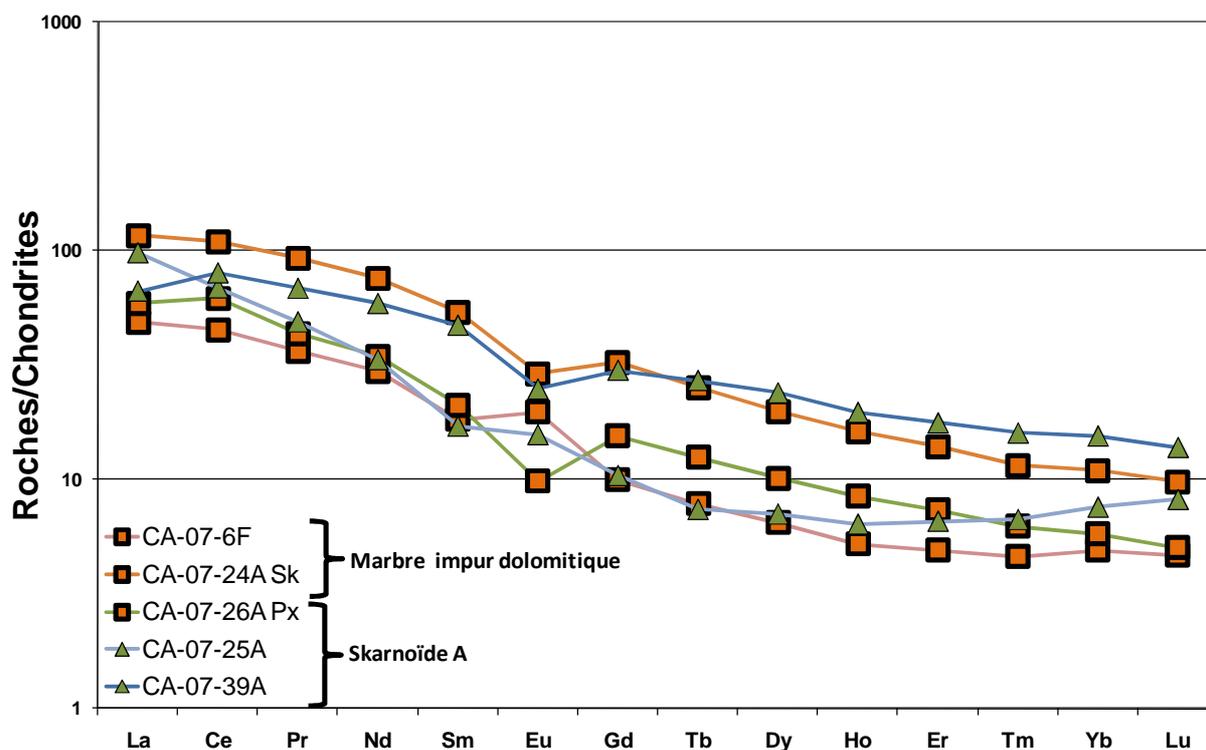


Figure II- 37 : Spectre ETR normalisé aux chondrites C1 de la famille 3 minéralisée en U

4. Conclusions

Les marbres purs et impurs minéralisés en U montrent des enrichissements plus ou moins constants en Mo, Pb, Zn, V. Les teneurs en Ba sont similaires à celles des roches non minéralisées.

Les skarnoïdes (A et B) minéralisés en U montrent des enrichissements plus ou moins constants en Ba, Pb, V alors que les teneurs en Mo et Zn sont faibles comparées aux teneurs dans les marbres.

La caractéristique commune de ces roches est l'étroite relation entre la minéralisation uranifère et l'association Pb, V. Toutes les roches minéralisées sont pauvres en métaux de signature « magmatique » comme le Nb, Ta, Y, Zr, ETR et tout particulièrement en Th qui sont corrélés pour la grande majorité à la fraction détritique marquée par la teneur en Al.

C. Minéralisations dans les pegmatites

1. Pegmatite A'

La minéralisation a été principalement identifiée dans les pegmatites A' riches en schlierens biotitiques et dans les pegmatites A' à poches quartzieuses.

(i) Les pegmatites A' riches en schlierens biotitiques (CA-07-30B et CA-08-7A) sont à dominante uranifère (U=309 ppm et 87 ppm, Th=205 et 89 ppm) comme l'indique le rapport Th/U de 0,66 et 1,02 respectivement. La minéralisation s'exprime majoritairement sous forme d'inclusions dans les amas de biotites (Figure II- 38):

- d'uranothorites ($\text{ThO}_2 = 36,82 \pm 0,30$ % poids, $\text{UO}_2 = 27,39 \pm 0,67$ % poids, $\text{SiO}_2 = 18,25 \pm 0,14$ % poids) plus ou moins fracturées, qui montrent des domaines très appauvris en uranium.
- de cristaux d'uraninite de petite taille (50-200 μm) thorifère ($\text{ThO}_2 = 8,39 \pm 0,06$ % poids) non lobés et quelques fois altérés en coffinite, $\text{U}(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{4x}$;
- des lamelles de molybdénites de grande taille (500 à 1 000 μm) sans relation apparente avec la minéralisation uranifère.

Ces pegmatites sont riches en Zr (665 et 222 ppm). La pegmatite CA-07-30B est enrichie en ETR (400 ppm) en relation avec la présence de petites monazites (200 à 400 μm) automorphes et non altérées par rapport à la pegmatite CA-08-7A avec des teneurs globales en ETR de 23 ppm.

(ii) La minéralisation dans les poches quartzieuses est à dominante thorifère avec un rapport Th/U élevé (6,99) et amplifié par l'altération des uranothorites. Les cristaux de thorites sont automorphes et de teinte brunâtre en lumière polarisée. Une partie de cette thorite présente des domaines reliques au cœur du minéral avec de l'uranothorite.

L'échantillon CA-07-34A est représentatif de cette paragenèse avec des teneurs en U de 127 ppm et en Th de 885 ppm. Ces pegmatites sont aussi riches en zircons métamictes avec des teneurs en zirconium de 1 802 ppm mais pauvres en ETR (14 et 21 ppm).

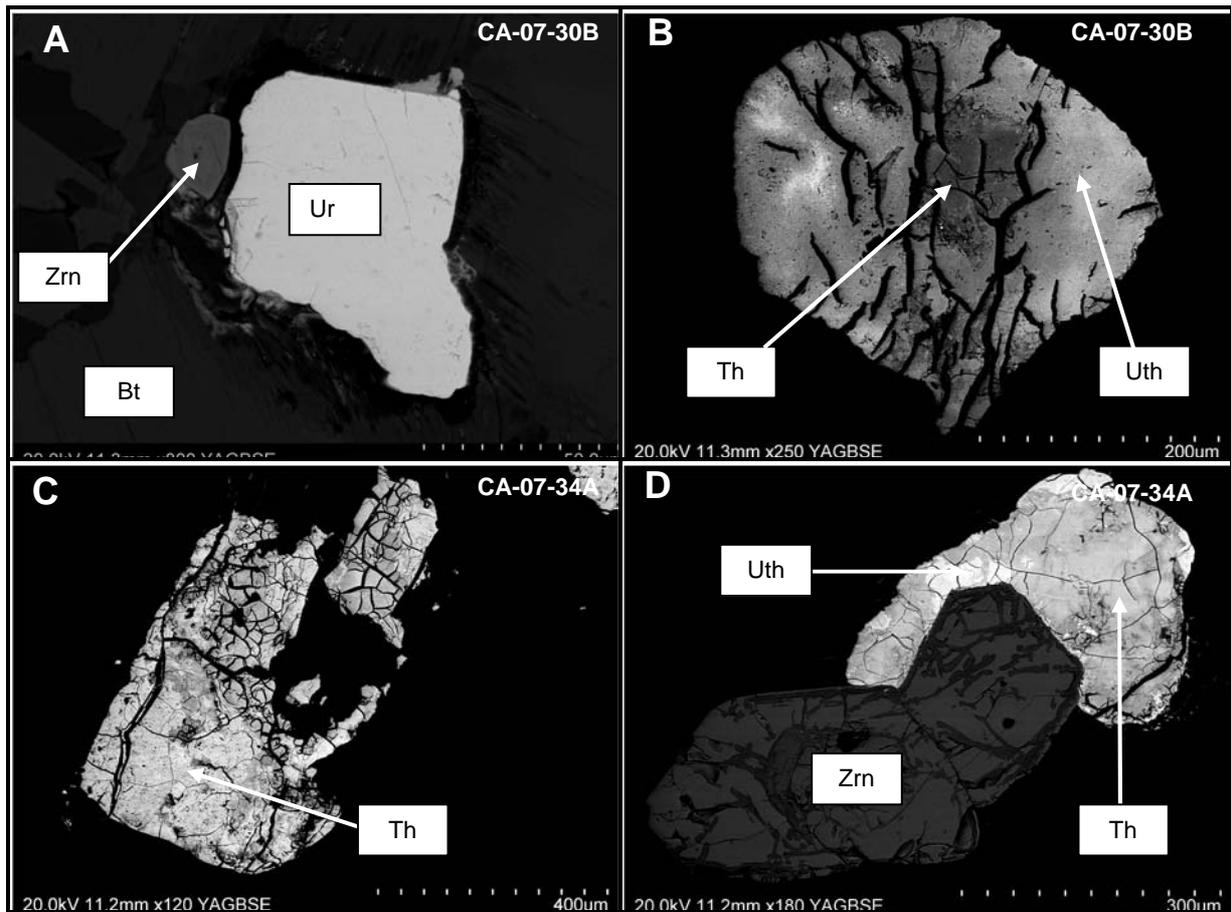


Figure II- 38 : A. *BSE*. Uraninite automorphe (Ur) associée à un zircon (Zrn) dans un schlieren biotitique (Bt) B. *BSE* Uranothorianite (UTh) (zone blanche) altérée en thorite (Th) (zone grise) C. *BSE* Thorite (Th) automorphe et fracturée D. *BSE* Uranothorianite (UTh) (zone blanche) altérée en thorite associée à des zircons altérés (Zrn).

2. Pegmatite B

L'uraninite peut être rencontrée seule (CA-07-11A) ou associée à l'allanite (CA-07-20A).

L'uraninite thorifère ($\text{ThO}_2 = 6,29 \pm 0,04 \%$ poids) s'exprime sous forme de cristaux de taille moyenne (200 à 500 μm) subautomorphes. Ces uraninites sont fréquemment altérées et fracturées. Dans ces fractures et dans le fossé de destruction autour de ces uraninites précipite de la matière carbonée associée à de la pyrite (CA-07-11A) (Figure II- 39 A). Les radiations émises lors de la désintégration de l'uranium induisent la polymérisation des hydrocarbures présents dans les fluides et conduisent à la précipitation de matériel carbonée

autour des uraninites. Ces uraninites peuvent être observées en inclusions dans les allanites sans association avec la matière carbonée.

La minéralisation s'exprime aussi sous forme de cristaux plurimillimétriques xénomorphes de bétafite non zonés de teinte brunâtre en lumière naturelle (Figure II- 39 B). Cette bétafite a pour composition chimique moyenne: Nb_2O_3 ($26,2 \pm 0,2$ % poids), UO_2 ($22,4 \pm 0,2$ % poids), TiO_2 ($18,1 \pm 0,3$ % poids), Ca ($11,6 \pm 0,2$ % poids), Ta ($2,1 \pm 0,1$ % poids).

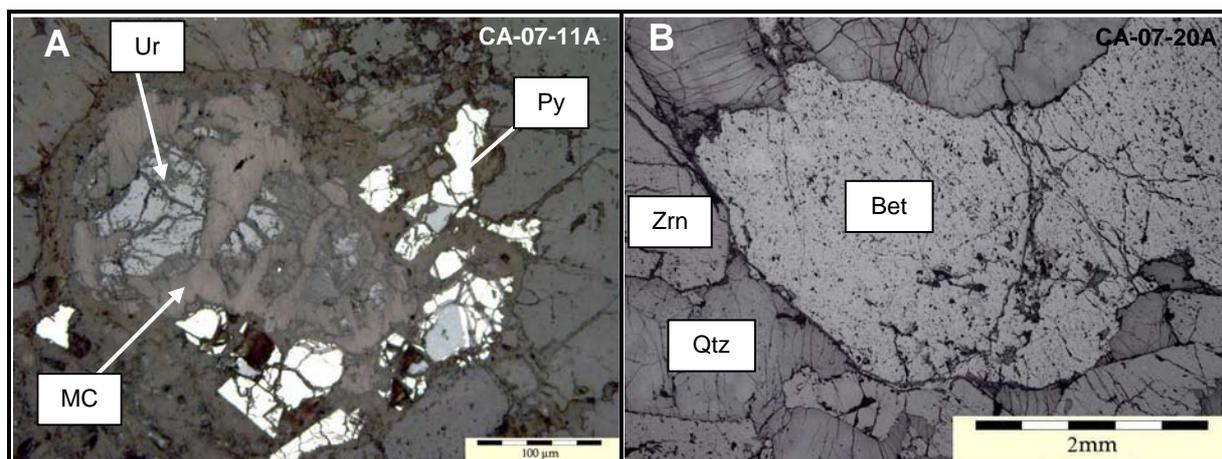


Figure II- 39 : A. LR Uraninites (Ur) fréquemment altérées, fracturées, remplacées par de la matière carbonée (Mc) et associées à de la pyrite (Py) B. BSE Bétafite allongée plurimillimétrique (Bet) associée à des zircons (Zrn) dans du quartz (Qtz).

3. Pegmatite C & D

3.1. Pegmatite à rapport Th/U fort (Pegmatite C)

Le premier type de minéralisation localisé dans des pegmatites C « normal » (CA-08-11A) est à uranothorite et thorite avec un rapport Th/U élevé (5,16) et des teneurs en U et Th de 46 et 236 ppm. La thorite est le minéral majoritaire dans la roche et se présente sous la forme de cristaux globuleux et de teinte brunâtre en lumière polarisée. L'uranothorite forme des cristaux automorphes cubiques fracturés et englobés par du matériel carboné localement (ce phénomène se développe plus rarement dans la thorite).

Cette pegmatite est aussi riche en zircons métamictes avec des teneurs en zirconium de 1032 ppm mais pauvres en ETR (21 ppm).

3.2. Pegmatite à rapport Th/U faible (poches quartzeuses)

L'uraninite thorifère ($\text{ThO}_2 = 8,55 \pm 0,38$ % poids) et l'uranothorite ($\text{ThO}_2 = 53,34 \pm 1,39$ % poids) sont les minéraux majeurs d'U et Th pour les pegmatites à poche quartzeuse (CA-07-30C et CA-08-11B) avec un rapport Th/U faible (1,28 et 1,45). La minéralisation a été rencontrée en inclusions dans de grands cristaux de quartz ou dans de la biotite (Figure II-40A).

Les teneurs en zirconium sont fortes (455 ppm) alors que les teneurs en ETR sont faibles (55 ppm).

L'enrichissement dans les poches quartzeuses en U et Th est particulièrement important comme l'indique la comparaison entre les analyses faites sur une partie enrichie en quartz (CA-07-30C+Qtz) et une partie plus quartzofeldspathique (CA-07-30C-Qtz).

Les teneurs en U et Th sont plus fortes (391 et 502 par rapport à 79 et 54 ppm respectivement pour les deux parties) de même que celles en Zr (580 ppm par rapport à 22 ppm) et en ETR (67 ppm par rapport à 27 ppm).

3.3. Pegmatite à rapport Th/U très faibles (Pegmatite D)

Les variétés quartzofeldspathiques (n=2 ; CA-08-5F et CA-08-5G) sont les plus riches en U (58, 114 ppm) et en Th (11, 19 ppm) avec des rapports Th/U de 0,18 et 0,17.

La minéralisation uranifère est principalement exprimée sous forme d'uraninite thorifère ($\text{ThO}_2 = 8,55 \pm 0,38$ % poids). Les cristaux subautomorphes de très petite taille (maximum 400 μm) sont le plus souvent associés à de la pyrite dans l'échantillon CA-07-5G (Figure II-40B).

Associés à ces uraninites, ont été identifiés des cristaux arrondis de monazite de petite taille (500 μm) extrêmement altérés et remplacés par de la thorite (Figure II-40C). Cette thorite provient probablement de la précipitation in situ du Th libéré lors de l'altération de la monazite et associée résultant à une mobilisation du lessivage des ETR, du phosphore et de l'U (Hecht & Cuney, 2000). Les teneurs en ETR des pegmatites sont en effet faibles (21 et 59 ppm respectivement).

Ces pegmatites sont relativement pauvres en Zr (15, 122 ppm) et autres traces.

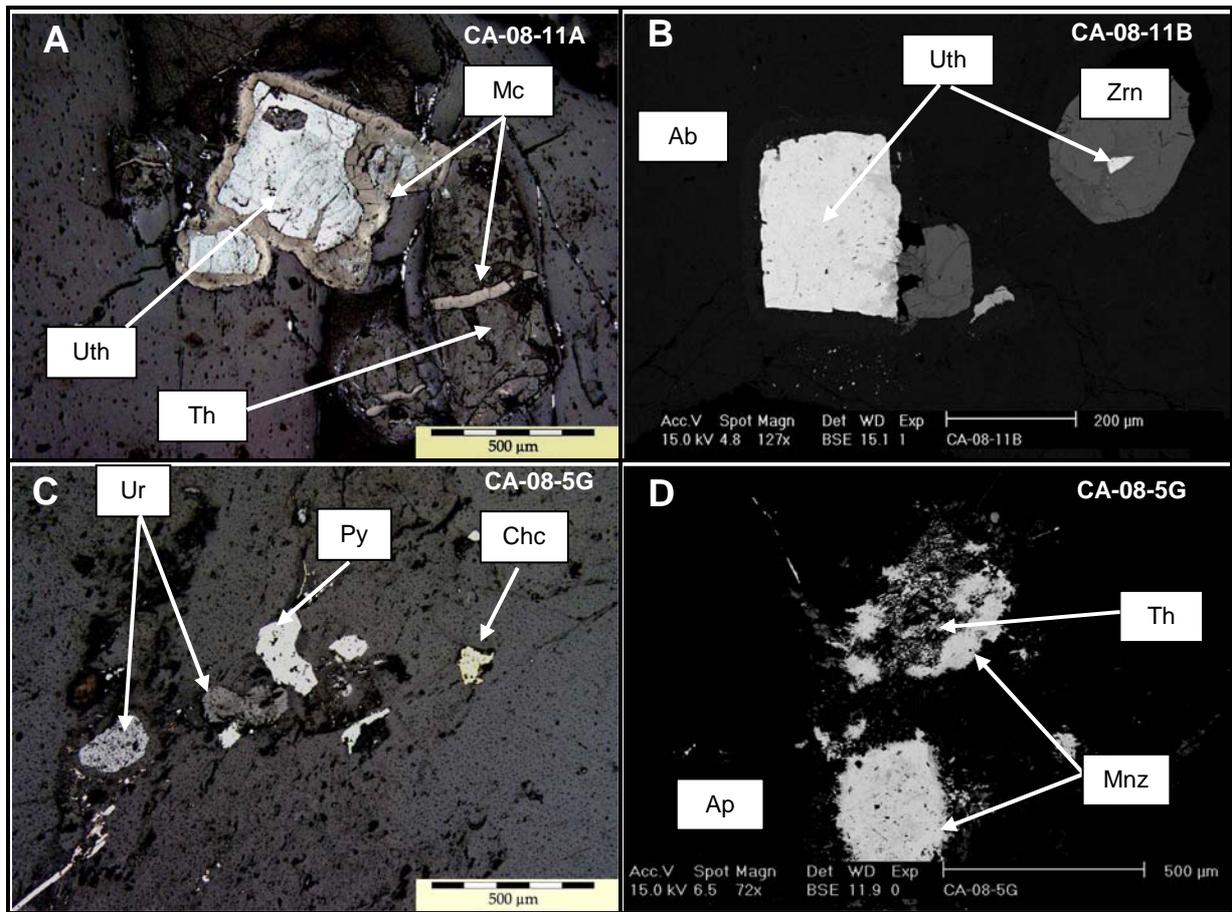


Figure II- 40 : A. *LR*. Uranothorite (Ur) automorphes remplacées par de la matière carboné (Mc) se développant préférentiellement dans le fossé de destruction au contact avec des thorites altérées. B. *BSE* Uranothorianite (UTh) automorphes associée à des zircons (Zr) C. *LR* Uraninites (Ur) associées à des sulfures (Py et Chc) D. *BSE* Monazite altérée (Mnz) et remplacée in situ par de la thorite (Th).

4. Conclusions

Les pegmatites précoces (A, A' et A'') à l'exception de rares minéralisations dans des schlierens et des poches quartzieuses ne sont pas minéralisées en minéraux de U et de Th. Ces pegmatites s'opposent aux pegmatites tardives (B, C et D) riches en radioéléments qui s'expriment par une minéralogie variée dans ces roches :

(i) par des uraninites thorifères pouvant être associés à de la bétafite pour les pegmatites B.

(ii) par des thorites et des uranothorites pour les roches avec des rapports Th/U élevés (en particulier les pegmatites C et quelques pegmatite D).

(iii) par des uraninites thorifères et des uranothorites pour les roches avec des rapports Th/U faibles (en particulier les pegmatites D).

D. Minéralisation hydrothermale

On regroupe sous ce terme un ensemble d'indices uranifères spatialement liés aux manifestations hydrothermales « skarn 2 ».

La plus grande partie de ces indices est associée à des réseaux de filonnets à actinolite/scapolite/phlogopite dans des encaissants calco-silicatés variés (GASC, skarnoïdes, skarn primaire), mais aussi dans des endoskarns (indice 7%), voire très rarement dans des marbres (indice 7%).

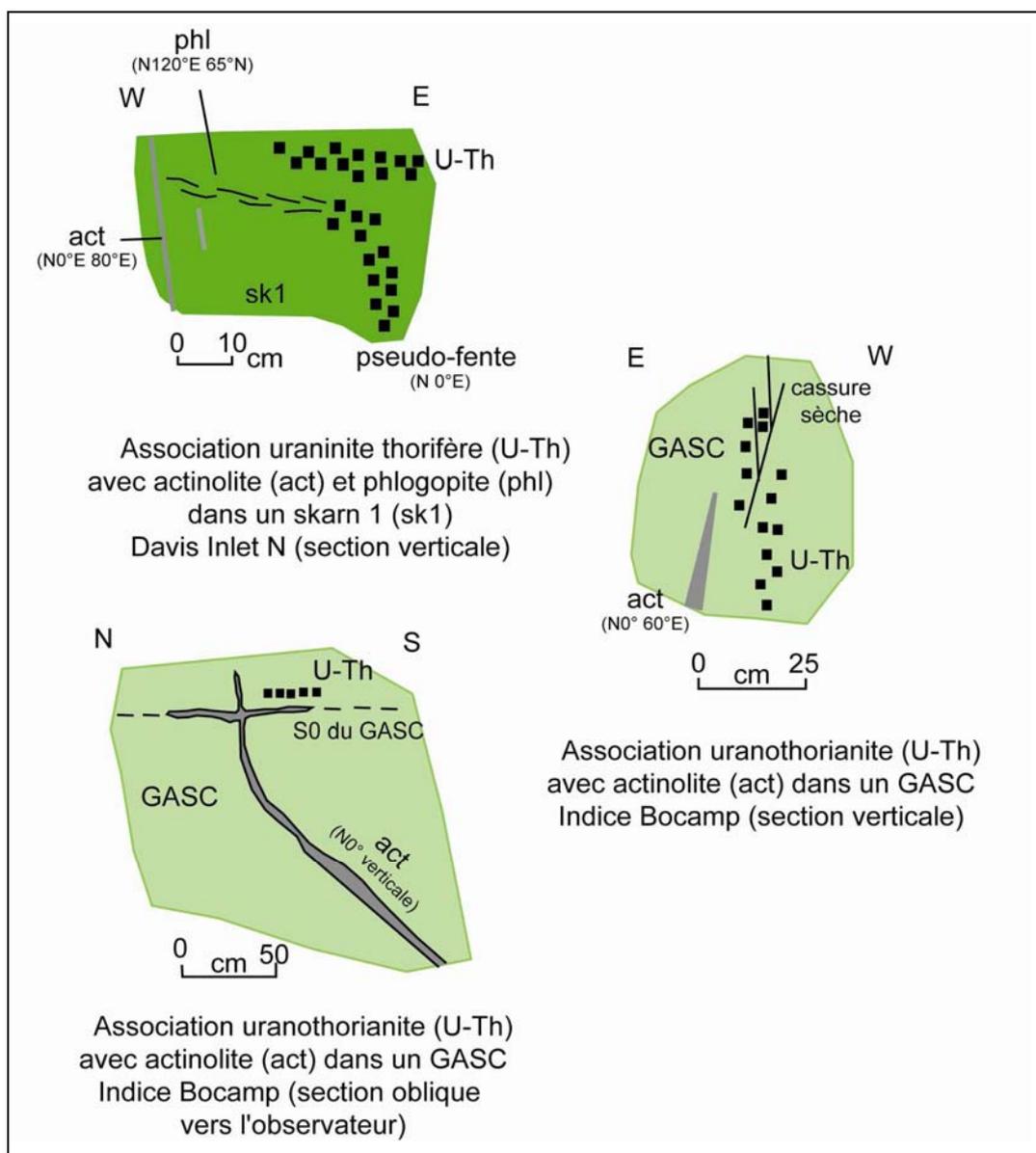


Figure II- 41 : Différentes manifestations des veines à skarn 2 associées à la minéralisation à U-Th.

1. Minéralisation dans les encaissants GASC/skarnoïdes

Quand elle peut être observée sur le terrain, la minéralisation uranifère, se présente sous la forme de cristaux automorphes d'uraninite thorifère ou d'uranothorianite ($\text{ThO}_2 = 24,21 \pm 1,93 \%$ poids) plurimillimétriques, et étroitement associée à des réseaux de veines/dissolution dans les GASC et skarnoïdes à actinolite. Cependant elle n'y est jamais incluse, se disposant parallèlement aux veines à actinolites à des distances qui n'excèdent pas quelques centimètres (Figure II- 42A-B), sans phase minérale associée. De plus, de la scapolite, toujours, et de la phlogopite, souvent, sont systématiquement présents dans un rayon qui n'excède pas un mètre.

Au microscope, ces minéraux uranifères sont lobés et développent un réseau de fractures (lié aux effets des radiations) rayonnant à partir des bords des cristaux qui se propagent dans l'encaissant (Figure II- 42C-D). Cette minéralisation peut être partiellement altérée par une phase riche en calcium et plomb (plombocalcite?) qui remplit les fossés de destruction autour des uranothorianites en particulier et les fractures qui se propagent au sein de ces minéraux. Le zoning chimique n'a pas pu être mis en évidence par l'étude des oxydes d'uranium au MEB (la faible variation d'un élément léger est difficilement observable au MEB en présence d'uranium avec un numéro atomique très élevé).

De rares petits cristaux de zircons (200 à 300 μm) ainsi que des petits cristaux d'allanite (100 à 200 μm) et de titanite (20 à 50 μm) semblent se développer pendant cet événement minéralisateur.

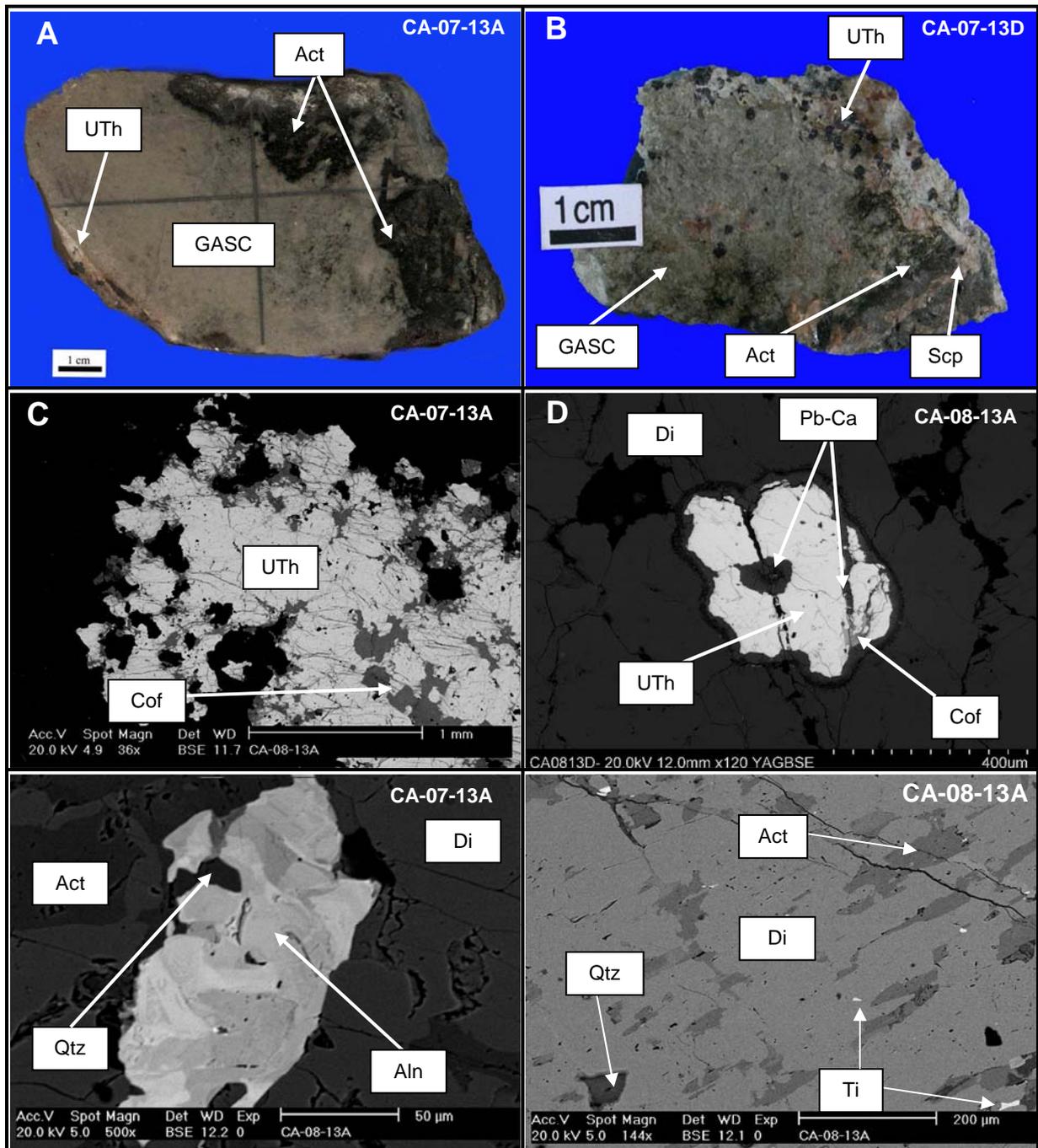


Figure II- 42 : A. CA-07-13A Veine à actinolite (Act), recoupant un GASC proche de la minéralisation à uranothorianite (UTh) B. CA-07-13D Filonnets à actinolite (Act) et scapolite (Scp) recoupant un GASC proche de la minéralisation à uranothorianite (UTh) C. BSE. Cristal d'uranothorianite (U-Th) plurimillimétrique lobé fortement altéré en coffinite (Cof) D. BSE Cristal d'uranothorianite (UTh) lobée et altérée par une phase à Pb-Ca et de la coffinite (Cof) E. BSE Cristal d'allanite zoné associé à du quartz (Qtz) et de l'actinolite (Act) F. Titanite (Ti) en inclusions dans le GASC associée aux filonnets de skarn 2.

2. Minéralisations associées aux endoskarns 2 : type 7%

La pegmatite de l'indice 7% est une pegmatite de type A très déformée, boudinée et plissée en synforme (Figure II- 43).

Elle forme, au contact avec les marbres, un skarn 1 plus ou moins continu (épaisseur variant entre 2 et 20 cm). Cette pegmatite est en fait un ensemble de lames mises en place pendant la déformation 2 syn-migmatisation enclavant les skarns 1. La pegmatite ainsi que les skarns 1 sont recoupés par des manifestations hydrothermales à skarns 2 :

(i) Des filonnets à actinolite sont le plus souvent intra-pegmatites et recoupent plus rarement les skarns 1.

(ii) La scapolitisation tardive, puisqu'elle s'observe aussi en surimposition sur un filonnet d'actinolite, est nettement surimposée sur la pegmatite sous la forme de veine mais aussi en imprégnation plus ou moins poussée (endoskarn 2).

(iii) Des quartz noirs (5 cm d'extension) contenant la minéralisation sont une manifestation hydrothermale tardive. Observés ailleurs dans la pegmatite, ils correspondent à une tectonique distensive (E3), (Figure I- 66). Des veinules à molybdénite tardive en crack-sill s'installent à la fin de l'épisode minéralisateur.

La minéralisation uranifère est ainsi localisée dans le skarn 1, les marbres, les filonnets de quartz et les endoskarns 2. Ces contextes sont détaillés dans les paragraphes suivants.

2.1. Skarn 1

2.1.1. Pétrographie

La minéralisation à U-Th (CA-07-3A et CA-07-3C) se développe de manière diffuse sous la forme de cristaux d'uraninite lobée thorifère de taille plurimillimétrique ($\text{ThO}_2 = 3,29 \pm 0,38$ % poids) associés à de la molybdénite tardive.

2.1.2. Géochimie

Les minéralisations sont uranifères avec des teneurs en U de 742 et 5 006 ppm et en Th de 50 et 256 ppm avec un rapport Th/U de 0,07 et 0,05 respectivement. Ces skarns

primaires sont riches en Mo (81 et 151 ppm) et en Zn (254 et 271 ppm). Ils sont particulièrement pauvres en ETR (18 et 41 ppm), Y (6 et 26 ppm), et en Zr (7 et 17 ppm).

2.2. *Marbre (très localement)*

2.2.1. Pétrographie

La minéralisation se présente dans un marbre proche du contact marbre/pegmatite (1 à 2 m).

La minéralogie de ce marbre est représentée par de grands cristaux xénomorphes de dolomite dans une matrice calcitique avec des cristaux d'actinolite isolés. La calcite est très majoritaire par rapport à la dolomite comme l'indique le rapport Ca/Mg=8,7 de la roche.

De petites uraninites automorphes sont le plus communément présentes en inclusions dans les calcites associées à la molybdénite.

2.2.2. Géochimie

Les minéralisations sont uranifères avec en roche totale une teneur en U de 1 108 ppm et en Th de 107 ppm avec un rapport Th/U de 0,1. Ce marbre est fortement enrichi en Mo (1 339 ppm) par rapport au marbre de référence non minéralisé et en moindre proportion en ETR (88 ppm) en Y (27 ppm). Il est très pauvre en Zr (10 ppm).

Ces uraninites sont enrichies en thorium ($\text{ThO}_2 = 5,67 \pm 0,19$ % poids) par rapport aux autres uraninites de l'indice 7%.

2.3. *Dans des filonnets de quartz*

2.3.1. Pétrographie

Dans les pegmatites peu transformées (CA-07-1A et CA-07-1B), la minéralisation sous la forme de cristaux d'uraninites thorifères plurimillimétriques est incluse dans des filonnets de quartz fumé. La présence de bétafites automorphes $(\text{Ca,Na,U})_2(\text{Ti,Nb,Ta})_2\text{O}_6(\text{OH})$ avec un développement de fentes radiales autour du cristal a été observé une fois au sein d'un filonnet de quartz fumé.

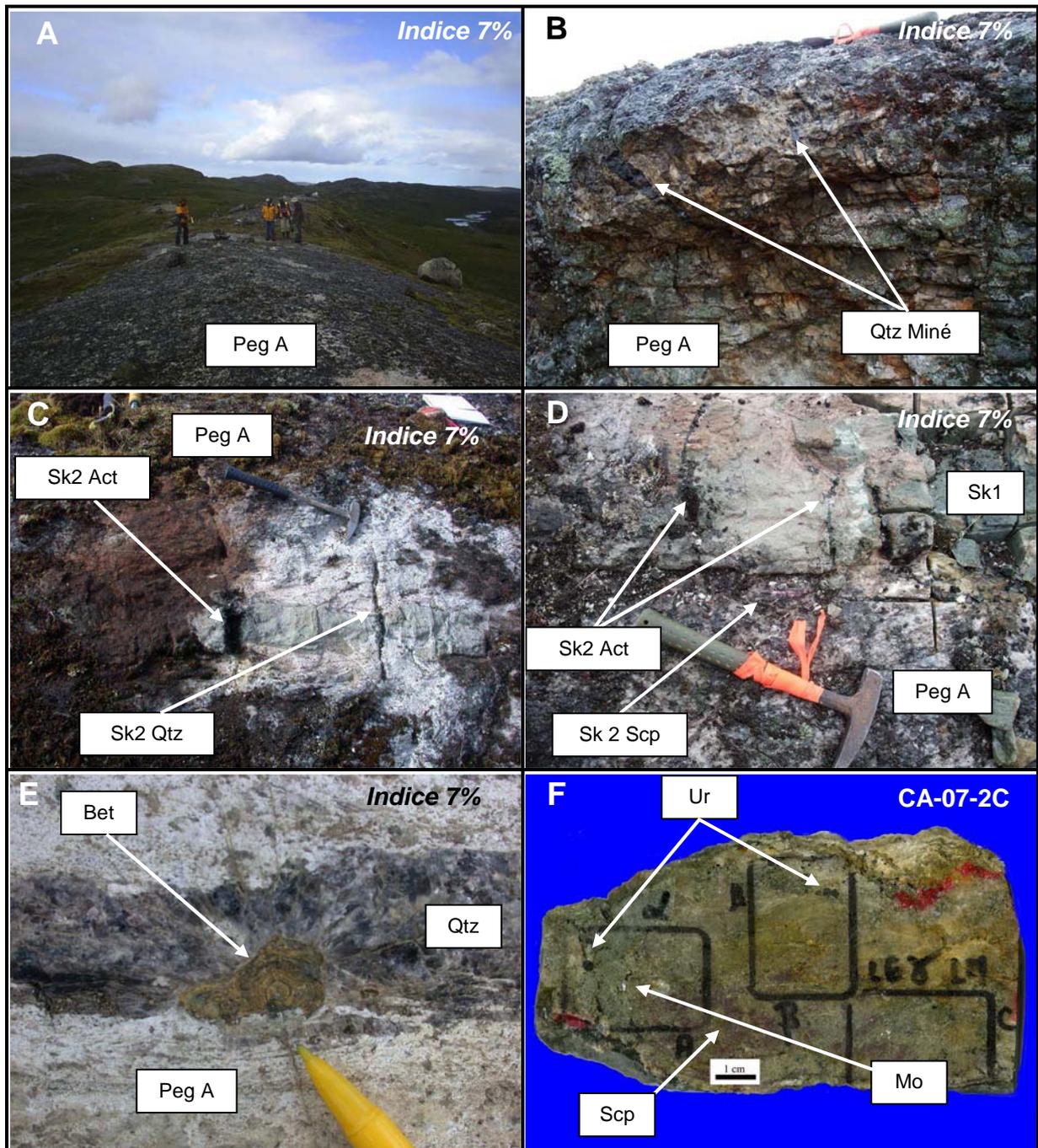


Figure II- 43 : A. *Indice 7%* Pegmatite A boudinée et plissée en synforme B. *Indice 7%* Pegmatite A recoupée par des filonnets de quartz fumé minéralisé (Qtz) C. *Indice 7%* Skarn primaire englobé par la pegmatite A recoupée par des filonnets de quartz (Qtz) et d'actinolite (Act) D. *Indice 7%* Skarn primaire englobé par la pegmatite A recoupé par des filonnets de scapolite (Scp) et d'actinolite (Act) E. *Indice 7%* Fente de quartz fumé (Qtz) à bétafite (Bet) recoupant la pegmatite A F. CA-07-2C Endoskarn à scapolite (Scp) à uraninite et molybdénite.

2.3.2. Géochimie

Ces pegmatites sont pauvres en radioéléments comme l'indiquent les teneurs en U et Th d'un échantillon non minéralisé (3 et 0 ppm respectivement). Les minéralisations sont uranifères avec des teneurs en U et Th mesurées dans une pegmatite minéralisée de 60 et 6 ppm et un rapport Th/U de 0,06. Ce caractère uranifère est confirmé par l'analyse microsonde des uraninites avec des teneurs faibles en thorium ($\text{ThO}_2 = 3,26 \pm 0,04$ % poids).

2.4. Dans les endoskarns 2 associés aux quartz fumés

2.4.1. Pétrographie

Dans les pegmatites fortement scapolitisées (CA-07-2B et 2C), l'événement minéralisateur est postérieur à la skarnification diffuse et s'exprime de deux manières en relation avec les filonnets de quartz (Figure II- 44):

(i) De grands cristaux d'uraninites lobés localisés dans des grandes plages de scapolite proches des filonnets du quartz (quelques centimètres). Cette minéralisation s'accompagne d'une déstabilisation des scapolites avec l'apparition de microcline et d'épidote en bordure des uraninites. Des lamelles de molybdénite sont souvent associées à l'uraninite (Figure II- 44C).

(ii) Des lamelles de molybdénite qui semblent mouler de grands cristaux d'uraninites lobés. Cette minéralisation est localisée au contact avec une veine à quartz fumé (Figure II- 44 E-F). Le quartz montre peu de signes de déformation ce qui confirme le caractère tardif de l'épisode minéralisateur.

2.4.2. Géochimie

Les minéralisations sont aussi uranifères avec des teneurs en U (3 657 et 19 345 ppm) et en Th (162 et 990 ppm) avec un rapport Th/U de 0,04 et 0,05.

Ces endoskarns 2 sont aussi extrêmement enrichis en Mo (283 et 8 435 ppm) et en moindre proportion en Y (44 et 99 ppm) et en ETR (83 et 192 ppm). Les teneurs en Zr sont relativement faibles (45 et 49 ppm).

Les uraninites sont peu thorifères avec des teneurs en ThO_2 de $3,43 \pm 0,3$ % poids.

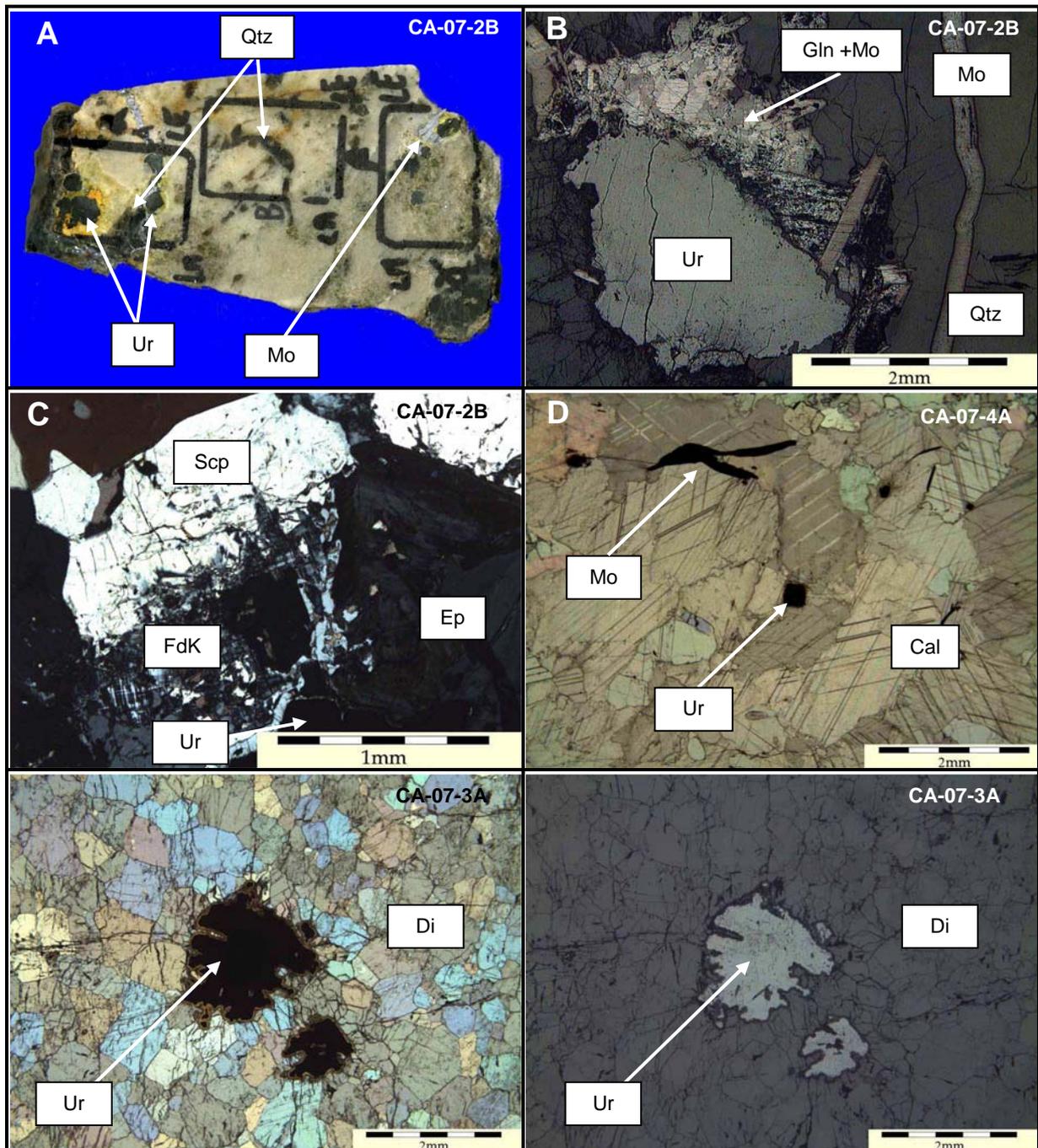


Figure II- 44 : A. CA-07-2B Filonnets de quartz minéralisé à uraninite thorifère (Ur) et molybdénite (Mo) recoupant un endoskarn B. LR Filonnets de quartz minéralisé à uraninite thorifère (Ur) et molybdénite tardive (Mo) associé à un assemblage à galène + molybdène (Gln + Mo) C. LPA Microcline (Mc) et épidote (Ep) secondaire en bordure d'uraninite associée à de la molybdénite (Mo) dans une zone à scapolite (Scp). D. LN Marbre calcitique (Cal) minéralisé à uraninite thorifère (Ur) et molybdénite (Mo) E. et F. LN & LR Skarn primaire à uraninite thorifère lobée (Ur).

3. Skarn 1 au contact des pegmatites D

La minéralisation est localisée dans des skarns 1, à proximité des pegmatites D. L'actinolite et la scapolite sont les deux minéraux le plus communément associés spatialement (quelques centimètres) et géométriquement (même orientation) aux minéralisations. De la molybdénite synchrone à légèrement postérieure par rapport à la minéralisation uranifère peut être observée plus rarement, en particulier dans le secteur de Davis Inlet.

3.1. Pétrographie

La minéralisation uranifère est représentée par des cristaux isolés d'uraninite thorifère (Th) lobés de taille plurimillimétrique (Figure II- 45).

La molybdénite forme des lamelles plurimillimétriques isolées ou associées aux minéraux d'uranium mais sans toutefois être en contact avec ces derniers. Ces molybdénites sont pures comme l'atteste l'analyse à la microsonde électronique.

De rares petits cristaux (200 à 300 µm) de zircons automorphes isolés semblent se développer pendant cet événement minéralisateur (Figure II- 45D). Ces zircons sont métamictes ce qui rend difficile de les dater par méthode U/Pb.

3.2. Géochimie

Les skarns 1 minéralisés (CA-07-33B et CA-07-35A) sont riches en U (1 596 et 7 064 ppm), en Pb (538 et 2 231 ppm) exclusivement du plomb radiogénique, en Th (197 et 948 ppm) et en moindre proportion en Mo (4 et 62 ppm), en Y (24 et 86 ppm) et en ETR (92 et 176 ppm).

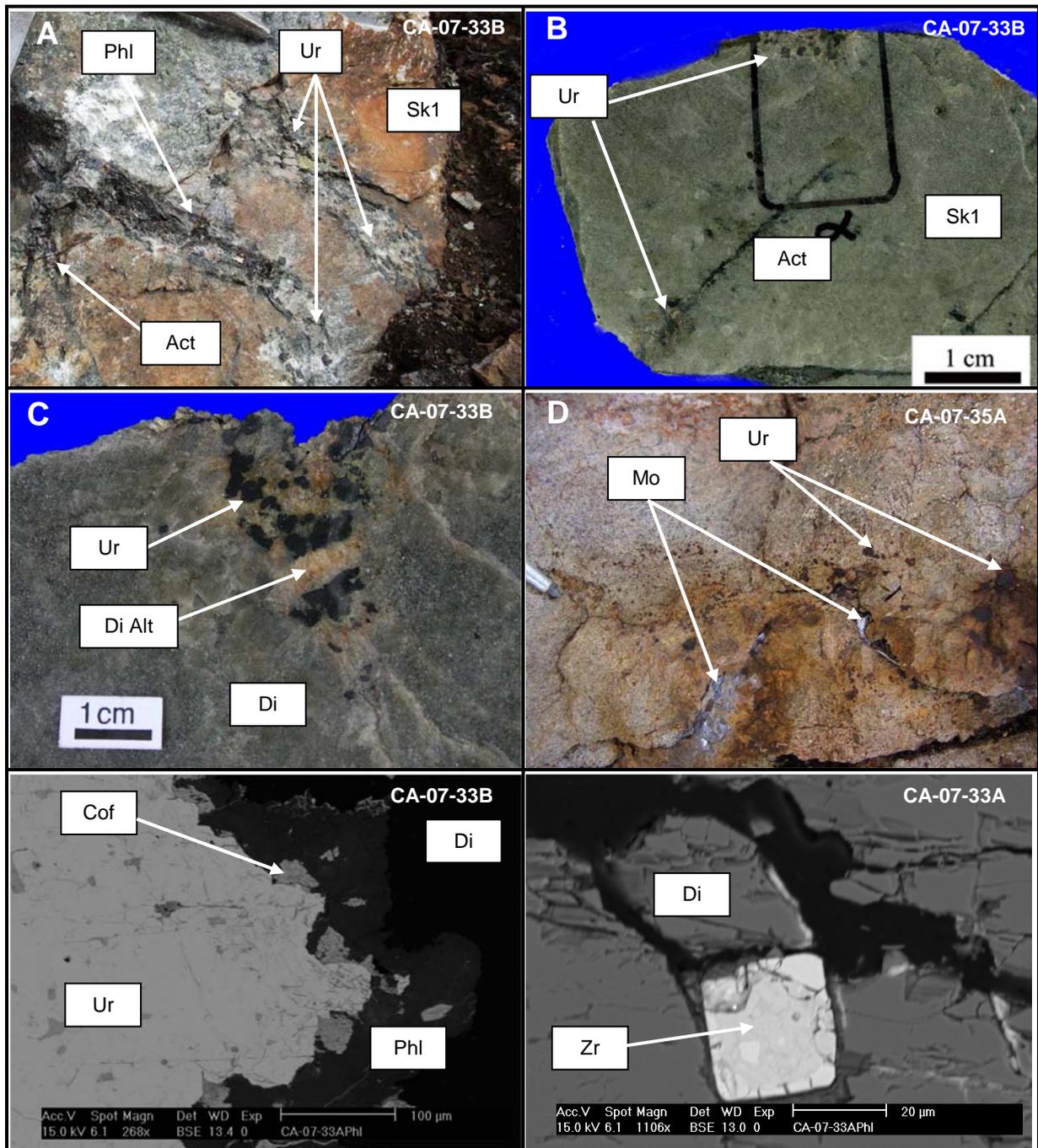


Figure II- 45 : A. CA-07-33B Veine à actinolite (Act), phlogopite ferrifère (Phl) avec des directions compatibles avec la minéralisation à uraninite thorifère (Ur) B. CA-07-33B Diopsidite ferrifère (skarn 1) à uraninite thorifère (Ur) recoupée par des filonnets d'actinolite (Act) C. CA-07-33B Détails des uraninites automorphes dans un skarn 1 (Di). Une altération de surface se développe autour des uraninites dans les diopsides (Di Alt) D. CA-07-35A Minéralisation uranifère (Ur) associée à des lamelles plurimillimétriques de molybdénite (Mo) E. BSE Phlogopite (Phl) moulant un cristal d'uraninite (Ur) en probable relation avec l'altération par de la coffinite (Cof). F. BSE Zircons (Zrn) automorphes métamictes accompagnant la minéralisation.

4. Lien Skarn 1 - pegmatites D – scapolite – minéralisation à U-Th

Ce lien spatial et génétique entre les pegmatites D, les expressions hydrothermales (skarn 2) à scapolite et la minéralisation à U-Th est encore plus marquant pour un indice de Davis Inlet N Centre.

4.1. Pétrographie

A l’affleurement, de la scapolite, de l’actinolite ± épidote, et du phlogopite sont localisées dans des fractures sécantes sur un skarn primaire (diopsidite ferrifère) au contact avec une pegmatite D tardive (Figure II- 46A). Ces phases minérales se développent tout d’abord le long du contact pegmatite – skarn puis se propagent à l’intérieur (de manière fissurale puis diffuse à partir des épontes de ces fractures) de la diopsidite. La scapolite se développe en cristaux subautomorphes dans des filonnets. Les cristaux diffus dans le skarn exhibent des textures de recuit avec des joints de grains à 120°. L’actinolite est plus diffuse et forme des grands cristaux automorphes (plurimillimétriques) associés à de l’épidote zonée de teinte bleutée et à de petits cristaux de titanite (200 à 400 µm) losangiques (Figure II- 46 C&D). La phlogopite plus rare se met en place dans la prolongation des filonnets à scapolite et plus rarement en cristaux isolés associée avec l’actinolite.

La minéralisation à U-Th est localisée dans la scapolite et se présente sous la forme de petits cristaux (200 µm) d’uraninite thorifère ($\text{ThO}_2 = 7,71 \pm 1,09$ % poids), mais aussi sous la forme de grands cristaux (500 µm) subautomorphes partiellement altérés d’uranothorianite ($\text{ThO}_2 = 7,71 \pm 1,09$ % poids), ($\text{ThO}_2 = 36,38 \pm 3,06$ % poids) et de petits cristaux globuleux de thorite ($\text{ThO}_2 = 55,40 \pm 2,30$ % poids) (Figure II- 46E). Des zircons métamictes automorphes accompagnent la minéralisation uranifère (Figure II- 46F).

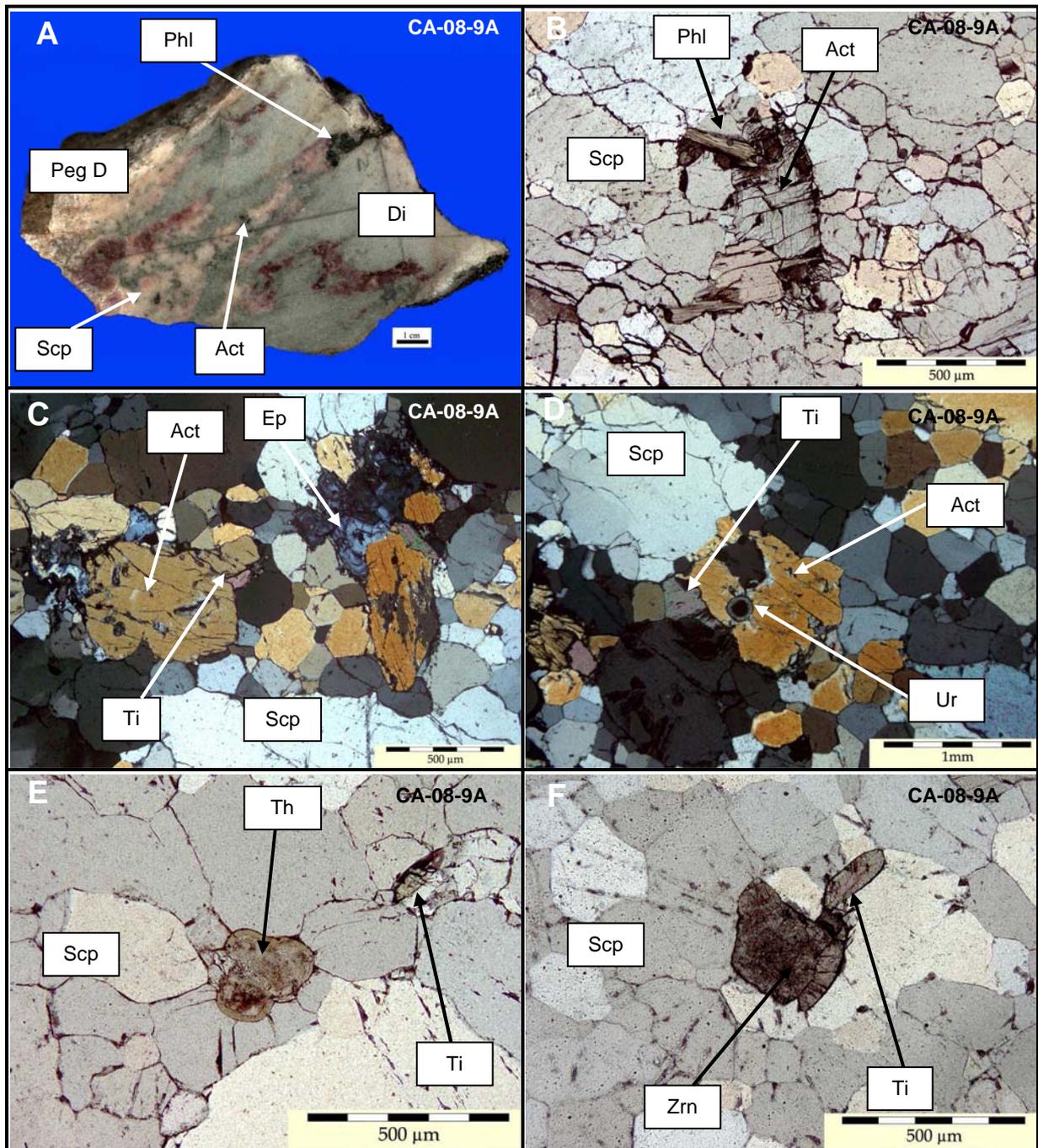


Figure II- 46 : A. CA-08-9A Pegmatite D avec développement à sa bordure de la scapolite (Scp) et de la phlogopite (Phl) dans des veines associée à de l'actinolite (Act) diffuse B. LN Association actinolite (Act)-phlogopite (Phl) dans une veine à scapolite (Scp) C. LPA Association actinolite (Act) - épidote (Ep) - titanite (Ti) dans une veine à scapolite (Scp) D. LPA Uraninite (Ur) en inclusion dans de l'actinolite (Act) associée à de la titanite (Sp) dans une veine à scapolite (Scp) E. LN Cristaux globuleux de thorite (Th) associée à du titanite (Ti) dans une veine à scapolite (Scp) F. LN Zircon (Zrn) automorphe associée à de la titanite (Ti) dans une veine à scapolite (Scp).

5. Essais d'un bilan de masse (majeurs et traces)

Des diagrammes isocons ont été réalisés dans le but de mettre en évidence les éléments apportés lors de la minéralisation. Ces diagrammes sont communément utilisés pour calculer des transferts de masse pendant des phases d'altération souvent associés à des pertes de volumes. Ces transferts de masse sont estimés en se basant sur des éléments communément immobiles à basse température comme l'Al et le Ti.

Ces diagrammes ne seront pas utilisés pour calculer des transferts de masse précis, car les échantillons minéralisés sont pour la grande majorité affectés par les skarns 2 ce qui a pour effet de modifier la teneur en majeurs (en particulier pour des éléments considérés comme immobiles) à volume constant. De plus, il a été très difficile d'échantillonner des roches de référence non perturbées par les filonnets de skarns 2.

Ces diagrammes sont tout de même intéressants pour mettre en évidence les apports d'un point de vue semi-quantitatif en métaux au voisinage des filonnets de skarn 2.

5.1. Minéralisations dans les encaissants GASC/skarnoïdes

Il n'a pas été possible d'échantillonner un GASC/skarnoïde de référence ayant une minéralogie similaire à celle observée dans les GASC/skarnoïdes minéralisés. La minéralogie de ces GASC/skarnoïdes est très similaire à celle des skarns 1 (diopsidite) qui sera donc utilisée pour référence.

Les enrichissements en Al_2O_3 , en Fe_2O_3 , en Na_2O , en TiO_2 sont principalement liés aux filonnets à actinolite, scapolite, accompagnés de titanite recoupant l'encaissant. Les teneurs en SiO_2 , MgO et CaO sont constantes.

La minéralisation se manifeste par un fort enrichissement en U et Th (d'un facteur 10 000) et en plomb qui est exclusivement radiogénique. Un léger enrichissement (< à un facteur 10) en Ta, Mo, Rb, Y, ETR accompagne la minéralisation (Figure II- 47).

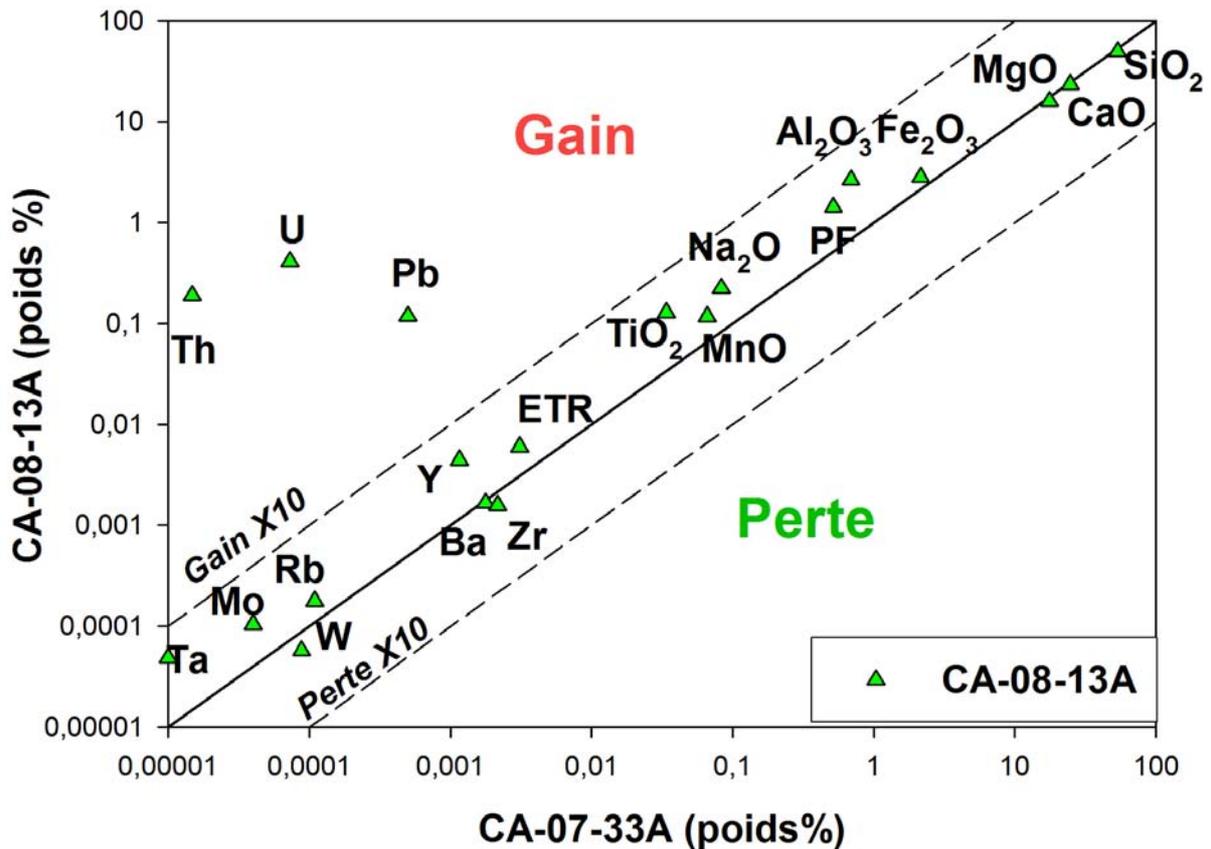


Figure II- 47 : Diagramme isocon d'un GASC minéralisé (CA-08-13A) normalisé à un skarn primaire 1 (CA-07-33A).

5.2. Minéralisations type 7%

5.2.1. Skarn 1

Il n'a pas été possible d'échantillonner un skarn 1 de référence pour l'indice 7%. Le skarn 1 minéralisé de l'indice 7% seront donc normalisés aux skarns primaires de référence de Davis Inlet.

Les enrichissements en Al_2O_3 , en Fe_2O_3 , et pour un échantillon en Na_2O , sont principalement liés aux filonnets à actinolite et scapolite. Les teneurs en SiO_2 , MgO et CaO sont constantes.

La minéralisation se manifeste par un fort enrichissement en U et Th (d'un facteur 10 000), en Mo (d'un facteur 1 000) et en plomb qui est exclusivement radiogénique. Un échantillon (CA-07-3C) est légèrement enrichi (< à un facteur 5) en Ta, Rb, Y, ETR, Ba (Figure II- 48).

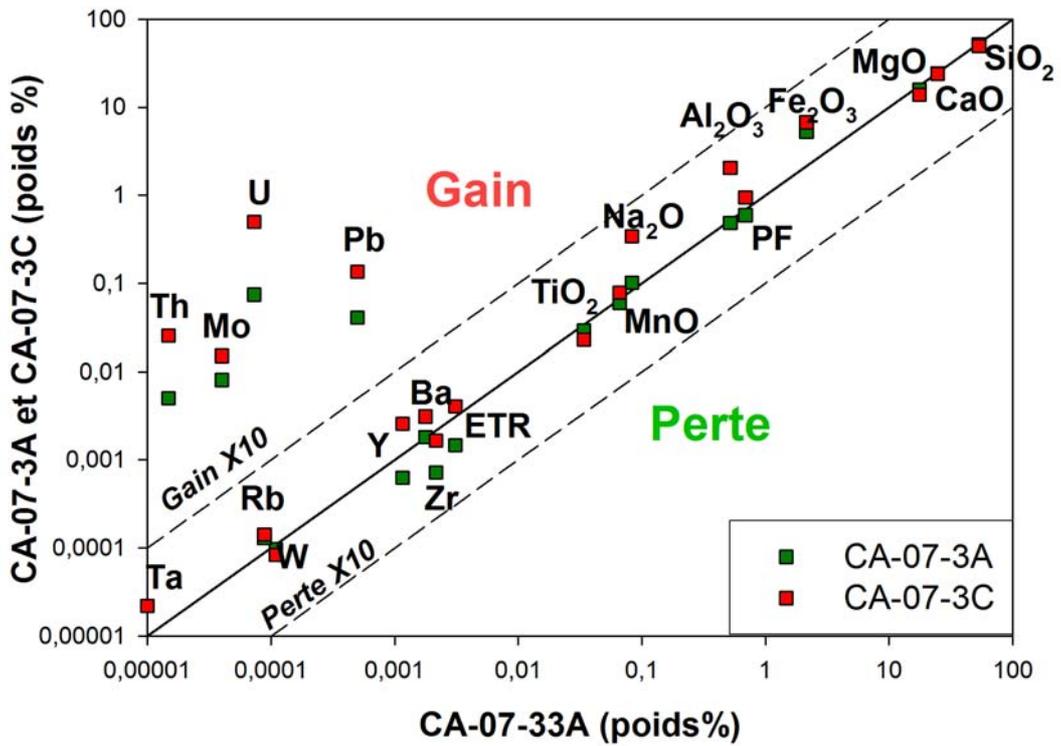


Figure II- 48 : Diagramme isocon des skarns 1 de 7% (CA-07-3A & CA-07-3C) normalisé à un skarn primaire 1 de Davis Inlet. (CA-07-33A).

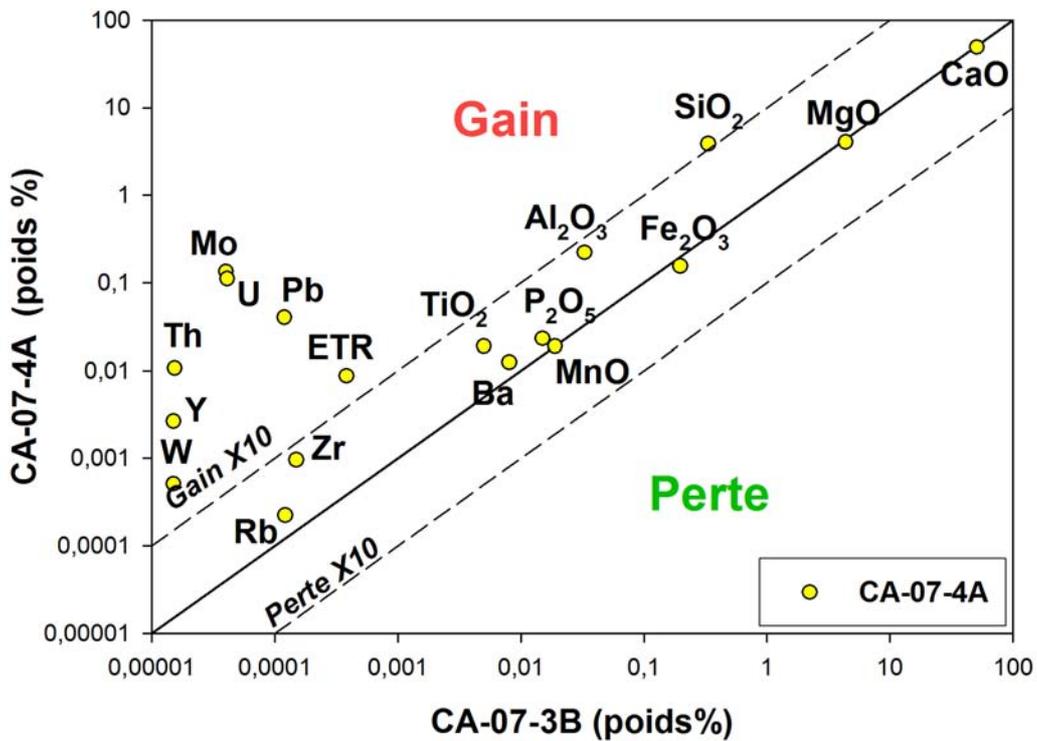


Figure II- 49 : A. Diagramme isocon d'un marbre minéralisé de 7% (CA-07-4A) normalisé à un marbre pur de l'indice 7% (CA-07-3B).

5.2.2. Marbre à U-Th

Le marbre calcitique minéralisé à U-Th a été normalisé à un marbre proche de la minéralisation.

L'échantillon minéralisé est plus riche en SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 lié à la présence d'impuretés dans le sédiment comme l'indique la corrélation entre ces éléments. Il n'y pas d'apport en fer dans le marbre minéralisé.

La minéralisation se manifeste par un fort enrichissement en U, en Th et en Mo (d'un facteur 10 000), en plomb qui est exclusivement radiogénique, en Y d'un facteur 1 000, en W et ETR d'un facteur 100. Un léger enrichissement (< à un facteur 10) en Rb, Zr, Ba accompagne la minéralisation (Figure II- 49).

5.3. Skarn 1

Les skarns 1 minéralisés de Davis Inlet ont été normalisés à un skarn 1 de référence proche des minéralisations.

Les enrichissements en Al_2O_3 , en Fe_2O_2 , en Na_2O , en TiO_2 sont principalement liés aux filonnets à actinolite, scapolite, accompagné par de la titanite recoupant l'encaissant. Les teneurs en SiO_2 , MgO et CaO sont constantes.

La minéralisation se manifeste par un fort enrichissement en U et Th (d'un facteur 10 000) et en plomb qui est exclusivement radiogénique. Un léger enrichissement (< à un facteur 10) en Ta, Rb, Ba, Y, ETR, W accompagne la minéralisation (Figure II- 50).

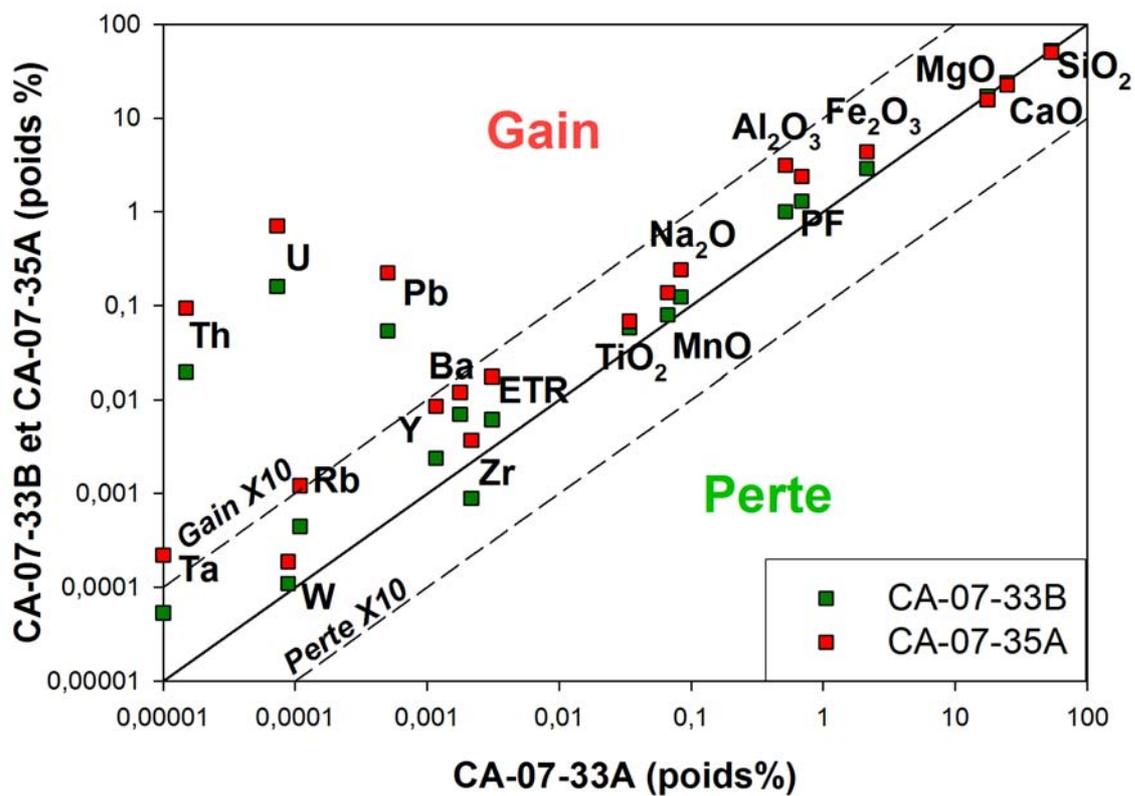


Figure II- 50 : Diagramme isocon d'un skarn 1 minéralisé de Davis Inlet (CA-07-33B & CA-07-35A) normalisé à un skarn 1 de référence de Davis Inlet (CA-07-33A).

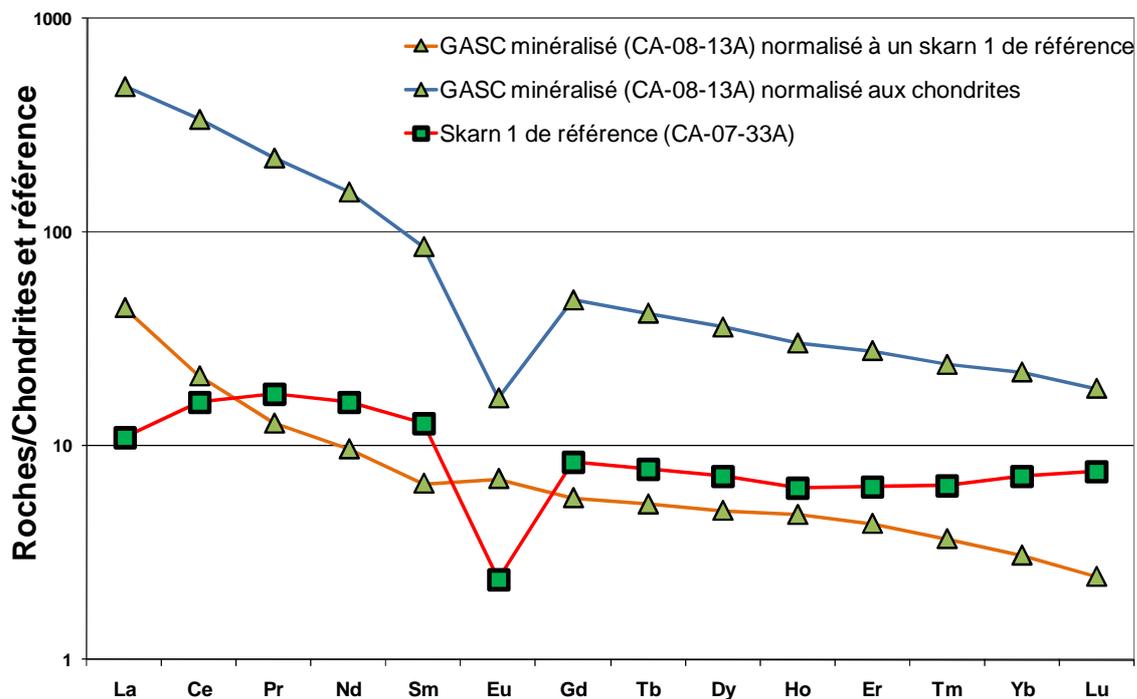


Figure II- 51 : Spectre en ETR d'un échantillon de GASC minéralisé (CA-08-13A) normalisé à un skarn 1 de référence (CA-07-33A).

6. Comportement des ETR

6.1. Minéralisations dans les encaissants GASC/skarnoïdes

La minéralisation s'accompagne par rapport à un skarn primaire de référence d'un fort enrichissement en ETR légère en probable relation avec le développement d'allanite accompagnant la minéralisation uranifère.

Le spectre ETR normalisé aux chondrites est typique des spectres magmatiques marqué par une anomalie négative en Eu ($Eu^* = 0,26$) mais accompagné d'un fort enrichissement en ETR légères ($La_n/Lu_n = 26,01$) (Figure II- 51).

6.2. Minéralisations type 7%

Les skarns primaires minéralisés montrent un faible apport (en ETR intermédiaires à lourdes Gd-Er) voir un déficit en ETR par rapport au skarn primaire (Figure II- 52).

Le marbre minéralisé est fortement enrichi (facteur 10 à 100) en ETR par rapport à un marbre de référence en particulier pour les ETR intermédiaires à lourdes Gd-Er.

Toutes les roches minéralisées telles que les endoskarns 2, les skarns 1 et les marbres ont des spectres ETR relativement similaires avec de faibles fractionnements globaux caractérisés par des spectres en ailes de mouette ($La_n/Lu_n = 0,99$ à $8,52$; $3,84 \pm 2,88$) et une anomalie négative en Eu forte de $0,09$ à $0,12$ (Figure II- 53). Ces pegmatites sont diversement enrichies en ΣETR avec des teneurs plus fortes pour les endoskarns 2 et le marbre minéralisé par rapport aux skarns primaires et aux pegmatites. Les spectres en ailes de mouette sont caractéristiques des granites/pegmatites très fractionnés (Le Bel, 1984).

L'échantillon de marbre minéralisé a un spectre ETR très différent de l'aspect du spectre ETR pour le marbre de référence montrant une décroissance continue des terres rares légères vers les terres rares lourdes et une faible abondance en ETR (4 ppm), mais qui est similaire à ceux des autres minéralisations indiquant donc un transfert d'ETR en même temps que U et Th.

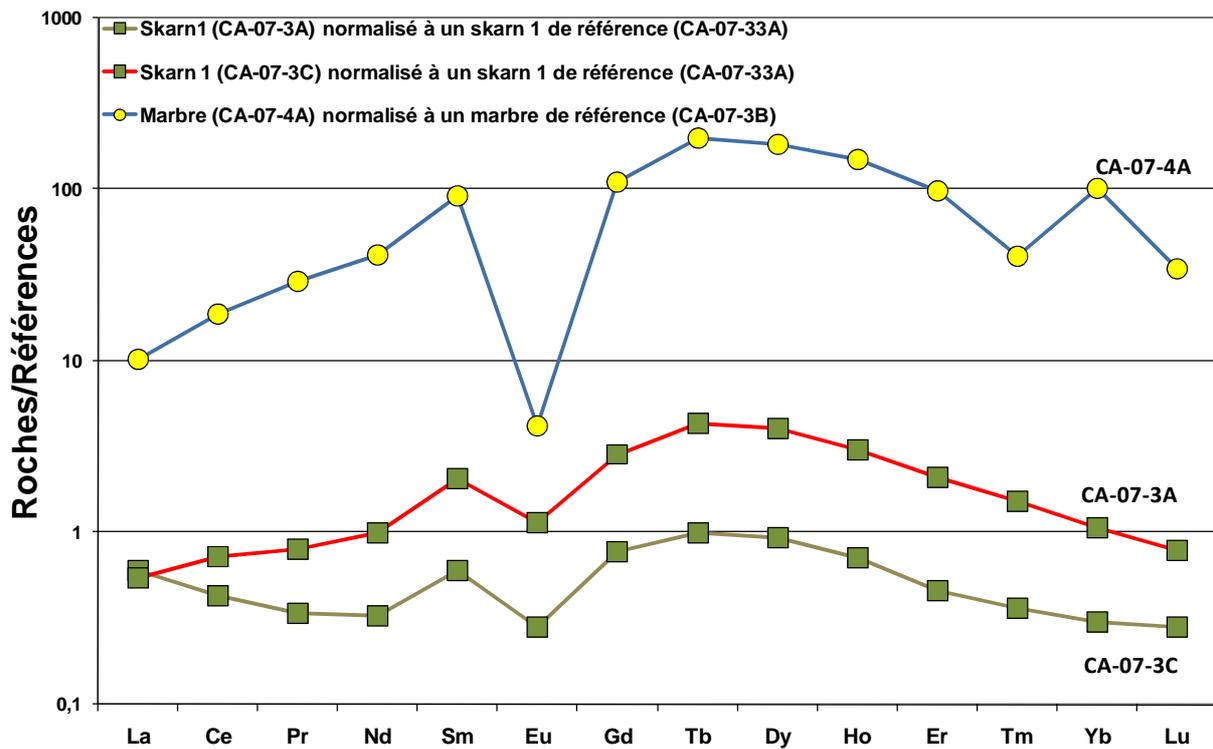


Figure II- 52 : Spectres ETR de skarn 1 minéralisés (CA-07-3A et CA-07-3C) normalisés à un skarn 1 de référence (CA-07-33A) et d'un marbre minéralisé (CA-07-4A) normalisé à un marbre 1 de référence (CA-07-3B).

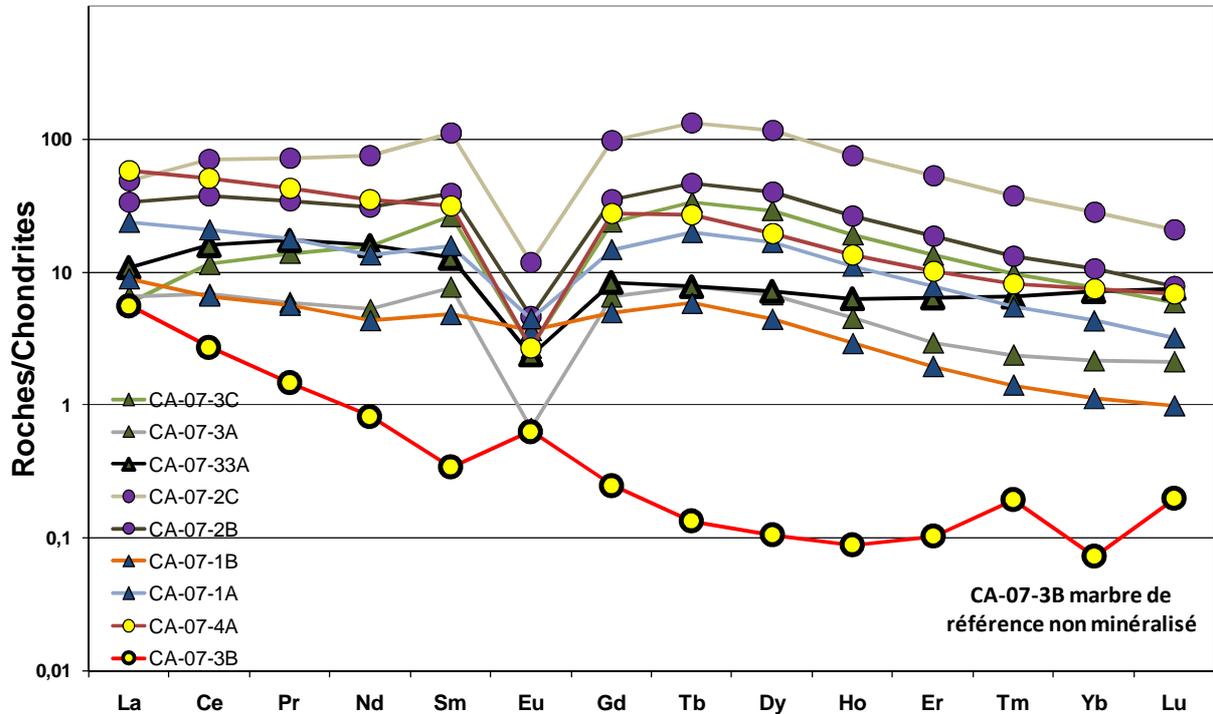


Figure II- 53: Spectres ETR des différentes roches minéralisées normalisées aux chondrites C1 de l'indice 7% ainsi que les spectres des roches de références.

6.3. Minéralisations des skarns 1

La minéralisation dans les skarns 1 s'accompagne d'un fort enrichissement en ETR allant jusqu'à un facteur 10 pour l'échantillon CA-07-35A (en particulier en ETR lourdes) par rapport à un skarn 1 de référence (Figure II- 54).

L'allure des spectres des ETR des roches minéralisées est similaire à celui du skarn primaire de référence caractérisé par une forte anomalie en Eu ($Eu^* = 0,27$ et $0,20$) et un faible fractionnement global $La_n/Lu_n = 0,72$ et $1,41$ (Figure II- 55), mais les teneurs en ETR totales sont beaucoup plus élevées (62 et 175 ppm par rapport à 31 ppm).

7. Conclusions

Les pegmatites tardives C & D diversement enrichies en U et en Th, sont génétiquement et spatialement associées aux skarns 2 et aux minéralisations.

Les minéralisations liées aux skarn 2 localisées dans les skarns 1, les GASC et les skarnoïdes, et plus rarement dans les pegmatites A, sont d'un point de vue minéralogique et géochimique très similaires. Un exemple unique pour le district de Cage de ce type de minéralisation a aussi été observé dans un marbre calcitique.

La minéralisation est représentée par des cristaux le plus souvent lobés et plurimillimétriques d'uraninite thorifère et d'uranothorianite parfois associés à une génération de molybdénite postérieure. Les roches minéralisées montrent les mêmes enrichissements subordonnés en Y et ETR avec des allures des spectres ETR présentant des fractionnements en ETR relativement similaires, mais des enrichissements différents.

Ces similitudes indiquent donc une origine commune probable de ces transferts d'éléments par une phase fluide qui se surimpose à toutes les lithologies antérieures.

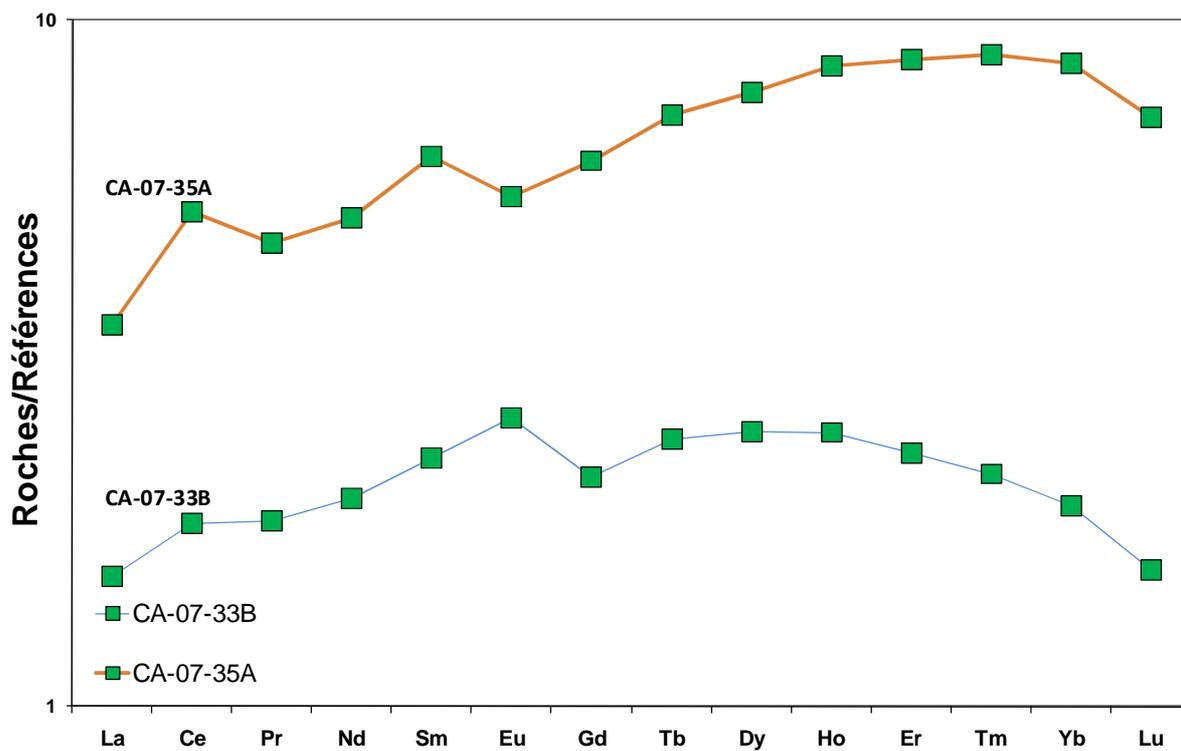


Figure II- 54: Spectres ETR des skarns 1 minéralisés (CA-07-33B et CA-07-35A) normalisés à un skarn 1 de référence (CA-07-33A).

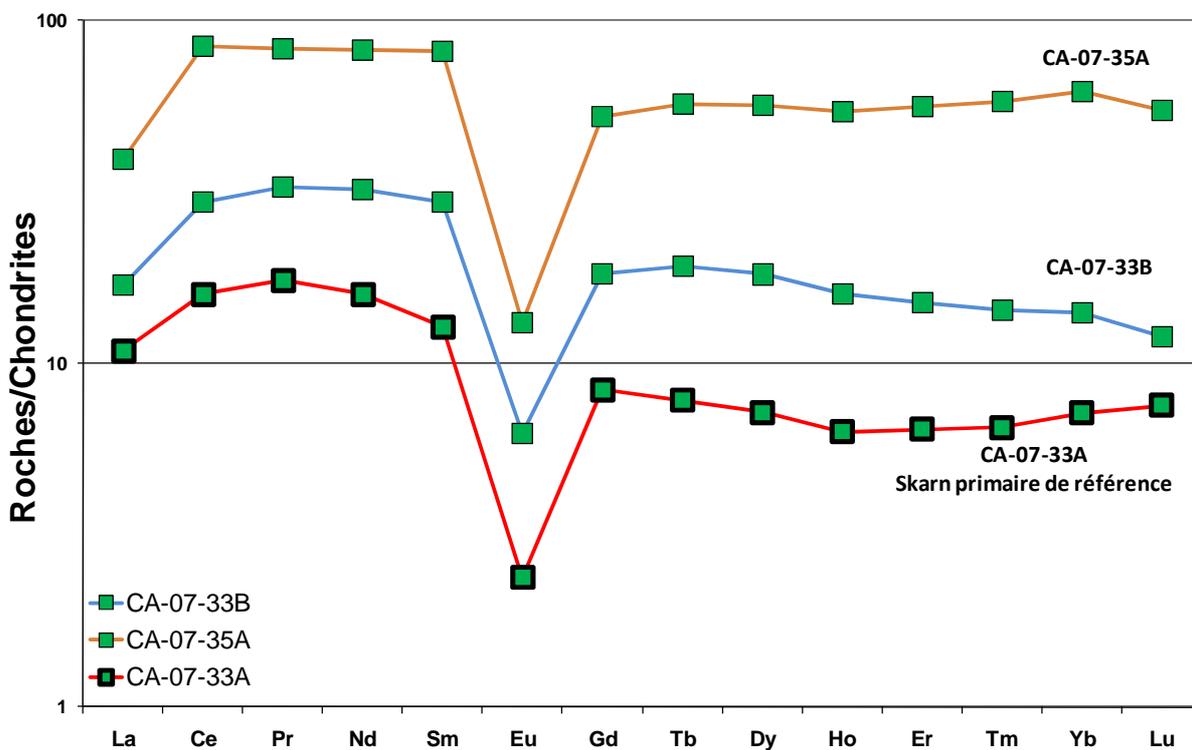


Figure II- 55 : Spectres ETR des skarns 1 minéralisés (CA-07-33B et CA-07-35A) normalisés à un skarn 1 de référence (CA-07-33A).

E. Conclusion

Deux grands types de minéralisations, qui avaient été distingués précédemment suivant leur gisement, l'une stratoïde dans les marbres et les skarnoïdes, et l'autre associée aux pegmatites et aux « *skarns s.l.* », se différencient également remarquablement bien par leurs caractéristiques minéralogiques et géochimiques.

Le premier type de minéralisation s'exprime sous la forme de cristaux de petite taille (<500 µm) d'uraninite pure associée à des phases minérales riches en Ba, V, Zn, Pb, Mo et S. Les marbres purs et impurs minéralisés sont riches en Mo, Pb, Zn, V alors que les skarnoïdes (A et B) minéralisés sont quant à eux riches en Ba, Pb, V alors que les teneurs en Mo et Zn sont faibles comparées aux teneurs dans les marbres.

Du graphite et de la matière carbonée sont associés, dans deux échantillons, à la minéralisation uranifère, laissant présager d'un lien génétique entre ces deux objets. La signification de ces billes dans l'histoire du district de Cage reste encore obscure et son introduction est possiblement tardive (postérieur au pic de métamorphisme). Par contre, les lamelles de graphite qui restent la seule preuve irréfutable d'une origine anté-métamorphisme.

Le second type de minéralisation est spatialement associé aux pegmatites C & D et à leurs skarns 2 associés. Cette minéralisation est représentée par des cristaux lobés et plurimillimétriques d'uraninites thorifères et d'uranothorianite accompagnés d'enrichissements faibles mais constant en Y et en ETR. De plus, les spectres ETR des roches minéralisées ont tous une allure typique de spectres de roches magmatiques. Un lien génétique entre ces pegmatites, les manifestations de skarns 2 et les minéralisations à U-Th semble fortement probable. De plus, ces pegmatites en particulier les pegmatites B et C sont caractérisés par la présence de poches quartzeuses enrichies en radioéléments indiquant un fort potentiel à générer des fluides hydromagmatiques minéralisateurs.

Il est donc fondamental d'obtenir plus d'informations sur deux différentes minéralisations comme la composition chimique des oxydes (majeurs et traces), leur signature ETR, et leur âge de mise en place dans l'optique de proposer un modèle génétique pour ces minéralisations. Une étude des isotopes stables (O,C) et radiogéniques (Sr, Nd) portant sur les roches minéralisées pourrait confirmer ou non les liens génétiques précédemment proposés.

Partie 3

Géochimie des minéralisations

A. Introduction

Les deux types de minéralisations, différenciés tout d'abord selon leur gisement, se distinguent également minéralogiquement et en « géochimie roche totale » (Partie II).

L'objectif de cette partie est de mener une étude géochimique et isotopique sur les oxydes et les silicates d'uranium pour mieux caractériser ces deux types de minéralisations avec dans l'optique de proposer des sources possibles pour l'uranium.

Les outils géochimiques utilisés seront l'analyse des éléments majeurs et mineurs mesurés à la microsonde électronique ainsi que les abondances en ETR mesurées à la microsonde ionique IMS-3F dans les oxydes d'uranium suivant le protocole défini par Bonhoure *et al.* (2007). Des mesures isotopiques U-Pb et Re-Os ont été entreprises pour essayer de discriminer et de dater les deux types de minéralisations.

Enfin, une étude isotopique (O,C) et (Sr, Nd) a été menée dans l'optique de définir la source des deux types de minéralisations ainsi que les relations entre les différents objets précédemment étudiés.

B. Différents rappels

1. Rappels sur la composition des oxydes d'uranium

Les oxydes d'uranium de formule idéale UO_{2+x} contiennent de nombreux autres éléments, certains ayant un rayon ionique voisin de U^{4+} , tels Ca^{2+} , Y^{3+} , Th^{4+} et les Terres Rares³⁺, d'autres ayant un rayon ionique très différent, plus petit (Si^{4+} , P^{5+} , Fe^{2+}), ou plus grand tel celui du plomb (Cathelineau *et al.*, 1982, Janeczek & Ewing, 1992).

A basse température, l'oxyde d'uranium se présente sous forme concrétionnée appelée « pechblende » avec de faibles teneurs en Th (quelques dizaines de ppm). A haute température (<250-300°C), l'oxyde d'uranium nommé « uraninite », présente généralement les formes propres du système cubique et contient des teneurs élevées mais variables en thorium et terres rares.

Les éléments substitués dans les oxydes d'uranium varient en fonction de l'environnement de dépôt, de la nature des fluides de transport et de leur température de formation.

1.1. Les oxydes d'uranium de haute température

Généralement, dans les uraninites magmatiques, les éléments à faible rayon ionique comme Si, P, Al, Fe, Mg, Na et K sont très peu abondants. Ces éléments ne peuvent pas rentrer en substitution en concentrations importantes dans la structure de l'uraninite du fait de leur faible rayon ionique.

Dans les granites peralumineux, le thorium se substitue principalement aux terres rares dans la monazite qui, du fait de sa solubilité très faible dans les magmas peralumineux de « basse » température, conduit au fractionnement très précoce de Th et des ETR dans ce type de magmas. Par voie de conséquence, dans les magmas peralumineux riches en uranium, celui-ci va continuer à s'enrichir seul lors de la différenciation et va pouvoir cristalliser de manière indépendante sous la forme de l'oxyde d'uranium : l'uraninite. Le magma ayant été appauvri en thorium, ces uraninites auront de faibles concentrations en thorium (quelques pourcents).

Par contre, dans les magmas calco-alcalins potassiques, Th et U s'enrichissent simultanément dans les liquides résiduels (comportement incompatible), de ce fait les uraninites sont enrichies en thorium (10-15% poids ThO_2) (Cuney & Friedrich 1987). Les études expérimentales de Legret (in Cuney et Friedrich 1987) et la composition des uranothorianites de Madagascar (Moine *et al.*, 1985) montrent qu'il existe une solution solide complète entre UO_2 (uraninite) et ThO_2 (thorianite).

Dans les uraninites magmatiques, Ca est en concentration bien plus faible (0,5 poids% CaO d'après Frondel, 1958) que dans les oxydes d'uranium hydrothermaux de plus basse température (Frondel, 1958, Janeczek & Ewing 1992) où les teneurs peuvent atteindre 5 à 6% poids de CaO. Cet enrichissement différentiel en Ca pourrait aussi refléter l'abondance en Ca du milieu.

1.2. Les marqueurs de l'altération de basse température

Les éléments à faible rayon ionique tels que Si, P, Al, Fe, Mg, Na et K ne rentrent pas en quantité significative dans la structure de l'oxyde d'uranium et sont quant à eux des marqueurs de l'altération des oxydes d'uranium à basse température.

Le silicium peut se trouver en position interatomique, mais certaines études montrent qu'il peut exister sous forme de microcristaux inframicrométriques de coffinite, ce qu'ont

confirmé des études au MET (Fayek *et al.*, 2000). Selon Finch & Murakami (1999), les éléments tels que Si, Al, et P ne se substituent pas dans la structure de l'uraninite, mais se présentent en petites inclusions minérales localisées au niveau des joints de grains.

1.3. Le plomb dans les oxydes d'uranium

Le plomb (le plus souvent d'origine radiogénique) est après l'uranium, l'élément le plus abondant dans tous les oxydes d'uranium anciens. Les oxydes d'uranium les plus anciens présentent des teneurs en PbO pouvant dépasser 20 % poids.

Du plomb commun (^{204}Pb , non radiogénique) peut être présent en quantités plus ou moins importantes (Holliger & Cathelineau, 1986) dans les oxydes d'uranium. Ces quantités sont, pour notre étude, négligeables en comparaison des fortes teneurs en plomb radiogénique produites pour ces minéralisations d'âge paléoprotérozoïque.

Le Pb peut remplacer l'U dans le réseau de l'uraninite (Janeczek & Ewing 1992), mais le rayon ionique supérieur du plomb induit une perturbation de la structure facilitant l'altération de l'oxyde d'uranium. Le Pb va donc avoir tendance à quitter la structure (Finch & Murakami 1999) et à être remplacé préférentiellement par le calcium qui a l'avantage d'avoir la même valence que Pb^{2+} lors de l'altération de l'uraninite (Finch & Murakami 1999).

1.4. Les éléments en trace comme marqueurs de sources et de processus

La présence de certains éléments particuliers en substitution dans les oxydes d'uranium peut donner des informations sur la source de la minéralisation ainsi que sur les conditions de leur formation (en particulier la température) :

(i) Le zirconium pourrait révéler selon Pagel (2009) d'une origine volcanique de l'uranium. Le zirconium localisé dans des verres volcaniques alcalins est facilement mobilisable avec l'U lors de leur dévitrification par des fluides hydrothermaux, alors qu'il est difficilement mobilisable lorsque celui-ci est dans les zircons. Cependant, il a aussi été observé des teneurs en Zr élevées dans des oxydes d'uranium en dehors de contextes volcaniques, dans les gisements d'uranium associés à la métasomatose alcaline, comme celui de Zheltorechensk en Ukraine. Dans ce cas, la solubilité de Zr est favorisée par le caractère très alcalin des solutions hydrothermales (Cinelu, 2008).

(ii) L'abondance du calcium qui est fonction de la température reflète aussi l'abondance de cet élément dans les roches encaissantes.

(iii) Les plus fortes teneurs en thorium sont communément mesurées pour les oxydes d'uranium formés aux températures les plus élevées cristallisant à partir de magmas (alaskites de Rössing, de Luhti, Sarkijärvi et des Otish) à environ 700 - 750°C (conditions de la fusion partielle) et ceux associés à la skarnification de marbres en contexte granulitique (800°C) pour les uranothorianites de Madagascar (Bonhoure, 2007).

(iv) Comme pour le thorium, les concentrations les plus fortes en ΣETR ont été mesurées pour les oxydes d'uranium de haute température (Bonhoure, 2007). Les fortes abondances globales des éléments de terres rares (ΣETR Rössing = $4,9 \cdot 10^4$; ΣETR Otish = $1,3 \cdot 10^4$; ΣETR Sarkijärvi = $5,25 \cdot 10^4$; ΣETR Madagascar = $8,51 \cdot 10^2$) sont liées à une plus forte solubilisation de ces éléments à haute température (Bonhoure, 2007).

2. Rappels sur les datations isotopiques U/Pb

L'âge des oxydes d'uranium peut être déterminé à partir de la composition isotopique de l'uranium et du plomb en considérant les deux filiations isotopiques $^{238}\text{U} \Rightarrow ^{206}\text{Pb}$ et $^{235}\text{U} \Rightarrow ^{207}\text{Pb}$ qui fournissent deux géochronomètres indépendants.

Les âges isotopiques U-Pb des oxydes d'uranium sont interprétés sur des diagrammes Concordia exprimant les rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en fonction de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

Sur de tels diagrammes, la courbe Concordia, graduée en temps, est définie comme le lieu géométrique des points d'âge concordant pour les deux géochronomètres (Wetherhill, 1956). Ainsi, dans le cas d'un système isotopique fermé, la composition isotopique des minéraux renfermant de l'uranium se localise sur la courbe Concordia et correspond à l'âge de cristallisation du minéral (« gold standard of geochronology » Ludwig, 1998).

Malheureusement, des âges concordants sont très rarement obtenus avec les oxydes d'uranium. Plusieurs raisons permettent de l'expliquer :

(i) Comme nous l'avons expliqué plus haut, le rayon ionique de Pb^{2+} (1.29 Å) étant nettement plus grand que celui d' U^{4+} (1.06 Å), le plomb radiogénique a tendance à quitter le réseau des uraninites. Cela se traduit pour une simple diffusion par une diminution couplée des rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ qui tendent vers zéro.

(ii) Les pertes en isotopes fils intermédiaires de chaînes de désintégration de l'uranium sont possibles en particulier lorsque les cristaux d'oxyde d'uranium sont de très petite taille comme pour les gisements dans les grès (Ludwig *et al.* 1979). Les périodes de désintégration plus grandes des isotopes fils de la chaîne de ^{238}U , tels que ^{226}Ra ($T=1622$

an) et ^{222}Rn ($T=3.824$ j) tend à les rendre plus mobiles que ceux de la chaîne de ^{235}U tels que ^{223}Ra ($T=11.1$ j) et ^{219}Rn ($T=3.92$ s). Dans le diagramme Concordia les compositions isotopiques seront alors déplacées parallèlement à l'axe $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, la chaîne de ^{235}U n'étant pas affectée (Ludwig, 1979).

(iii) Les oxydes d'uranium recristallisent très facilement lors d'une perturbation liée à des circulations fluides tardives et ceci facilite le départ du plomb radiogénique déjà formé lors de l'événement perturbateur hors de la structure de l'oxyde d'uranium.

Des points discordants sur un diagramme Concordia peuvent cependant être interprétés lorsque ils sont colinéaires (ils définissent une droite appelée discordia) mais seulement dans quelques cas simples :

(i) Lorsque la perte en plomb radiogénique s'est produite récemment (altération supergène récente par exemple, Stern, 1966) ou par diffusion continue (Tilton, 1960, Wasserburg, 1963). L'intercept inférieur de la discordia doit alors passer par l'origine ($T=0$). Dans ce cas, l'intercept supérieur de la discordia peut être interprété comme représentant l'âge de cristallisation du minéral.

(ii) Lors d'une perte sélective en ^{226}Ra ou ^{222}Rn , avec un déplacement des compositions isotopiques selon une droite parallèle à l'axe $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$, l'intercept supérieur de la discordia définit l'âge du dépôt du minéral alors que l'intercept inférieur n'a pas de signification géologique.

(iii) Lors d'une perte en plomb épisodique et partielle due à un événement hydrothermal unique, les compositions isotopiques définissent un alignement dont l'intercept supérieur correspond à l'âge du dépôt du minéral alors que l'intercept inférieur correspond à l'âge de l'événement perturbateur. Cependant, si cette diffusion épisodique est couplée à une diffusion continue, les âges deviennent difficilement interprétables.

3. Rappels sur les fractionnements des spectres d'ETR

On dispose de deux références d'oxydes d'uranium de hautes températures : les uraninites magmatiques et les uraninites hydro-magmatiques. Malheureusement, il n'existe pas de référence pour les oxydes d'uranium « sédimentaire » de basse température.

3.1. Références pour les oxydes d'uranium magmatiques

Les spectres des uraninites des gisements de Rössing (Namibie), des pegmatoïdes des Monts Otish (Québec) et des granites tardi-orogéniques du socle du sud de la Finlande ont tous un fractionnement très faible entre les éléments de terres rares légères et ceux des terres rares lourdes, avec des abondances totales des éléments de terres rares élevées (Figure III- 1) (Bonhoure, 2007).

Les éléments de terres rares lourdes tendent à avoir une forme en cloche et tous les spectres montrent une forte anomalie négative en europium, reflétant le piégeage préférentiel de l'euporium par les plagioclases lors du fractionnement magmatique.

3.2. Références pour les oxydes d'uranium hydro-magmatiques

Les spectres des éléments de terres rares analysés d'une uranothorianite du Tranomaro (Madagascar), formés dans les conditions du faciès granulite à 850°C et 2 kbar, montrent un fractionnement régulièrement décroissant des éléments des terres rares lourdes vers les légères. Cependant, les concentrations décroissent de plus d'un ordre de grandeur depuis le cœur vers le bord du minéral (Figure III- 1). Le fluide à l'origine de ces minéralisations s'est donc appauvri en ETR au cours de la cristallisation du cristal (Bonhoure, 2007).

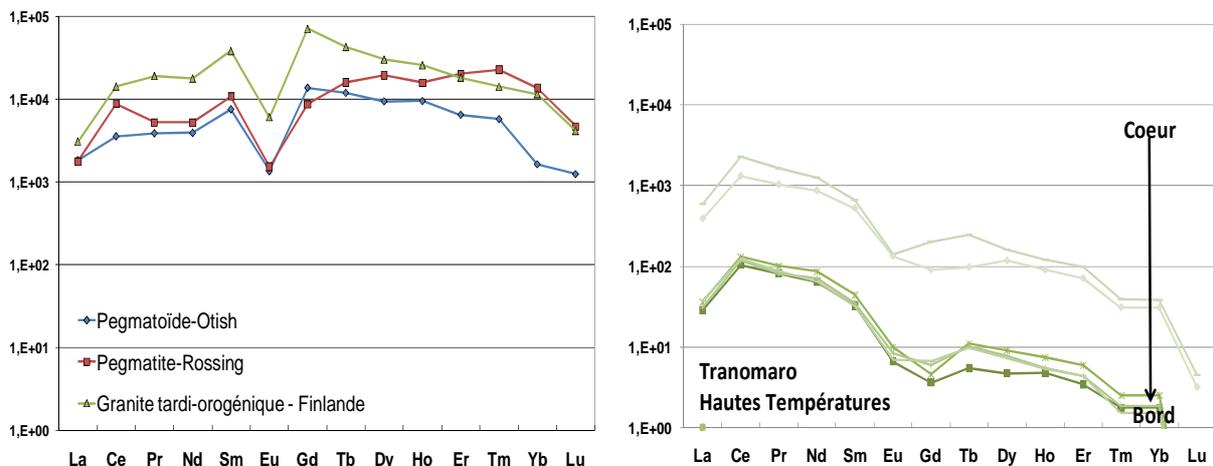


Figure III- 1 : Spectres des éléments de terres rares des oxydes d'uranium « magmatique » (Rössing, Namibie ; Otish, Canada ; Finlande) et métasomatiques de hautes températures (Tranomaro, Madagascar)

4. Rappels sur les datations isotopiques Re/Os

Le rhénium de symbole Re et de numéro atomique 75, possède 2 isotopes naturels, un stable, le ^{185}Re , qui présente une abondance de 37,4% et un radioactif, le ^{187}Re , dont l'abondance naturelle est de 62,6%. Le ^{187}Re possède une période de $4,35 \times 10^{10}$ années et se désintègre en ^{187}Os par émission β^- .

L'osmium dont le symbole est Os et le numéro atomique 76 possède sept isotopes naturels, dont cinq sont stables : ^{187}Os (1,96 %), ^{188}Os (13,24 %), ^{189}Os (16,15 %), ^{190}Os (26,26 %) et ^{192}Os (40,78 %). ^{184}Os (0,02 %) et ^{186}Os (1,59 %) sont radioactifs, et ont des périodes de demi-vie extrêmement longues (respectivement $> 5,6 \times 10^{13}$ an et $2,0 \times 10^{15}$ an).

L' ^{187}Os est l'isotope fils de ^{187}Re . L'abondance de ^{187}Os qui est normalement à l'état naturel de 1,96 % peut donc être supérieure grâce un apport d'osmium radiogénique.

Les études de datation par Re-Os se pratiquent principalement sur la molybdénite. En effet, ce minéral présente des concentrations importantes en rhénium et proportionnellement peu d'osmium ce qui permet de faire des datations précises.

Pour notre étude, les échantillons ont montré des rapports Re/Os élevés et des rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ très élevés. On peut donc considérer que la teneur en osmium non radiogénique est proche de zéro, et donc que tout le ^{187}Os mesuré provient de la désintégration du ^{187}Re et que par conséquent il n'y a pas de ^{187}Os initial. Dans un cas comme celui-ci, on peut calculer directement l'âge d'un échantillon sans avoir besoin de passer par un isochrone. En revanche, dans ce cas, il n'est naturellement pas possible d'obtenir le rapport $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ initial pour tracer la source du métal.

C. Les oxydes d'U de la minéralisation stratoïde

1. Géochimie des oxydes d'uranium

1.1. *Éléments majeurs*

Les uraninites de ce type de minéralisation présentent des caractéristiques géochimiques propres.

A l'échelle des cristaux, aucune zonation et aucune variation de composition n'a été mis en évidence quel que soit leur encaissant (marbre ou skarnoïde). Ces uraninites seront donc représentées ensemble dans les diagrammes qui suivent.

D'un point de vue géochimique, ces uraninites sont essentiellement constituées d'uranium ($\text{UO}_2 = 75,96 \pm 2,00$ % poids) et de plomb ($\text{PbO} = 19,72 \pm 2,11$ % poids). La teneur en PbO est plus faible que la teneur théorique en PbO radiogénique calculée (22,5 % poids) pour un âge de formation de 1805 Ma obtenu par les mesures isotopiques qui suivront.

Des traces en quantité non négligeables et constantes de K_2O ($0,22 \pm 0,05$ % poids) et de CaO ($1,83 \pm 0,53$ % poids) ont été mesurées. Des quantités très variables en S (de 0 à 0,78 % poids ; $0,11 \pm 0,12$ % poids) ont aussi été détectées.

L'incorporation du calcium se fait selon deux processus différents, marqués dans la (Figure III- 2) par des « trends » spécifiques :

(i) Un trend à plomb constant (pour une teneur de 9), interprétable comme un « trend » de cristallisation de l'uraninite, et où l'incorporation de Ca (at) ne dépend pas du support (marbre ou skarnoïde) mais semble être fonction de la température.

(ii) Le second trend résulte principalement d'une perte en plomb radiogénique à plomb pour des valeurs à calcium constante. Les échantillons très riches en calcium (Ca (at) <4) minoritaires sont le résultat de l'altération de l'uraninite par des mécanismes de substitution $\text{Pb}^{2+} - \text{Ca}^{2+}$ dans la structure de l'uraninite.

Ce mécanisme correspond dans le diagramme Pb-Ca à une diminution des teneurs en Pb pour des augmentations de teneurs en Ca (Figure III- 2) avec corrélativement des âges chimiques calculés plus jeunes (vers 1 000 Ma). Ce phénomène d'altération est

particulièrement marqué pour les uraninites des marbres par rapport à celles des skarnoïdes.

Le potassium ne montre de corrélation ni avec le calcium ni avec le plomb (Figure III-3). En revanche, les uraninites des skarnoïdes ont une très légère tendance à être plus riches en K. D'autres éléments mineurs sont présents en concentrations très variables tels que Na_2O ($0,03 \pm 0,04$ % poids), et SiO_2 ($0,02 \pm 0,05$ % poids).

Les teneurs en thorium sont par contre toujours en dessous des limites de détection (0,17% poids).

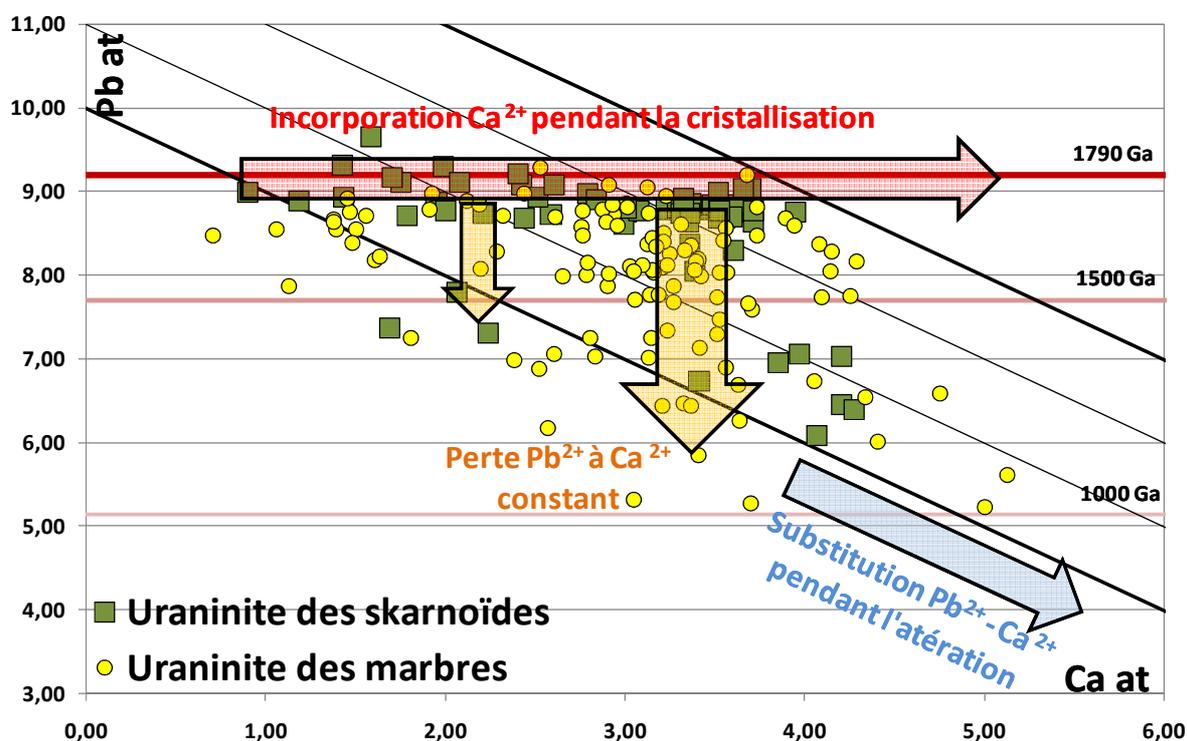


Figure III- 2 : Diagramme Ca (at) en fonction de Pb (at) pour les uraninites des marbres et skarnoïdes, et trends des processus intervenant dans l'incorporation du Ca.

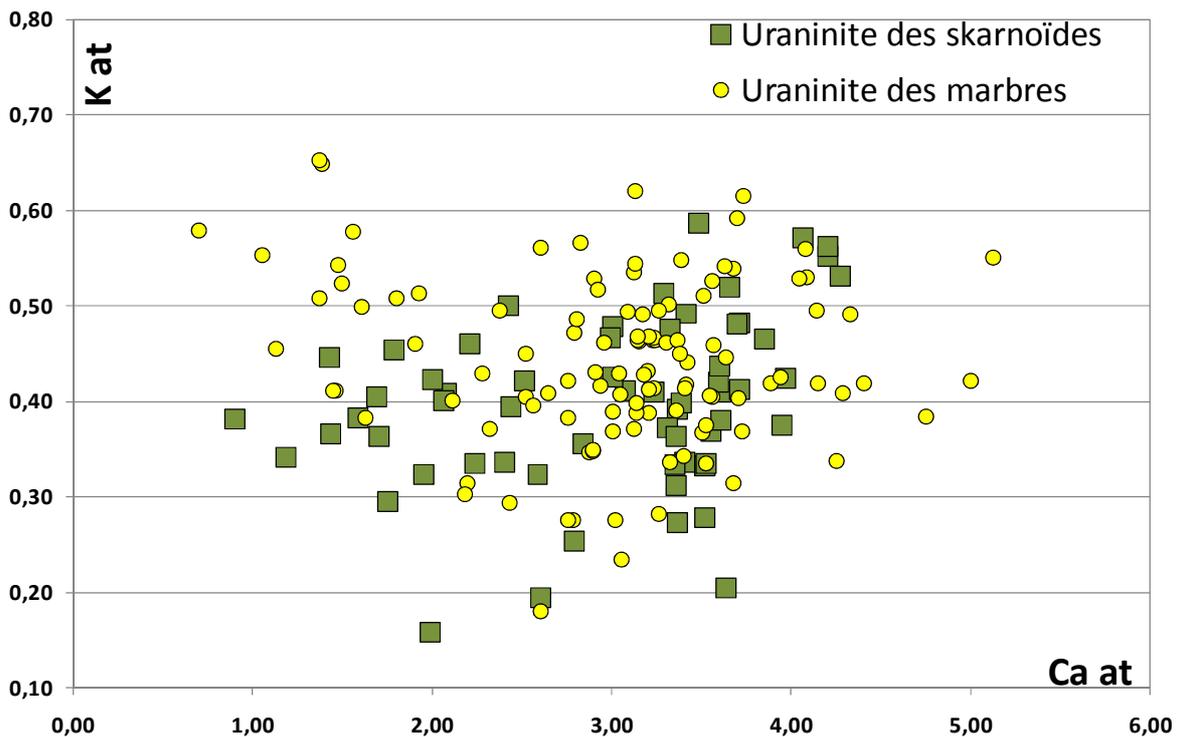


Figure III- 3 : Diagramme Ca (at) en fonction de K (at) pour les uraninites des marbres et skarnoïdes.

1.2. Spectre ETR des oxydes d'uranium

Les spectres ETR des uraninites « stratoïdes » sont dans l'ensemble très similaires avec des caractéristiques suivantes (Figure III- 4):

(i) Ils sont tous marqués par une anomalie négative en La ($La_{(N)}/Ce_{(N)}$ variant de 0,10 à 0,54).

(ii) Ils montrent un faible fractionnement marqué par une décroissance des terres rares légères vers les terres rares lourdes ($Ce_{(N)}/Lu_{(N)}$ variant de 1,13 à 19,56).

(iii) Ils présentent une très faible anomalie positive ou négative en Eu (Eu^* variant de 0,77 à 1,54)

(iv) La grande majorité montre une forme en cloche pour les terres rares légères centrée sur Pr-Nd.

Les différences s'expriment surtout par une variation de l'abondance globale en ETR de deux ordres de grandeurs ($342 < \Sigma ETR < 4\ 933$ ppm). On note en particulier que les uraninites associées au graphite et aux billes de matériel carboné sont les plus pauvres en ETR (342 à 686 ppm).

Le spectre de l'uraninite du skarnoïde B (CA-07-5C) qui est en fait de la minéralisation remobilisée se distingue par des anomalies positives en Sm, Eu et Gd qui sont plus typiques des spectres de type volcaniques (Bonhoure, 2007).

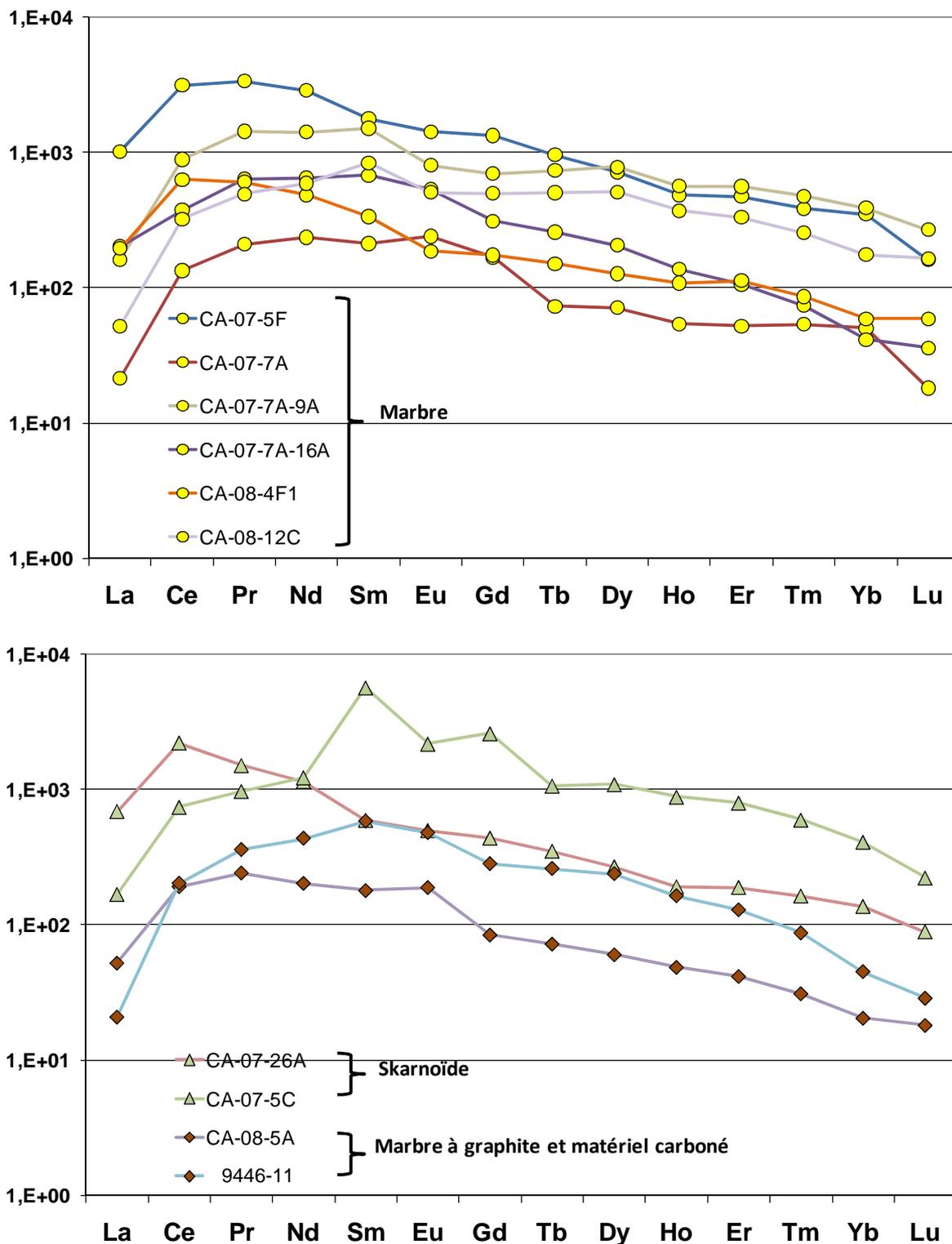


Figure III- 4 : Spectres des éléments de terres rares normalisés aux chondrites C1 des uraninites des marbres, des marbres associés au graphite et au matériel carboné, et des skarnoïdes.

2. Datations des oxydes d'uranium « stratoïdes »

2.1. Résultats

Malgré l'homogénéité apparente ainsi que la faible altération de ces uraninites, les mesures U/Pb n'ont donné que très peu de points concordants. On observe une diminution couplée des rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, sans fractionnement isotopique du plomb, comme le confirment les âges obtenus pour des points discordants proches des âges obtenus pour des points concordants.

L'âge le mieux défini par des points concordants et discordants est de 1804 ± 9 Ma pour l'échantillon CA-08-5A, qui correspond à l'échantillon de marbre dolomitique à graphite (Figure III- 5A). Les autres âges obtenus sont similaires avec des erreurs sur les âges plus ou moins grandes de 1802 ± 8 Ma pour CA-08-5C (Figure III- 5B), de 1815 ± 15 pour CA-07-7A (Figure III- 5C) et de 1801 ± 29 Ma pour CA-08-4F (Figure III- 5D).

Les oxydes d'uranium dits « remobilisés » (CA-07-5C) (Partie II.B.1) donnent un âge similaire aux autres minéralisations avec un âge relativement bien défini à 1801 ± 8 Ma malgré l'absence de points concordants.

2.1. Interprétations

L'âge U/Pb obtenu 1805 ± 5 Ma pour la minéralisation stratoïde est plus jeune que l'événement M2 (1826 ± 6 Ma), et comparable à l'âge de mise en place des pegmatites B' (1804 ± 3 Ma). Cette datation à elle toute seule ne permet pas de conclure sur une origine pré ou syn-métamorphe (Discussion B). Si l'U est pré-métamorphe, cet âge correspondrait soit à l'âge de fermeture du système U/Pb de l'uraninite après sa recristallisation lors du pic du métamorphisme soit à sa réouverture lors d'un deuxième pic thermique peut être synchrone des pegmatites B'.

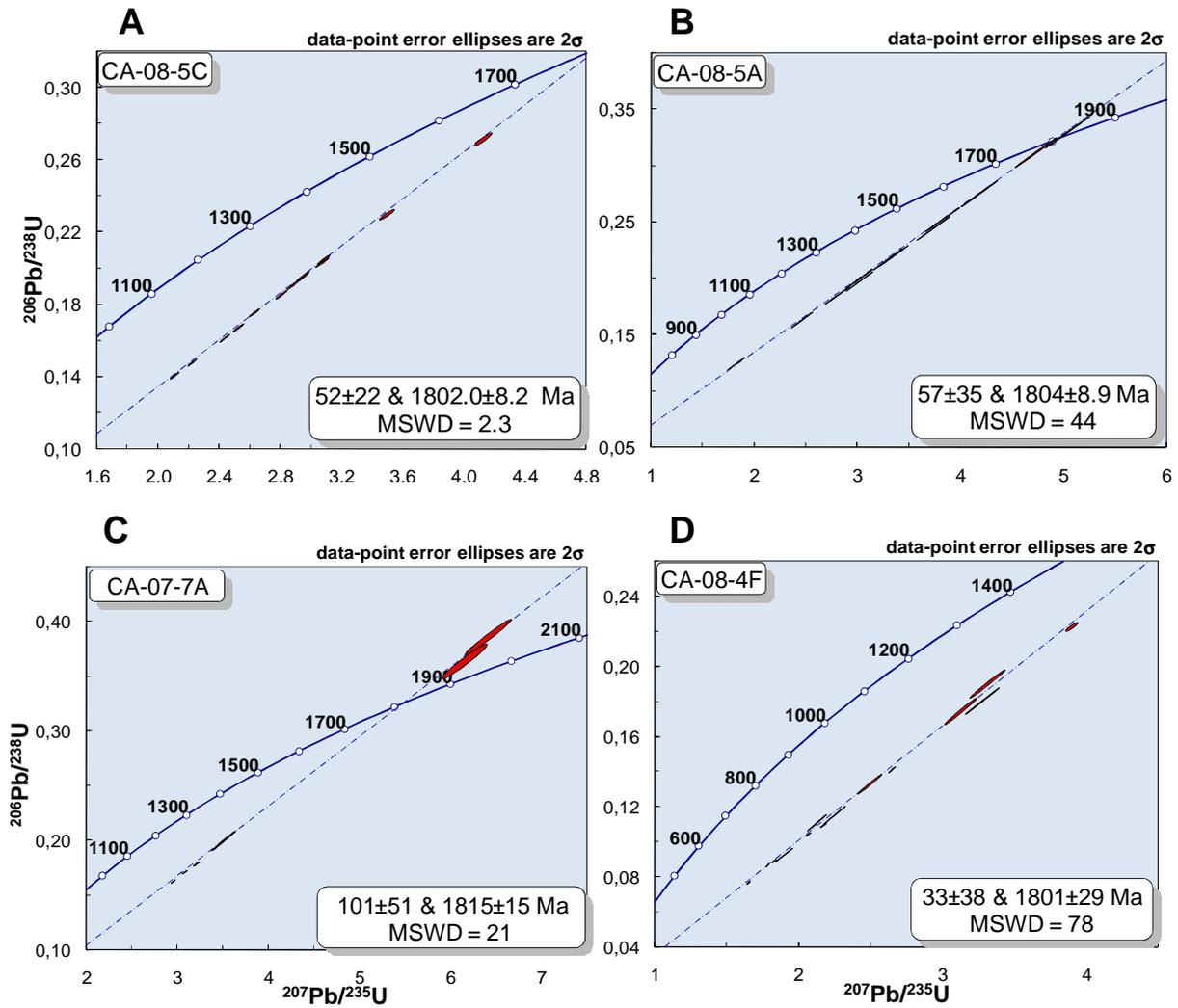


Figure III- 5 : Diagrammes Concordia sur les uraninites des minéralisations stratoïdes.

D. Les oxydes d'U des pegmatites

1. Eléments majeurs des oxydes d'U des pegmatites

L'analyse des uraninites à la microsonde électronique a permis de mettre en évidence plusieurs familles de minéralisations propres à chaque famille de pegmatites.

Les uraninites thorifères montrent un zoning chimique variable se manifestant en particulier par un enrichissement en Y du cœur vers la bordure des cristaux.

1.1. Oxydes d'U des pegmatites A'

Les uraninites de ce type de minéralisations présentent des caractéristiques géochimiques propres.

Deux types de minéraux riches en U et Th ont été mis en évidence : l'uraninite thorifère et l'uranothorite.

L'uraninite est thorifère avec des teneurs en ThO_2 de $8,39 \pm 0,29$ % poids. Les teneurs en CaO sont faibles et variables ($0,11 \pm 0,11$ % poids) (Figure III- 6) ainsi que les teneurs en K_2O ($0,22 \pm 0,04$ % poids). Elle contient des traces en Y_2O_3 ($0,55 \pm 0,11$ % poids).

L'uranothorite est majoritairement composée de SiO_2 ($18,35 \pm 0,32$ % poids), UO_2 ($27,39 \pm 1,50$ % poids), ThO_2 ($36,82 \pm 0,68$ % poids) avec des teneurs en plomb inférieures à la limite de détection (0,4 % poids) liées au problème de la métamictisation de ce type de minéral (Figure III- 7). Elle contient de relatives fortes teneurs en CaO ($2,38 \pm 0,29$ % poids), et de plus faibles teneurs en Y_2O_3 ($0,63 \pm 0,07$ % poids) et Al_2O_3 ($0,51 \pm 0,40$ % poids).

1.2. Oxydes d'U des pegmatites B

La minéralisation est exprimée presque exclusivement par de l'uraninite thorifère (absence de silicates de thorium et d'uranium) ce qui la rend unique par rapport aux autres générations de pegmatites (Figure III- 7). L'uraninite ici est parfois associée à de la bétafite. Les teneurs en UO_2 de la bétafite sont très fortes ($22,4 \pm 0,2\%$ poids) (Partie II.B.3.1.1).

Les uraninites des pegmatites B ont des compositions caractérisées par de fortes teneurs en Y_2O_3 ($5,02 \pm 0,56$ % poids) et Ce_2O_3 ($1,73 \pm 0,28$ % poids) ce qui permet de les différencier des autres minéralisations dans le diagramme $\text{Ce}_2\text{O}_3\text{-Y}_2\text{O}_3\text{-ThO}_2$ (Figure III- 8).

Les teneurs en ThO_2 sont relativement fortes et constantes ($6,36 \pm 0,62$ % poids). Elles sont également riches en silice (de 0 à 4,04 % poids) mais pauvres en CaO ($0,47 \pm 0,11$ % poids) (Figure III- 6). Des traces de K_2O ($0,17 \pm 0,04$ % poids) ont aussi été détectées.

1.3. Oxydes d'U des pegmatites C

La minéralisation étudiée dans ces pegmatites correspond à la minéralisation des pegmatites à poche quartzeuse avec un rapport Th/U faible (Partie II.B.3.1.2). Comme pour les pegmatites A', deux types de minéraux riches en U et Th ont été mis en évidence : l'uraninite thorifère et l'uranothorite.

L'uraninite est thorifère avec des teneurs en ThO_2 de $8,55 \pm 0,38$ % poids. Les teneurs en CaO sont faibles ($0,21 \pm 0,10$ % poids) ainsi que les teneurs en K_2O ($0,23 \pm 0,04$ % poids). Les cristaux montrent une zonation chimique en yttrium avec des teneurs croissant graduellement de 0,82 % poids à 1,31 % poids du cœur vers le bord du minéral.

L'uranothorite a une composition intermédiaire entre le pôle pur thorite et uranothorite, avec des teneurs en SiO_2 de $16,07 \pm 0,44$ % poids, en UO_2 de $13,63 \pm 2,30$ % poids, et en ThO_2 de $53,34 \pm 1,36$ % poids associées à des faibles teneurs en plomb ($3,24 \pm 0,57$ % poids) du fait de la forte métamictisation de ce type de minéral. Elle contient de fortes teneurs en Y_2O_3 ($1,60 \pm 0,33$ % poids) (Figure III- 7), en Al_2O_3 ($1,84 \pm 0,20$ % poids) et en FeO ($1,63 \pm 1,06$ % poids). Les teneurs en CaO sont faibles ($0,73 \pm 0,07$ % poids) (Figure III- 6) avec des traces de SO_2 ($0,07 \pm 0,06$ % poids).

1.4. Oxydes d'U des pegmatites D

Dans ces pegmatites, la minéralisation très uranifère est représentée par une uraninite thorifère avec des teneurs en ThO_2 de $4,41 \pm 0,90$ % poids. Les teneurs en CaO sont faibles ($0,35 \pm 0,26$ % poids) ainsi que les teneurs en K_2O ($0,22 \pm 0,06$ % poids). Les cristaux montrent un zonage chimique de croissance en yttrium avec des teneurs augmentant graduellement de 0,58 % poids à 1,15 % poids du cœur vers le bord du minéral (Figure III- 8).

Les teneurs en Y_2O_3 des uraninites des pegmatites D sont comparables à celles des pegmatites C et plus fortes que pour les uraninites A'. Par contre, elles sont légèrement plus pauvres en thorium par rapport à celle des pegmatites C ce qui explique leur localisation dans le diagramme Ce_2O_3 - Y_2O_3 - ThO_2 (Figure III- 8).

1.5. Interprétation

Pour les pegmatites, la composition en Y-Ce-Th des oxydes et silicates d'U-Th est très variable même à l'échelle d'un échantillon. Les pegmatites B sont remarquables par leur fort enrichissement en Y et Ce en accord avec leur paragenèse typique à allanite ± bétafite. Les teneurs en Y_2O_3 des uraninites des pegmatites D sont comparables à celles des pegmatites C et plus fortes que pour les uraninites A'. Ces observations confirment le lien entre les pegmatites D et C et leur parenté avec les pegmatites B.

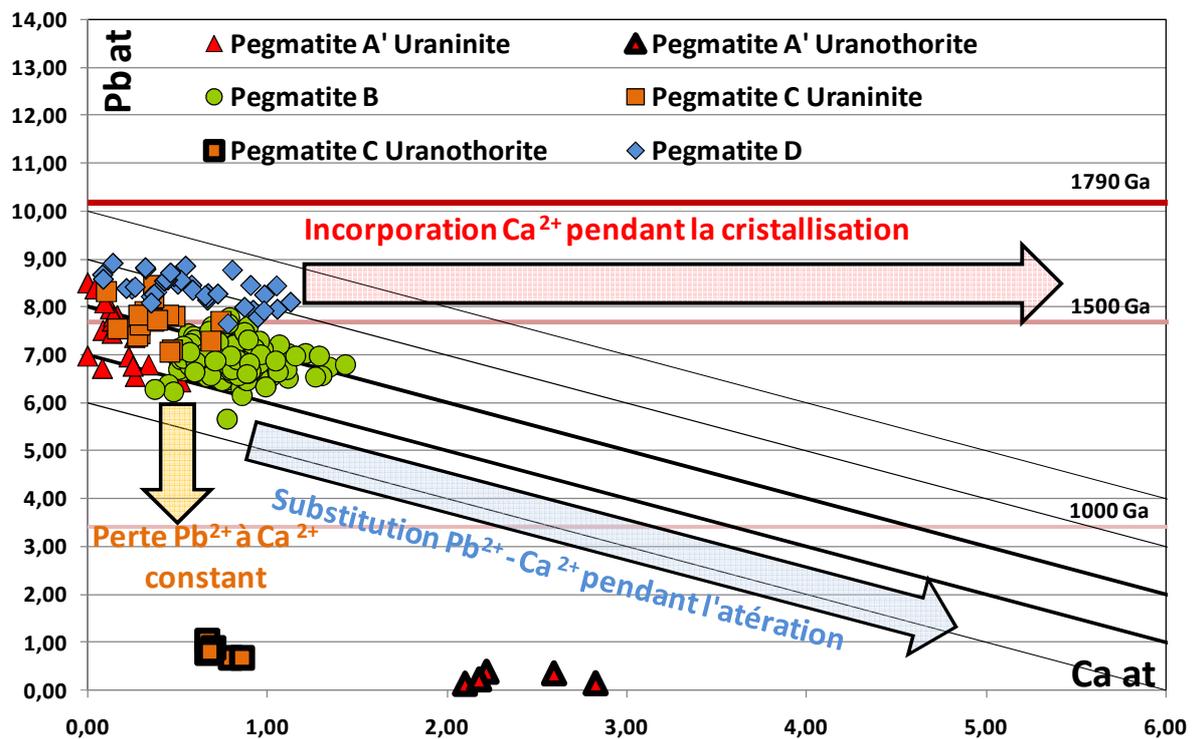


Figure III- 6 : Diagramme Ca (at) en fonction de Pb (at) pour les minéraux d'uranium des pegmatites.

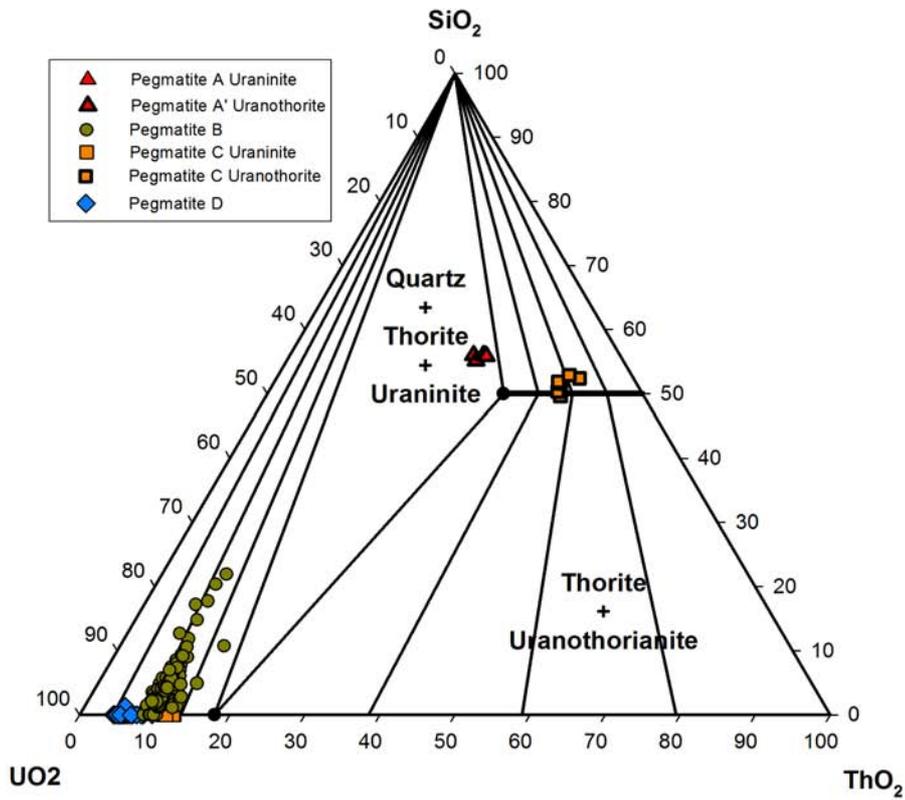


Figure III- 7 : Diagramme ternaire UO_2 - SiO_2 - ThO_2 pour les minéraux d'uranium des pegmatites, les domaines correspondent aux données expérimentales de Friedrich & Cuney (1987) à 800°C et 2 kbar.

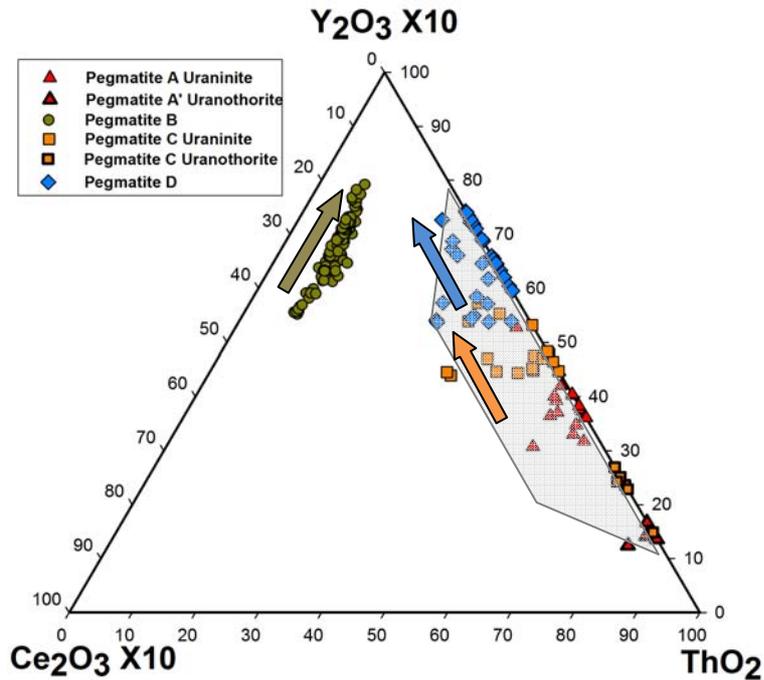


Figure III- 8 : Diagramme ternaire Ce_2O_3 - Y_2O_3 - ThO_2 pour les minéraux d'uranium des pegmatites. Le figuré grisé indique les valeurs en Ce_2O_3 mesurées inférieures mais proches de la limite de détection. Les flèches représentent les tendances à l'intérieur des cristaux.

E. Les oxydes d'U des « skarns s.l. »

1. Eléments majeurs des oxydes d'U des « skarns s.l. »

L'uraninite thorifère et l'uranothorianite sont les deux grandes familles de minéraux d'uranium identifiées dans les « skarns s.l. ».

Les uraninites thorifères montrent un zoning chimique variable se manifestant par un enrichissement en Y du cœur vers la bordure des cristaux.

1.1. GASC et skarnoïde (Indice Bocamp)

La minéralisation est représentée par des uranothorianites avec des teneurs en UO_2 de $53,80 \pm 1,56$ % poids, en PbO de $17,30 \pm 0,20$ % poids et en ThO_2 de $24,21 \pm 1,93$ % poids. Les teneurs en CaO , K_2O sont très faibles ($0,15 \pm 0,07$; $0,13 \pm 0,04$ % poids), et celles en SiO_2 sont généralement sous la limite de détection (0,05 % poids). Les teneurs en Y_2O_3 sont relativement constantes ($0,31 \pm 0,05$ % poids) et plus basses que pour les pegmatites C et D (Figure III- 10).

1.2. Quartz fumé et endoskarn 2 recoupant pegmatite A (7%)

La minéralisation est représentée par des uraninites de composition assez homogène avec des faibles teneurs en ThO_2 comparées à celles des skarns 1 ($3,47 \pm 0,41$ % poids). Les teneurs en calcium (de 0 à 1,38 % poids CaO) sont liées à la fois à son incorporation lors de la cristallisation de l'uraninite et aux processus d'altération (Figure III- 9). Les teneurs en Y_2O_3 (comparables à celle des skarn 1), SiO_2 et K_2O sont faibles ($0,26 \pm 0,07$, $0,150 \pm 0,15$ et $0,22 \pm 0,04$ % poids respectivement), (Figure III- 11).

1.3. Marbre à U-Th (7%)

La minéralisation est représentée par des uraninites légèrement plus riches en ThO_2 ($5,67 \pm 0,42$ % poids) comparativement aux minéralisations recoupant la pegmatite A (Figure III- 10). Les teneurs en CaO sont légèrement plus fortes ($0,72 \pm 0,05$ % poids) tandis que celles en Y_2O_3 sont les plus faibles de toutes les minéralisations à U-Th (de 0 à 0,15 % poids, Figure III- 10 et Figure III- 12).

1.4. Skarn 1 proche des pegmatites D (Davis Inlet)

La minéralisation est représentée par des uraninites de composition assez homogène avec de fortes teneurs en ThO_2 ($6,35 \pm 2,09$ % poids). Les teneurs en calcium (de 0 à 1,34 % poids CaO) ne sont pas corrélées avec celles en plomb constant impliquant son incorporation variable entre les différents échantillons lors de la cristallisation de l'uraninite (Figure III- 9). Par contre, la présence de SiO_2 (de 0 à 2,45 % poids) est liée à l'altération (Figure III- 11). Les teneurs en Y_2O_3 sont très variables (0,17 à 0,75 % poids) et comparables aux valeurs mesurées dans les pegmatites C & D, tandis que K_2O est en traces ($0,20 \pm 0,04$ % poids), (Figure III- 10).

1.5. Skarn 1 au contact avec la Peg D (Davis Inlet)

Trois types de minéraux riches en U et Th ont été mis en évidence : des minéraux appartenant à la solution solide uraninite – uranothorianite, de l'uranothorite et de la thorite provenant de l'altération de l'uranothorianite. La solution solide a aussi été observée au sein de l'échantillon CA-07-9A (Partie II.D.4).

Pour les minéraux appartenant à la solution solide, la teneur en ThO_2 varie de 3,43 à 40,43 % poids et celle en PbO de 14,78 à 19,75 % poids. Une partie de la perte en Pb est attribuée à l'altération et à son remplacement par du calcium qui varie de 0 à 1,44 % poids (Figure III- 9). La silice varie de 0 à 1,55 % poids et semble remplacer l'uranium dans la structure du minéral (Figure III- 11).

Les uraninites thorifères sont riches en Y_2O_3 et en Ce_2O_3 ($1,94 \pm 0,3$ et $0,22 \pm 0,04$ % poids) alors que les uranothorianites sont plus pauvres avec des valeurs de $0,22 \pm 0,04$ et 0 % poids respectivement (Figure III- 12).

Ces uraninites sont enrichies en Y_2O_3 et en Ce_2O_3 par rapport aux valeurs mesurées dans les pegmatites C & D.

L'uranothorite a une composition intermédiaire entre le pôle pur thorite et l'uranothorite, avec $22,95 \pm 1,17$ % poids SiO_2 , $11,53 \pm 0,83$ % poids UO_2 , $55,44 \pm 2,30$ % poids ThO_2 et de faibles teneurs en PbO (0 à 1,63 % poids). Les teneurs en CaO sont fortes ($4,29 \pm 0,68$ % poids), et faibles en SO_2 ($0,19 \pm 0,07$ % poids) et Al_2O_3 ($0,31 \pm 0,06$ % poids).

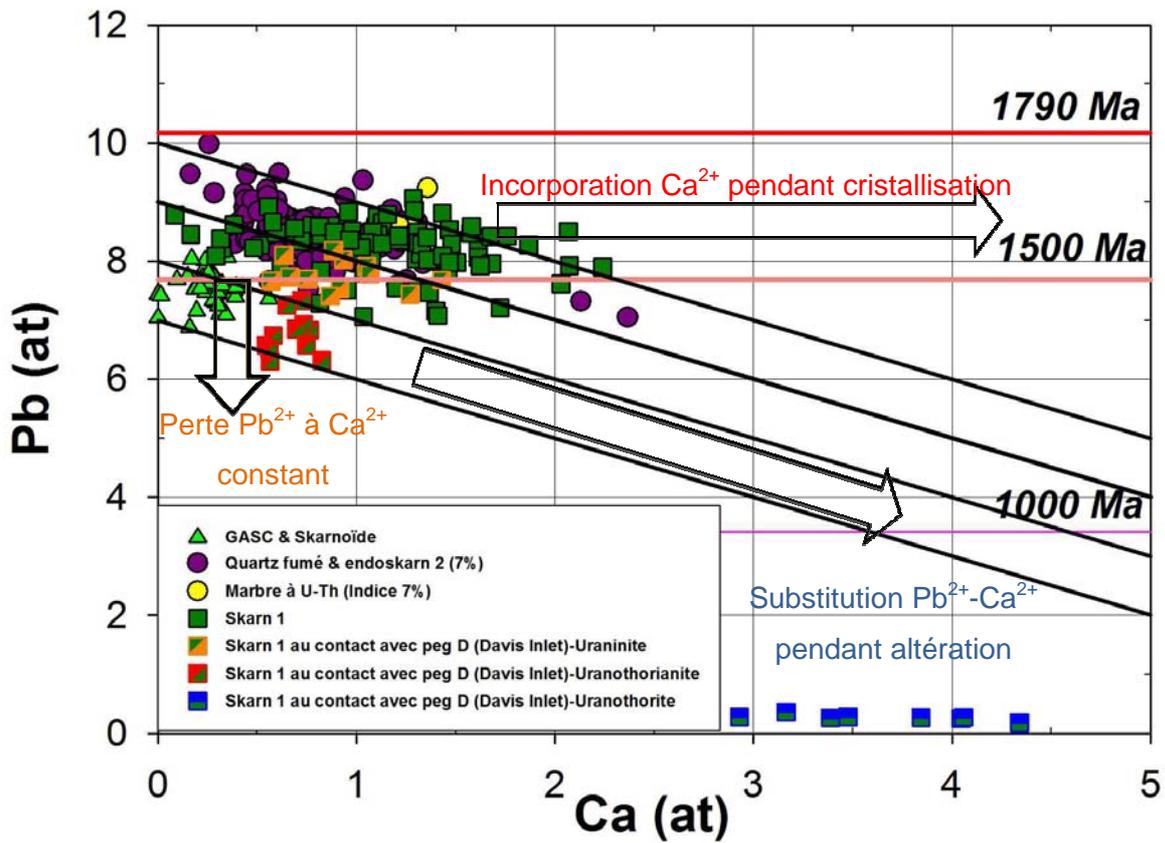


Figure III- 9 : Diagramme Ca (at) en fonction de Pb (at) pour les minéraux d'uranium des skarns.

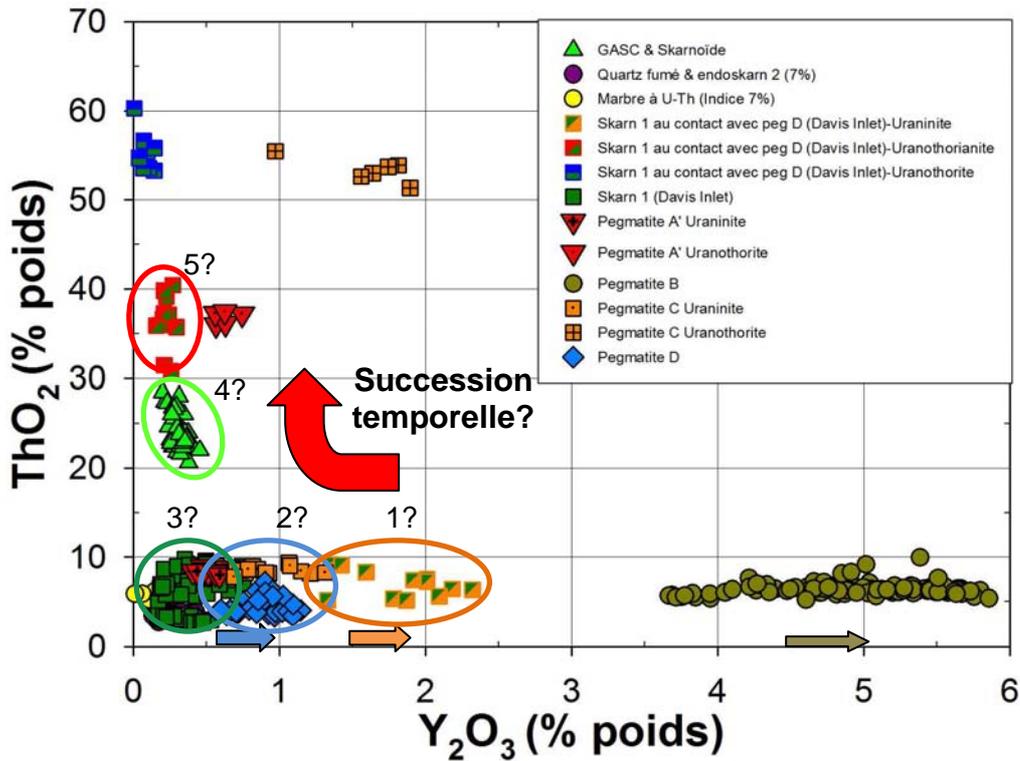


Figure III- 10 : Diagramme ThO₂ en fonction d'Y₂O₃ pour les minéraux d'uranium des skarns et des pegmatites.

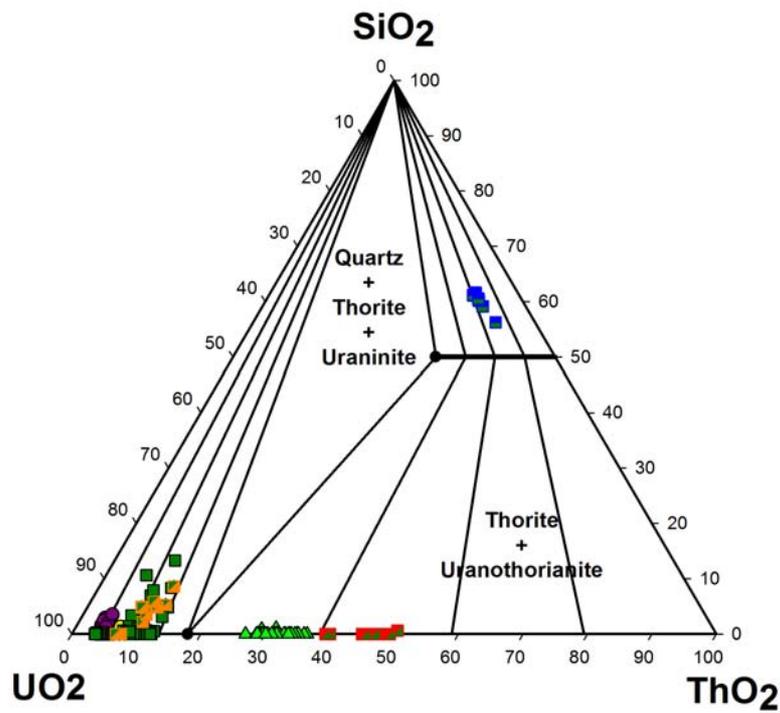


Figure III- 11 : Diagramme ternaire UO_2 - SiO_2 - ThO_2 pour les minéraux d'uranium des skarns, les domaines correspondent aux données expérimentales de Friedrich et Cuney (1987) à 800°C et 2 kbar.

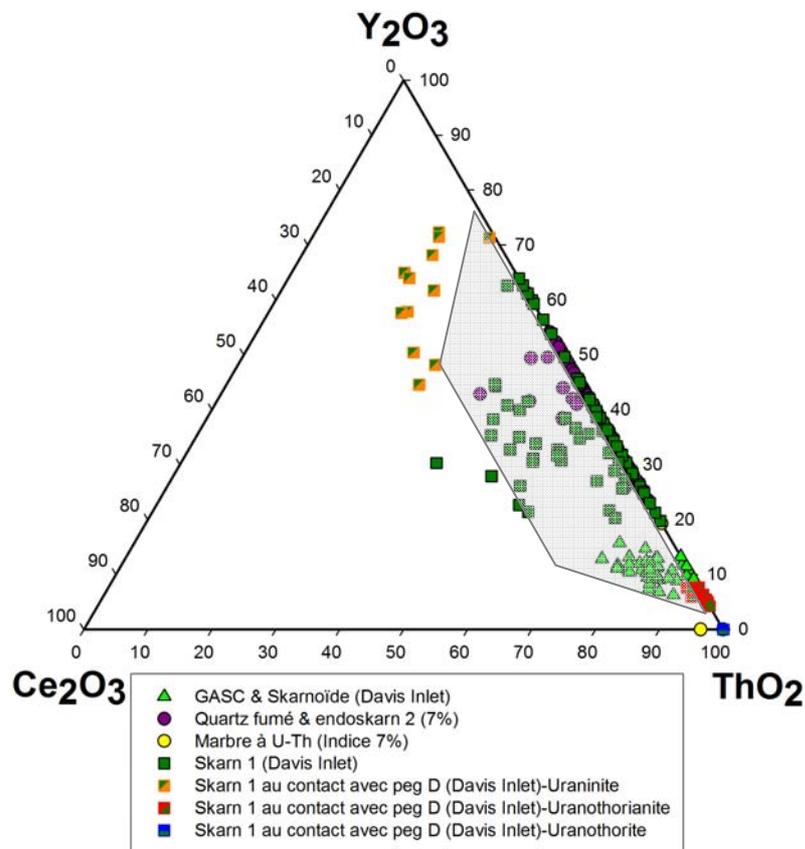


Figure III- 12 : Diagramme ternaire Ce_2O_3 - Y_2O_3 - ThO_2 pour les minéraux d'uranium des skarns. Le figuré grisé indique les valeurs en Ce_2O_3 mesurées inférieures mais proches de la limite de détection.

1.6. Conclusions

La composition en Y-Ce-Th des oxydes d'U-Th des skarns 2 du district de Cage est variable (à l'échelle du cristal et même de l'échantillon) allant des d'uraninites thorifères riches en Y (et en moindre proportion en Ce) en passant par des uraninites thorifères relativement pauvres en Y et en Ce jusqu'à des uranothorianites pauvres en Y et en Ce. Cette tendance pourrait être liée à une évolution du chimisme des fluides liée à une succession temporelle.

2. Spectres ETR des oxydes d'U des « skarns s.l. »

Les spectres ETR de toutes les oxydes d'uranium de l'indice 7% incluant ceux localisés dans le marbre, dans les GASC et skarnoïdes ont une signature de type magmatique (Figure III- 13) semblable à celles des uraninites de Rössing, caractérisées par un faible fractionnement global $Ce_{(N)}/Lu_{(N)}$ de 1,13 à 10,13, de fortes abondances en ETR totale (ΣETR de 2 364 à 8 420 ppm) et une anomalie négative en europium (Eu^* de 0,09 à 0,32).

Les teneurs en ETR des oxydes d'uranium des skarns 1 et des GASC (5 014 à 8 420 ppm) sont légèrement plus élevées comparativement à celles des autres minéralisations (2 364 à 4 975 ppm) en particulier pour les ETR légères.

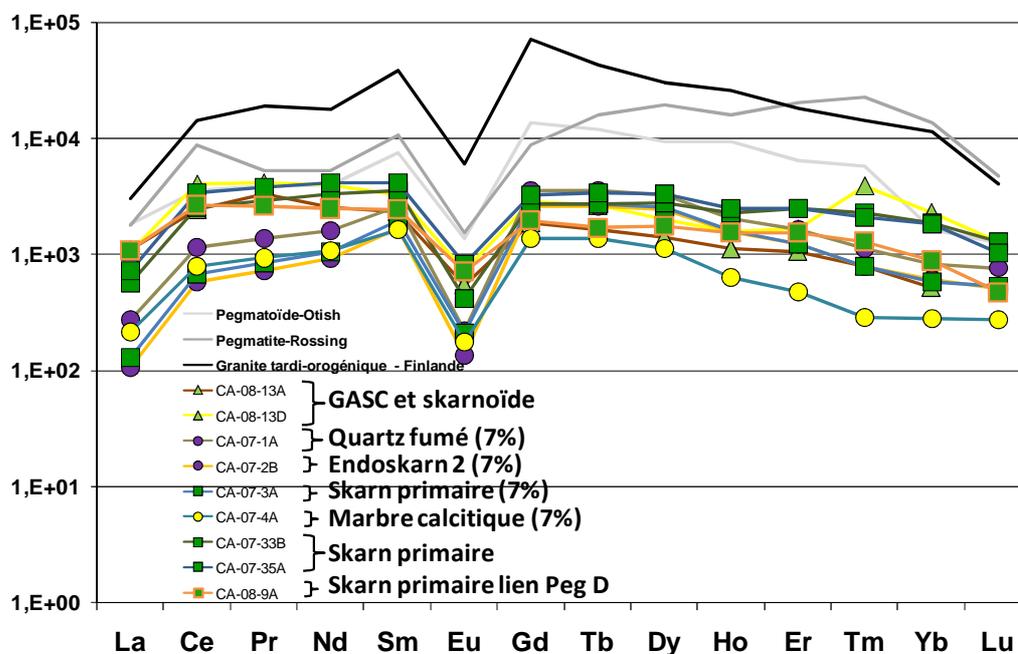


Figure III- 13 : Spectres des éléments de terres rares normalisés aux chondrites C1 des minéraux d'uranium dans les skarns « s.l. ».

3. Datation U/Pb des oxydes d'U des « skarns s.l. »

3.1. Résultats

Tous les âges ont été obtenus à partir du calcul de l'intercept supérieur de discordia dans les diagrammes Concordia. Les intercepts inférieurs sont tous proches de zéro aux erreurs près. Ces résultats montrent que les échantillons n'ont essentiellement enregistré que l'événement correspondant à la cristallisation des oxydes d'uranium, avec ensuite une diffusion plus ou moins importante du plomb radiogénique, indiquée par le degré de discordance plus ou moins important des compositions isotopiques selon les échantillons.

Le degré de discordance n'a pas pu être relié à des phénomènes d'altération ou à des départs de plomb. L'examen au MEB, couplé aux analyses à la microsonde électronique, indiquent que les zones datées sont fraîches et non altérées. Il est probable que des phases d'altération très fines, non décelables au MEB et à la microsonde électronique, soient responsables de ces degrés de discordances variables.

3.1.1. GASC et skarnoïde (Indice Bocamp)

L'âge pour l'uranothorianite de l'indice Bocamp CA-08-13A définit un âge-sub-concordant 1772 ± 12 Ma (Figure III- 14A). Cet âge est équivalent à celui d'une uranothorianite (1779 ± 27 Ma) d'un échantillon (CA-08-13D) provenant du même affleurement (Figure III- 14B). Malgré l'apparente similitude pétrographique et géochimique de ces deux uranothorianites, l'absence de points concordants pour l'uranothorianite CA-08-13D explique la forte incertitude pour l'âge obtenu (27 Ma).

3.1.2. Endoskarn 2 recoupant pegmatite A (7%)

Malgré l'absence de points concordants, l'âge de 1787 ± 12 Ma est relativement bien défini (Figure III- 14C). Encore, une fois l'absence de points concordants n'est pas reliée à des phénomènes d'altération visible.

3.1.3. Skarn 1 (7%)

L'âge de cet échantillon de skarn 1 (CA-07-3A) de 1773 ± 19 Ma est relativement bien défini par des points sub-concordants. La localisation d'un point très au dessus de la Concordia peut être imputé à un gain local de plomb radiogénique par redistribution au sein du cristal (Figure III- 14D).

3.1.4. Marbre à U-Th (7%)

La datation de cette minéralisation unique à U-Th dans un marbre est très mal définie par des points très discordants (aucune trace visible d'altération) même si l'incertitude sur l'âge 1793 ± 21 Ma est relativement satisfaisante (Figure III- 14E).

3.1.5. Skarn 1 (Davis Inlet %)

Les uraninites thorifères du skarn 1 (CA-07-33B) ont fourni l'âge sub-concordants le mieux défini à 1789 ± 9 Ma (Figure III- 14F).

Pour cet échantillon, la présence de points très au dessus de la Concordia peut être encore imputée à un gain local de plomb radiogénique par redistribution au sein du cristal.

3.2. Interprétations

Les datations des minéralisations dans les GASC et skarnoïdes de l'indice Bocamp ont fourni des âges similaires de 1772 ± 12 Ma et 1779 ± 27 Ma ce qui peut être interprété comme le même épisode minéralisateur.

Toutes les minéralisations de l'indice 7% y compris le marbre à U-Th, ont des âges compatibles avec cet épisode minéralisateur de 1787 ± 12 Ma, 1773 ± 19 Ma, et 1793 ± 21 Ma. Il en est de même pour les minéralisations dans les skarns 1 de Davis Inlet avec un âge de 1789 ± 9 Ma.

En considérant que toutes les minéralisations à U-Th dans les « skarns s.l. » (et l'exception du marbre) correspondent à un épisode de circulation de fluides hydro-magmatiques en relation avec la mise en place des pegmatites tardives C et D, toutes ces datations sont compatibles et donnent un intervalle d'âge entre 1780 Ma et 1784 Ma (Figure III- 15).

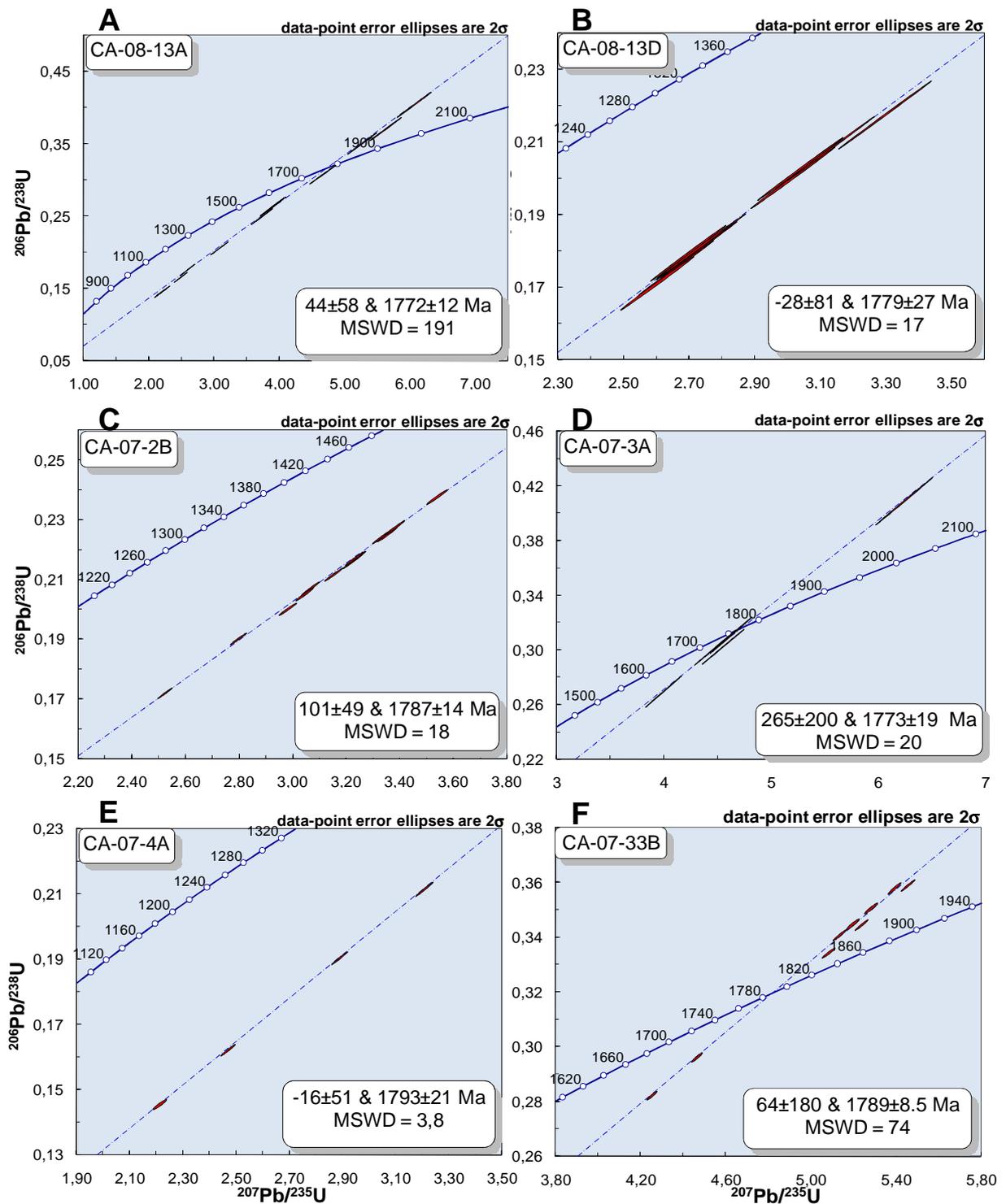


Figure III- 14 : Représentation des données isotopiques U-Pb mesurées sur les oxydes d'uranium de la minéralisation dans les « skarns s.l » dans des diagrammes Concordia.

4. Ages des molybdénites associés aux minéralisations

4.1. Résultats

Deux types de molybdénite sont associés aux deux types de minéralisations uranifères. L'étude pétrographique a montré que la molybdénite est postérieure à chacun des types de minéralisation uranifère (Partie II.B.2.1). Des mesures isotopiques en Re/Os (Figure III- 15) ont été entreprises avec pour objectif de différencier les deux types de minéralisation d'un point de vue temporel et géochimique.

Une seule molybdénite (riche en Se) associée à la minéralisation de type « stratoïde » a été analysée. La minéralisation est localisée dans un marbre impur riche en U-V-Mo (CA-07-26A). Ses teneurs en Re et Os sont relativement faibles (Figure III- 15) avec des rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ élevés (997,82) définissant un âge de 1759 ± 37 Ma. Cet âge est plus jeune que l'âge U/Pb déterminé sur les oxydes d'uranium.

Deux types de molybdénite peuvent être distingués (sans Se), associés aux minéralisations à U-Th dans les skarns 1 (Partie II.D.3):

- les molybdénites dans les skarns 1 de l'indice 7% (Figure III- 15) avec de très faibles teneurs en Re et Os et de faibles rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (69,16) donnant un âge très mal défini à 1748 ± 61 Ma.

- les molybdénites d'un skarn 1 de Davis Inlet (CA-07-35A) et d'une pegmatite (CA-07-28A) sans critère de datation relative par rapport à l'histoire de la déformation.

Ces molybdénites ont des teneurs en Re et en Os extrêmement fortes, en particulier pour la pegmatite avec des rapports élevés $3974,31 < ^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} < 3\,711\,795$. Les âges obtenus pour le skarn 1 et la pegmatite sont donc assez précis 1787 ± 21 et 1751 ± 30 Ma.

4.2. Interprétations

En conclusion, l'épisode tardif à molybdénite est circonscrit entre 1781 et 1766 Ma (Figure III- 15) soit identique à légèrement postérieur à l'épisode à U-Th (1784-1780 Ma).

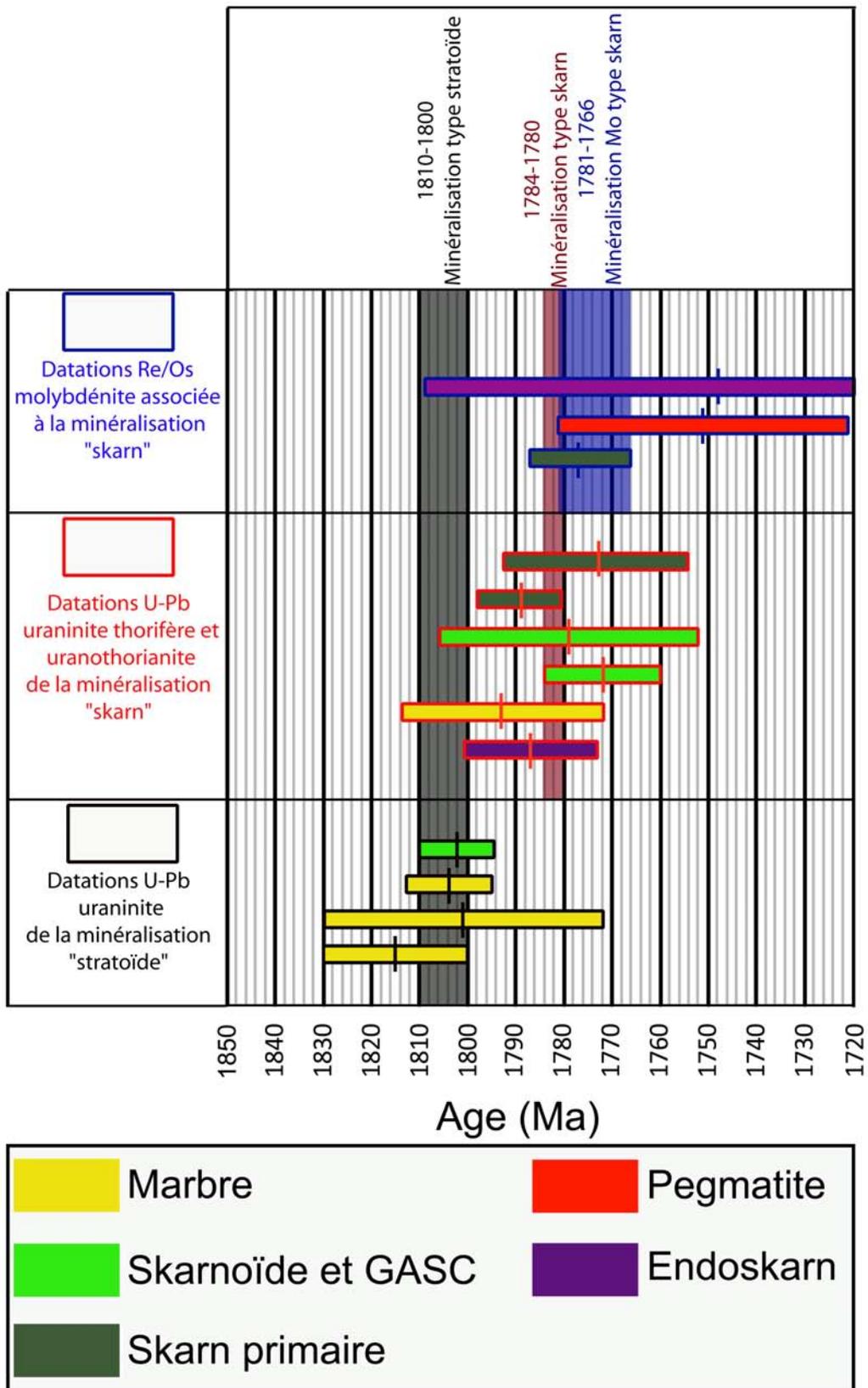


Figure III- 15 : Récapitulatif des datations U/Pb des oxydes d'uranium et Re/Os des molybdénites pour les deux types de minéralisations

F. Géochimie des isotopes stables (O) des silicates des skarns 1 et 2, et des pegmatites

Une étude isotopique sur les silicates des skarns 1, 2 et des pegmatites a été entreprise dans le but de préciser les relations génétiques entre ces différents objets en particulier le rôle joué par les pegmatites tardives dans la formation des skarns 2 et des minéralisations associées. Ces études isotopiques ont été réalisées au laboratoire de Rennes en collaboration avec P. Boulvais suivant le protocole expérimental décrit en Annexes (B.2).

1. Géochimie des isotopes stables (O) des pegmatites

Différents silicates de deux pegmatites D, l'une quartzofeldspathique (CA-08-5G) et l'autre holofeldspathique (CA-08-13G), ont été analysés (Tableau III- 1).

Les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ de 12,5 ; 10,8 et 7,4‰ pour le quartz, le feldspath potassique et la biotite de la pegmatite CA-08-5G indiquent que les équilibres entre ces minéraux sont de hautes températures (500°C à partir des équations de fractionnement de Zheng, 1999).

Ces équilibres de hautes températures (mise à part la muscovite qui a une composition isotopique légèrement plus élevée) sont aussi confirmés pour la pegmatite (CA-08-13G), par des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ de 13,7 ; 12 et 11‰ pour le quartz, le feldspath potassique et la muscovite respectivement.

2. Géochimie des isotopes stables (O) des skarns 1

La valeur en $\delta^{18}\text{O}$ du granite A' n'a pas fait l'objet de cette étude. Les granites ont en général des $\delta^{18}\text{O}$ légèrement inférieurs à ceux des pegmatites. La composition isotopique des pegmatites obtenus par l'analyse des quartz est de 12,5 et 13,7‰. Une valeur de 12‰ sera attribuée pour la composition isotopique $\delta^{18}\text{O}$ du granite.

2.1. Formation des « encaissants » des minéralisations

2.1.1. Skarn 1 proche du granite (Davis Inlet)

La composition isotopique $\delta^{18}\text{O}$ du diopside des skarns 1 (CA-08-33B) est de 11,2‰ (Tableau III- 1). Ce skarn 1 est très proche de l'intrusion granitique (inférieur à 10 mètres) et

il a été suggéré que ce granite soit à l'origine de la formation de ces skarns 1 à partir d'une observation d'un skarn 1 produit au contact avec ce granite (Figure I- 74).

Un fluide issu de ces granites en équilibre avec les skarns 1 pour des températures de 500°C-700°C (gamme de température à laquelle se forment les skarns 1 ; Wanatabe, 1960) aurait une valeur en $\delta^{18}\text{O}$ d'environ 8‰-9‰ ce qui est légèrement différent de la valeur en $\delta^{18}\text{O}$ de 10,1‰ mesurée dans le skarn 1.

En considérant une valeur de $\delta^{18}\text{O}$ pour les marbres de 22‰, il apparaît très probable que ces skarns 1 soient le résultat de l'interaction entre un granite et un marbre le long d'un profil de circulation de fluides par des phénomènes d'advection. La faible différence de $\delta^{18}\text{O}$ entre les deux réactifs (environ 1 ‰) est en accord avec la proximité de l'intrusion granitique.

2.1.2. GASC minéralisé à U-Th (Indice Bocamp)

Le GASC analysé (CA-08-13A) forme un banc massif de 3 à 4 mètres d'épaisseur intercalé dans des marbres dolomitiques à proximité de la pegmatite D holofeldspathique et d'un granite A'.

Ce GASC a une minéralogie comparable à celle des skarns 1 (diopsidite ferrifère). Il est de plus recoupé par les filonnets de skarns 2 (Partie II.D.4) en relation avec la mise en place de la minéralisation à U-Th.

La valeur en $\delta^{18}\text{O}$ mesurée pour le diopside de ce GASC est de 11,2‰ comparable aux valeurs obtenues pour les skarns 1 et très inférieure aux valeurs mesurées (>20‰ avec une seule valeur de 15‰) dans les marbres et dans les skarnoïdes tout particulièrement (Partie I).

Il est théoriquement possible d'obtenir de faibles valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ par des phénomènes très poussés d'équilibration-décarbonatation. Cependant, il est plus probable que ce soit le résultat d'une interaction avec des fluides similaires à ceux à l'origine des skarns 1. Cette interaction permettrait d'expliquer de plus l'enrichissement en FeO dans cette roche (2,84 % poids) et de plus en accord avec la présence proche (10 m) d'un granite A' similaire à celui de Davis Inlet.

2.2. Expressions hydrothermales skarn 2

2.2.1. Skarn 2 proche pegmatite D

a. Skarn 1 recoupé par skarn 2

Les skarns 1 de Davis Inlet (CA-08-33B) sont recoupés par des veines de skarns 2 à phlogopite et trémolite avec des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ de 9,2‰ et 10,7‰. Une pegmatite provenant du secteur de Davis Inlet (mais éloignée d'une centaine de mètres) du skarn 1 a une valeur en $\delta^{18}\text{O}$ de 12,5‰ (Tableau III- 1).

b. GASC recoupé par skarn 2

Le GASC (CA-08-13A) est recoupé par des veines à trémolite et quartz avec des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ mesurées de 11 et 14,2‰. La pegmatite D à proximité (quelques mètres) de ce GASC a une valeur en $\delta^{18}\text{O}$ de 13,7‰ (Tableau III- 1).

c. Interprétations

La composition isotopique de ces veines n'est pas compatible avec celle de pegmatites étudiées (les équilibres calculés correspondent à des températures de 800°C non réalistes). Ces veines ont des compositions isotopiques compatibles avec un fluide pegmatitique mais qui aurait échangé isotopiquement avec un réservoir à haut degré de $\delta^{18}\text{O}$ tels que les marbres. Cette interaction expliquerait les faibles fractionnements quartz-actinolite et quartz-phlogopite.

Ce résultat implique que les fluides à l'origine des veines n'ont pas imposé leur signature isotopique, en relation avec des rapports fluides-roches qualitativement modérés.

Par contre, la valeur en $\delta^{18}\text{O}$ du quartz des veines (14,2‰) est proche de celle des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ du quartz des pegmatites (13,7‰). La légère différence pourrait être liée à la mise en place des veines de quartz pour de plus faibles températures.

2.2.2. Skarn 2 sans pegmatite D à proximité (7%)

Les veines de quartz fumés minéralisées de l'indice 7% (Partie II) ont des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ de 14,8 et 15,4‰ légèrement supérieures à celles des pegmatites (13,7 et 12,5‰), voir le Tableau III- 1. Ce résultat peut être lié soit au phénomène d'échange isotopique avec un réservoir à haut degrés de $\delta^{18}\text{O}$ soit à la formation de ces veines à de plus faibles

températures. Ce dernier phénomène est en accord avec le caractère tardif des veines à quartz minéralisé (Partie II.D.2.3).

3. Conclusions

Les résultats isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ pour les skarns 1 confirment que ces roches se sont probablement formées par interaction avec l'intrusion granitique proche (quelques mètres).

Par contre, il semble que le GASC minéralisé possède la même signature isotopique confirmé par la minéralogie similaire de ces deux roches (diopside ferrifère). Cette signature est très différente de celle observée pour les skarnoïdes ($\delta^{18}\text{O}$ élevé) accompagnant la minéralisation de type stratoïde (Partie I).

La formation de ces encaissants calco-silicatés par interaction avec des fluides ayant une parenté avec les granites semble être le processus préparateur de l'événement minéralisateur.

Cet événement minéralisateur est accompagné par les événements hydrothermaux skarn 2 spatialement liés aux pegmatites D. Les résultats isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ semblent démontrer que les veines ont des compositions compatibles avec celles des pegmatites D mais ont préalablement interagi avec un réservoir à haut degré de $\delta^{18}\text{O}$.

Cette observation indique que les fluides n'ont pas exprimé leur signature isotopique impliquant des rapports fluides-roches modérés.

$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Pegmatite				Encaissant (sk1 & GASC)	Veines (sk 2)			
	N° échantillon	Qtz _(Mag)	FdK	Bt	Ms	Dps	Act	Phl	Qtz
	CA-07-33B	-	-	-	-	10,1	10,7	9,2	-
	CA-08-13A	-	-	-	-	11,2	11,0	-	-
	CA-08-5G	12,5	10,8	7,4	-	-	-	-	-
	CA-08-13G	13,7	12,0	11,0	-	-	-	-	-
	CA-08-13H	-	-	-	-	-	-	-	14,2
	CA-07-1A	-	-	-	-	-	-	-	14,8
	CA-07-2B	-	-	-	-	-	-	-	15,4

Tableau III- 1: Isotopes stables (O) des silicates des pegmatites, encaissants calco-silicatés, veines.

G. Géochimie des isotopes radiogéniques (Rb-Sr et Sm-Nd)

Une étude sur les isotopes radiogéniques Rb-Sr et Sm-Nd a été menée dans le but de tracer les échanges entre les différentes lithologies (marbre & skarnoïde – skarn - pegmatite). Chaque famille représente des réservoirs indépendants avec une composition isotopique propre. Les analyses ont été réalisées au laboratoire du CRPG et pour une partie à l'Université de Rome en collaboration avec J. Bonhoure suivant le protocole expérimental décrit en Annexes. Le principe d'utilisation de ces isotopes ainsi que les équations utilisées sont indiquées en Annexes 3.

1. Marbres et skarnoïdes

1.1. Géochimie des isotopes radiogéniques (Rb-Sr)

Les marbres purs calcitiques sont plus riches en Sr (135 et 108 ppm) par rapport au marbre purs dolomitiques (53 et 54 ppm). Les teneurs en Rb sont faibles (1 et 2 ppm) pour les marbres purs calcitiques et de 4 et 3 ppm pour les marbre purs dolomitiques.

Les teneurs en Sr pour les marbres impurs varient entre 101 et 196 ppm (plus forte valeur pour le marbre impur calcitique) avec un moyenne de 140 ± 37 ppm. Les teneurs en Rb sont par contre plus fortes de 11 à 74 ppm (36 ± 25 ppm).

Les valeurs les plus fortes en Sr et Rb (208 et 153 ppm) ont été mesurées pour un échantillon de skarnoïde A (CA-08-5A Skn).

La composition isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ des marbres et skarnoïdes (recalculée pour 1,9 Ga) est variable allant de 0,7035 à 0,7104 ($0,7082 \pm 0,0021$). Certains marbres en particulier les marbres purs dolomitiques (0,7104 et 0,7102) ont des compositions isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ légèrement supérieures aux compositions relevées pour les marbres du Paléoprotérozoïque Supérieur (Figure III- 18) comprises entre 0,7030 à 0,7090 (Veiser, 1989). Un échantillon de skarnoïde A est légèrement moins radiogénique que les valeurs de référence de l'eau de mer au Paléoprotérozoïque impliquant une perte pendant le métamorphisme.

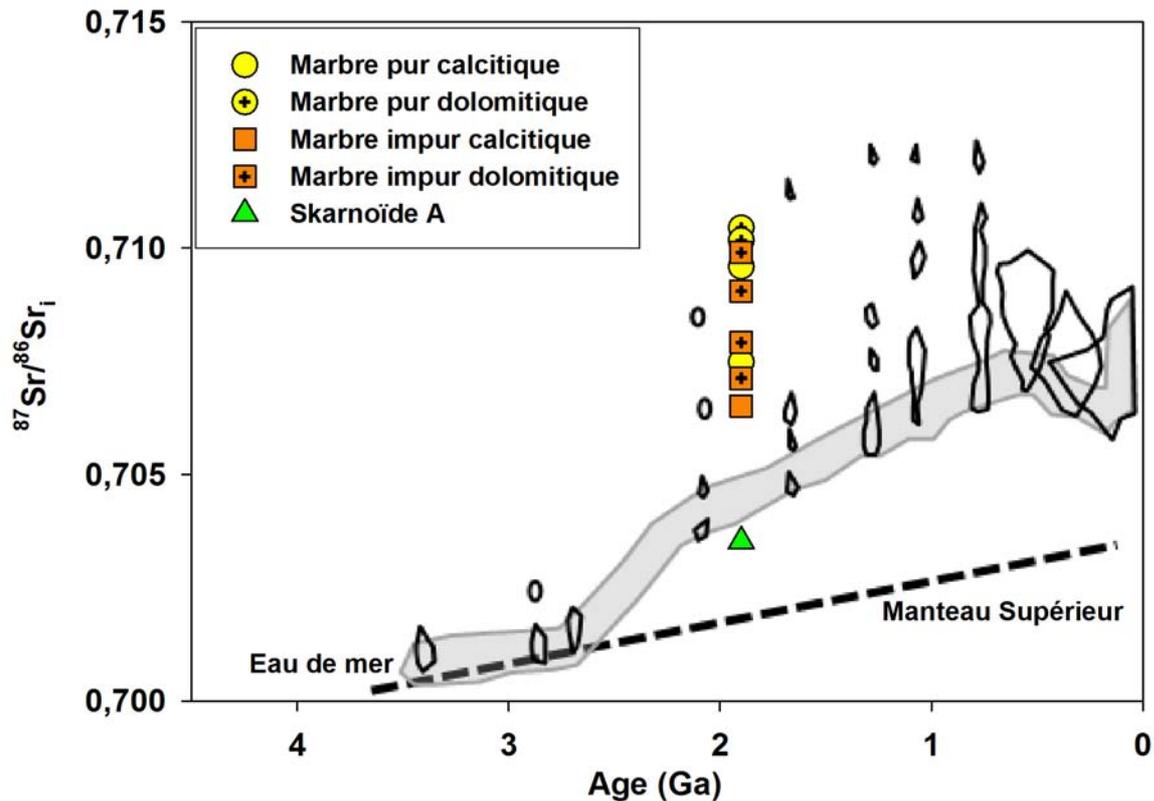


Figure III- 16: Valeurs en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ des marbres et skarnoïdes du GLH avec les valeurs de l'eau de mer (grisé) et d'autres carbonates de la littérature et l'évolution du manteau supérieur (Veizer, 1989).

1.2. Géochimie des isotopes radiogéniques (Sm-Nd)

Les marbres et les skarnoïdes ont des teneurs variables en Sm (de 0,71 à 8 ppm) et en Nd (de 3 à 36 ppm). Les résultats isotopiques sont compilés dans la figure $f(\text{Sm}/\text{Nd})$ en fonction de $\epsilon\text{Nd}_{(1,9)}$ (Figure III- 17). Les valeurs en $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$ ont été calculées pour $T=1,9$ qui correspond à l'âge de sédimentation du GLH et l'âge modèle a été déterminé par rapport à la courbe du manteau appauvri d'après De Paolo (1980). Les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ varient de 0,08 à 0,15 ($0,12 \pm 0,3$) comparables aux données des roches granitiques qui constituent la croûte continentale supérieure (De Paolo, 1980). Les valeurs en $\epsilon\text{Nd}_{(1,9)}$ sont homogènes variant de -4,9 à -6,7 avec des âges modèles T_{DM} allant de 2,7 à 3,3 Ga (à l'exception du marbre à U-Th). Les valeurs de $f(\text{Sm}/\text{Nd})$ sont hétérogènes allant de -0,22 à -0,59 ($-0,40 \pm 0,10$). La marbre à U-Th a une valeur de $f(\text{Sm}/\text{Nd})$ de 0,09 impliquant un apport probable en Sm dans la roche après cristallisation.

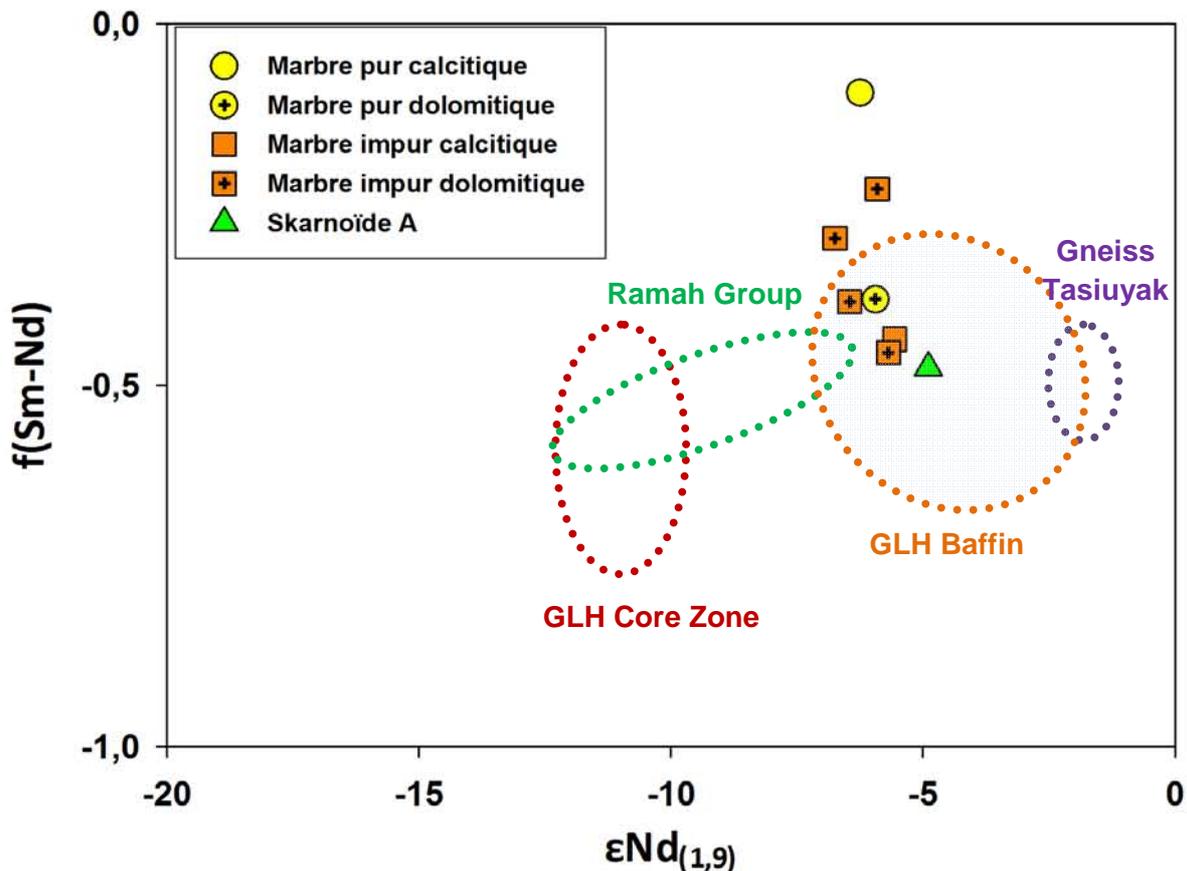


Figure III- 17 : Diagramme $f(\text{Sm}/\text{Nd})$ vs $\epsilon\text{Nd}_{(1,9)}$ pour les marbres et les skarnoïdes du GLH. Les champs des roches du GLH de la Core Zone proviennent des données d'Isnard (1994) et ceux de l'île de Baffin, du Ramah Group, et des Gneiss de Tasiuyak proviennent des données de Thériault et Ermanovics (1997).

1.3. Interprétations

Les valeurs $\epsilon\text{Nd}_{(1,9)}$ obtenues sont comparables au GLH (paragneiss) de l'île de Baffin reportés par Thériault & Ermanovics (1997) variant de -3,8 à -8. Les valeurs sont légèrement plus faibles que pour les Gneiss de Tasiuyak (-2,4 à -1,8). Par contre, les données d'Isnard (1994) sur des quartzites et des paragneiss du GLH de la Core Zone donnent des valeurs en $\epsilon\text{Nd}_{(1,9)}$ plus faibles variant de -10,3 à -12,1.

Les âges modèles sont comparables aux âges d'Isnard (2,8-3,2 Ga) et plus anciens que ceux obtenus pour le GLH de l'île de Baffin (2,5-3,12 Ga) et pour les Gneiss de Tasiuyak (2,4-2,5 Ga). Plusieurs sources des sédiments pour ces différentes formations ont été invoquées :

- (i) une source principale du GLH de Core Zone impliquant du matériel archéen.
- (ii) une source pour le GLH de l'île de Baffin représentant plutôt un mélange entre une source archéenne et paléoprotozoïque.

(iii) une source pour les Gneiss de Tasiuyak essentiellement paléoprotérozoïque ce qui est en accord avec les données U-Pb obtenues pour les zircons détritiques (Scott & Gauthier, 1996).

Les âges modèles indiquent plutôt une source archéenne pour les marbres du GLH du district de Cage comme pour les paragneiss du GLH de la Core Zone. Aucune donnée n'étant disponible pour les paragneiss du district de Cage, il n'est pas possible de se prononcer sur la source présumée de ces roches.

2. Pegmatites et granites

2.1. Géochimie des isotopes radiogéniques (Rb-Sr)

Les pegmatites et les granites ont des teneurs relativement homogènes en Sr allant de 70 à 174 ppm (114 ± 37) et des teneurs variables en Rb de 0,4 à 228 ppm (150 ± 100).

La composition isotopique en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ est très variable 0,7071 pour une pegmatite A', 0,7215 pour une pegmatite B, et 0,7136 pour une pegmatite C.

2.2. Géochimie des isotopes radiogéniques (Sm-Nd)

Les valeurs en $\epsilon\text{Nd}_{(1,9)}$ très hétérogènes de -11,9 pour une pegmatite A', de -16,8 pour un granite A, de -9,9 pour une pegmatite B', de -2,8 pour une pegmatite C, de -14,9 pour une pegmatite D. Trois âges modèles T_{DM} sont proches de 3,0 Ga, deux autres âges à 3,5 et 4 Ga semblent plutôt être le résultat d'un fractionnement du rapport Sm/Nd pendant le métamorphisme. Les valeurs de $f(\text{SmNd})$ sont hétérogènes allant de -0,19 à -0,48 ($-0,35 \pm 0,11$).

2.3. Interprétations

Les valeurs en $\epsilon\text{Nd}_{(1,9)}$ très hétérogènes confirment la diversité des sources pour ces pegmatites. Le manque de données sur les pegmatites rend difficile de déterminer leur source. Tous les âges modèles calculés indiquent une source archéenne datée à environ 3 Ga ce qui est comparables aux valeurs des gneiss archéen de la Core Zone pour les pegmatites A', B et ± D (Figure III- 18). Ce résultat confirme de plus, les âges anciens archéens obtenus pour les cœurs hérités. La source des granite A' et la pegmatite C impliquent des sources archéennes de natures différentes ou une contamination par du Paléoprotérozoïque.

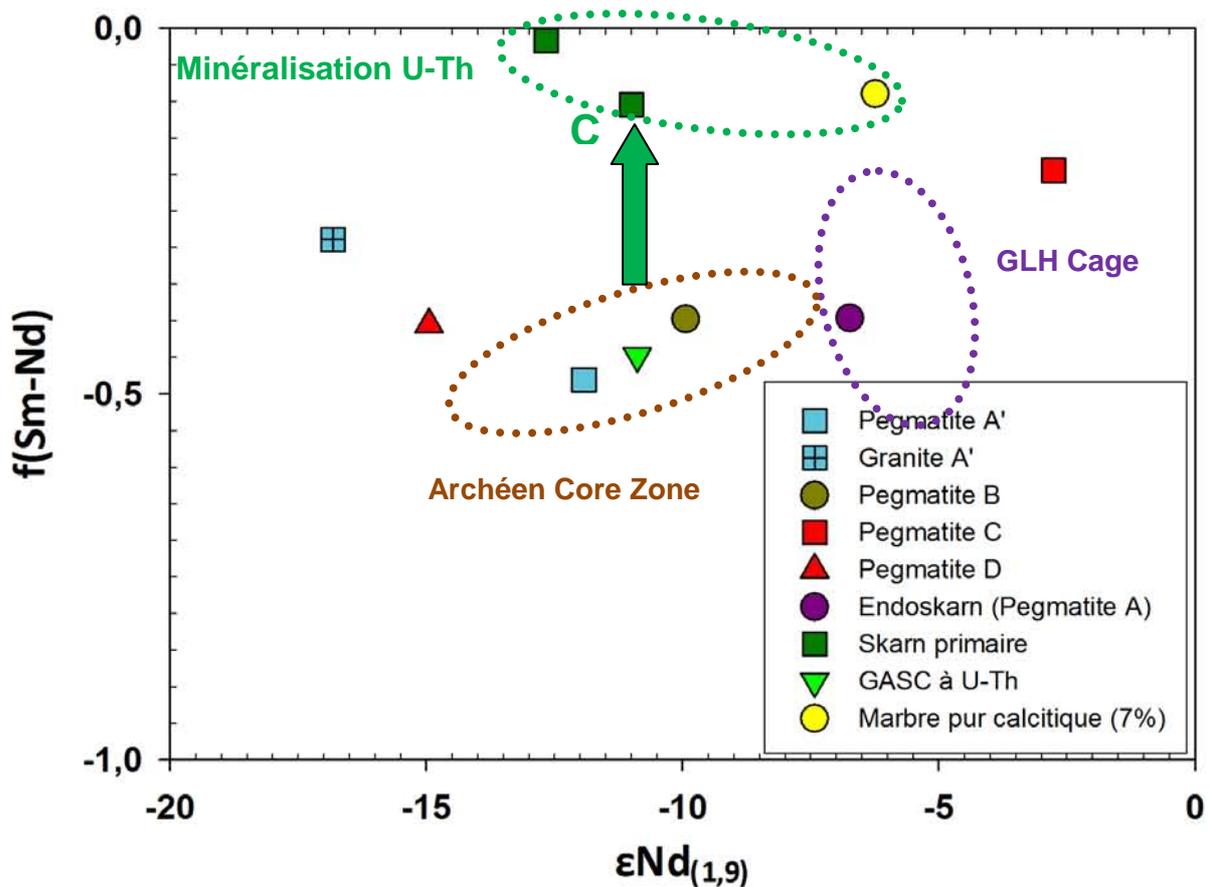


Figure III- 18: Diagramme $f(\text{Sm}/\text{Nd})$ vs $\epsilon\text{Nd}_{(1,9)}$ pour les pegmatites et skarns *s.l.* Les champs des roches archéennes de la Core Zone proviennent des données d'Isnard (1994).

3. Skarn *s.l.*

3.1. Géochimie des isotopes radiogéniques (Rb-Sr)

3.1.1. Endoskarn

L'endoskarn d'une pegmatite A présente des teneurs en Sr et Rb équivalentes à celles des pegmatites (171 et 35 ppm). La composition isotopique en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0,7080) est comparable à celle du granite A' (0,7071).

3.1.2. Skarn primaire & GASC à U-Th

Les teneurs en Sr des skarns primaires sont plus faibles que celles des marbres (6 et 40 ppm), et les teneurs en Rb sont légèrement plus fortes (4 et 12 ppm). Les teneurs en Sr et Rb du GASC à U-Th sont relativement faibles (17 et 2 ppm). La composition isotopique en

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ des skarns primaires (0,7103 et 0,7047) et du GASC à U-Th (0,7108) est comparable à celle des marbres et skarnoïdes.

3.2. Géochimie des isotopes radiogéniques (Sm-Nd)

3.2.1. Endoskarn

L'endoskarn a des teneurs en Sm et Nd équivalentes à celles des marbres et des pegmatites (2 et 11 ppm). Les valeurs en $\epsilon\text{Nd}_{(1,9)}$ (-6,7) sont comparables à celles des marbres.

3.2.2. Skarn primaire & GASC à U-Th

Les teneurs en Sm et Nd des skarns primaires sont plus fortes que celles des marbres (4 et 15 ; 12 et 39 ppm), de même que les teneurs en Sm et Nd des GASC (12 et 73 ppm) plus fortes que celles des skarnoïdes. Les valeurs en $\epsilon\text{Nd}_{(1,9)}$ sont faibles et constantes (-11,0 et -12,7 pour les skarns primaires et -10,9 pour les GASC).

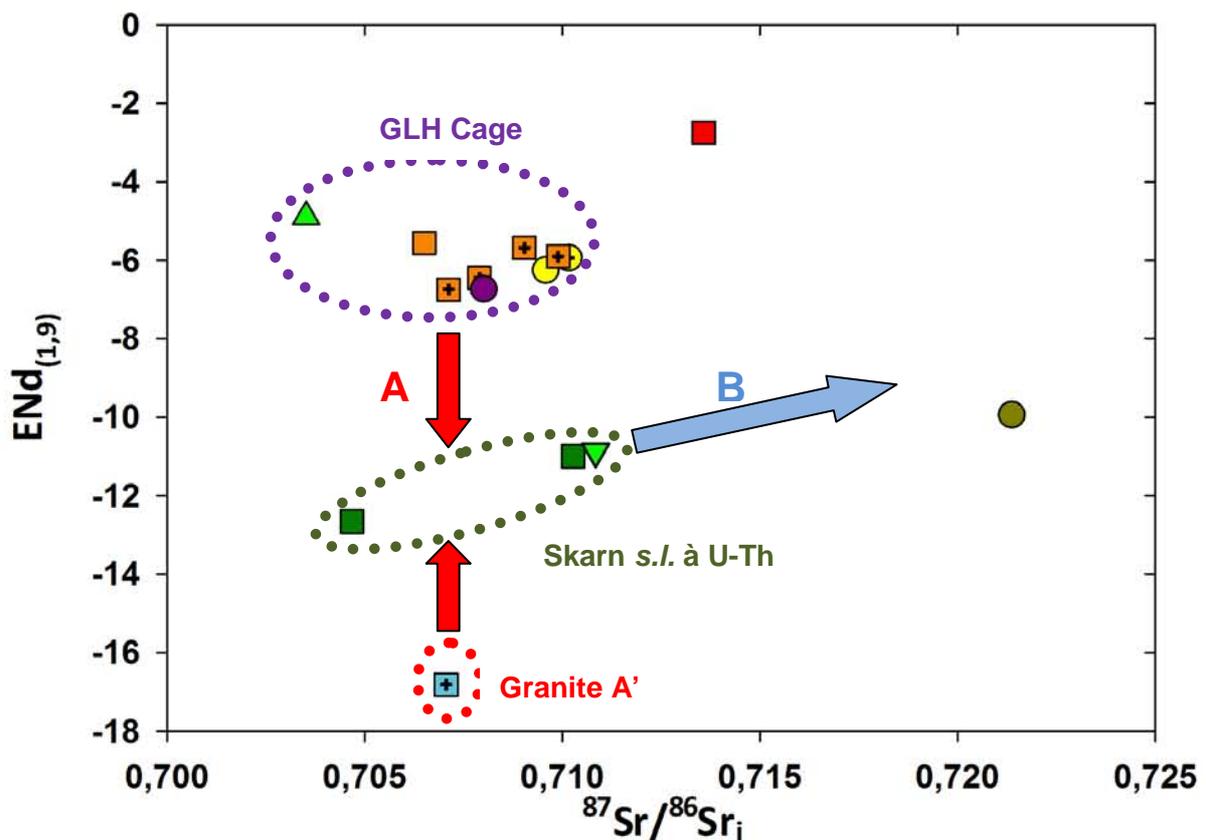


Figure III- 19 : Diagramme $\epsilon\text{Nd}_{(1,9)}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ pour toutes les lithologies du district de Cage.

3.3. Interprétations

L'endoskarn a une composition isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ et $\epsilon\text{Nd}_{(1,9)}$ similaires à celles des marbres et skarnoïdes du GLH. Sans la composition isotopique du protolithe de départ qui devrait être proche de celles des paragneiss (les pegmatites A proviennent de la fusion partielle de ces derniers), il est difficile d'estimer l'influence du processus d'endoskarnification.

Les skarns primaires et le GASC à U-Th semble être le produit de l'interaction (A) entre les métasédiments et le granite A' ce qui confirmerait les conclusions de l'étude des isotopes stables (Figure III- 19). Le trend B observé pour ces roches pourrait marquer l'influence du fluide minéralisateur ayant une composition isotopique intermédiaire entre les pegmatites B et C. La minéralisation à U-Th s'accompagne d'un fractionnement du Sm (C) marqué par des faibles valeurs en $f(\text{Sm}/\text{Nd})$ pour les skarns primaires et le marbre de 7% (Figure III- 18). Ce fractionnement n'est étrangement pas observé pour le GASC.

N° échantillon	Sm (ppm)	Nd (¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) mesuré	(¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd) εNdinitial	f(Sm/Nd)	T DM (Ga)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (0,00009)	(⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr initial
CA-07-3B	0	-	0,081	-	-	1	135	0,708191 (0,0063)	0,02	0,7075
CA-07-4A	5	0,512084 (0,000009)	0,177	-6,24	-	2	108	0,711215 (0,00009)	0,05	0,7096
CA-07-5E	0	-	0,121	-	-	4	54	0,716918 (0,0012)	0,23	0,7104
CA-07-7A	1	0,511397 (0,000005)	0,121	-5,94	2,88	3	53	0,714106 (0,0016)	0,14	0,7102
CA-07-23A	1	0,511281 (0,0022)	0,110	-5,56	2,75	23	196	0,715930 (0,0008)	0,34	0,7065
CA-07-6G	2	0,511229 (0,0016)	0,107	-5,68	2,73	27	131	0,725276 (0,0010)	0,59	0,7090
CA-07-6F	3	0,511363 (0,0019)	0,121	-6,45	2,92	74	116	0,758395 (0,0043)	1,84	0,7079
CA-07-24A	8	0,511564 (0,0014)	0,138	-6,74	3,18	46	101	0,74288 (0,0021)	1,30	0,7071
CA-07-5A	4	0,511774 (0,0022)	0,151	-5,90	3,36	11	155	0,715448 (0,0012)	0,20	0,7099
CA-07-8A Skn	5	0,511219 (0,0023)	0,103	-4,89	2,65	153	208	0,761778 (0,0041)	2,13	0,7035
CA-08-7B	1	0,511099 (0,000016)	0,139	-16,81	4,19	180	174	0,785481 (0,000015)	2,99	0,7071
CA-07-30B	12	0,510897 (0,0002)	0,102	-11,92	3,05	228	70	-	-	-
CA-07-14A	51	0,511210 (0,0016)	0,118	-9,94	3,08	0	65	0,721807 (0,0022)	0,01	0,7214
CA-08-11B	2	0,512047 (0,000010)	0,158	-2,75	3,02	99	106	0,783610 (0,000014)	2,72	0,7136
CA-08-5G	2	0,510937 (0,000007)	0,117	-14,94	3,46	242	115	-	-	-
CA-07-6A 2A	2	0,511361 (0,0013)	0,118	-6,73	2,85	35	171	0,723395 (0,0008)	0,58	0,7080
CA-07-33B	4	0,511829 (0,000011)	0,176	-10,99	-	4	6	0,762693 (0,000009)	2,00	0,7103
CA-07-35A	12	0,511951 (0,0009)	0,193	-12,65	-	12	40	0,727504 (0,0015)	0,87	0,7047
CA-08-13A	13	0,510980 (0,000005)	0,108	-10,88	3,12	2	17	0,719285 (0,000012)	0,30	0,7108

Tableau III- 2: Isotopes radiogéniques (Sm-Nd & Rb-Sr) des différentes lithologies du district de Cage.

H. Conclusions

Le premier type de minéralisation à allure stratoïde dans les marbres et les skarnoïdes est exclusivement exprimé par de l'uraninite contenant de fortes teneurs en CaO en grande partie incorporé à haute température dans la structure de l'uraninite et reflétant un environnement particulièrement riche en calcium. Ces uraninites n'ont pas de teneurs détectables à la microsonde électronique en Th et Y et de faibles teneurs en ETR ($342 < \Sigma\text{ETR} < 4933$ ppm).

Les spectres ETR des uraninites sont comparables et montrent un faible fractionnement caractérisé par une décroissance des terres rares légères vers les terres rares lourdes et des anomalies en Eu très peu marquées légèrement positives ou négatives.

Les données isotopiques U-Pb de ces uraninites définissent un âge à 1805 ± 5 Ma postérieur d'environ 10 Ma à M_2 . Seul, cet âge est difficilement interprétable et pourrait correspondre à l'âge de fermeture du système U/Pb ou bien à sa réouverture pendant un deuxième pic thermique.

L'âge le plus jeune obtenu pour la molybdénite (primaire d'un point de vue pétrographique), associée à ces uraninites bien que moins précis (1759 ± 37 Ma) indique probablement la fermeture à plus basse température du système isotopique Re/Os par rapport au système U/Pb.

Les âges modèles pour les marbres et skarnoïde du GLH indiquent plutôt une source archéenne comme pour les paragneiss du GLH de la Core Zone.

Le deuxième type de minéralisation localisé dans les « *skarns s.l.* » (et pour une exception dans un marbre) est représenté par de l'uraninite thorifère et de l'uranothorianite avec des teneurs plutôt faibles en CaO comparées au premier type de minéralisation, même pour l'échantillon de marbre minéralisé en uraninite thorifère. Les oxydes d'uranium de ce type de minéralisation se caractérisent par de fortes teneurs en Th avec deux populations distinctes ainsi que par des teneurs en Y variables. Les abondances globales en ETR sont aussi plus élevées comparativement aux minéralisations de type stratoïde (ΣETR de 2364 à 8420 ppm).

Les spectres ETR obtenus sont similaires aux spectres de type magmatique semblables à ceux des uraninites de Rössing, caractérisées par un faible fractionnement global, des teneurs élevées en ETR et une anomalie négative en europium.

Cet épisode minéralisateur daté à 1782 ± 2 Ma semble plus jeune que l'âge obtenu pour les uraninites de la minéralisation stratoïde. Cet épisode à U-Th est associé (voire suivi) à un épisode à Mo daté à 1774 ± 7 Ma (Figure III- 15).

La minéralisation dans les pegmatites est représentée par de l'uraninite thorifère et de l'uranothorite avec aussi de faibles teneurs en CaO. Différentes familles de minéralisations ont été mises en évidence afin d'essayer de faire apparaître la source des minéralisations dans les skarns.

Les oxydes d'uranium et de thorium des pegmatites B sont différents de ceux des skarns avec des teneurs en Y et Ce particulièrement importantes, par contre ceux observés dans les pegmatites C & D présentent des compositions plus proches de celles observées dans les skarns 1 (la grande majorité) en particulier en termes de teneur en yttrium et en cérium. Cependant, les minéralisations dans les skarns forment différentes familles selon leur teneur en Th-Y-Ce indiquant peut être l'évolution chimique d'un fluide impliquant une évolution temporelle des minéralisations (dans un intervalle de temps restreint ne permettant pas de les différencier par les datations U/Pb).

Les résultats isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et des isotopes radiogéniques pour les skarns 1 confirment que ces roches se sont probablement formées par interaction avec l'intrusion granitique proche (quelques mètres). Il en est de même pour le GASC minéralisé qui possède une même signature isotopique proche de celle du granite.

Les résultats isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ semblent démontrer que les veines de skarn 2 associés aux minéralisations ont des compositions compatibles avec celles des pegmatites D mais ont préalablement interagi avec un réservoir à haut degré de $\delta^{18}\text{O}$.

L'étude isotopique (Nd-Sr) n'a pas permis de conclure à un lien direct entre les roches minéralisées à U-Th (skarns primaires et GASC) et les pegmatites D. La légère tendance observée semble indiquer que la source des minéralisations représente plutôt un mélange entre les différentes pegmatites tardives. Les âges modèles T_{DM} et la composition isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ et $\epsilon\text{Nd}_{(1,9)}$ indiquent par ailleurs une source archéenne pour les pegmatites tardives partiellement (mais non exclusivement) compatible avec l'Archéen de la Core Zone.

*Discussions et
interprétations*

A. Le groupe du Lake Harbour

Le groupe du Lake Harbour à Cage comme dans l'ensemble de l'orogène Torngat représente une ancienne plateforme sédimentaire, marquée par le passage d'une séquence silico-clastiques (paragneiss présent à Cage) déposée probablement en présence de matière organique (Verpaelst, 2000) à des dépôts de type plateforme carbonatée. Cette séquence s'est déposée avant 1934 ± 2 Ma comme l'indique l'âge concordant le plus jeune mesuré sur un zircon détritique du groupe de Lake Harbour (Scott & Gauthier, 1996). Cette âge est confirmé par la datation d'un zircon hérité dans les leucosomes de Cage à 1928 ± 8 Ma dans notre travail.

Des indices de présence de matière organique existent dans les marbres de Cage, sur la base de deux observations pétrographiques de graphite (ancienne matière organique métamorphisée). Par ailleurs, le « shift » négatif en $\delta^{13}\text{C}$ pour un $\delta^{18}\text{O} \pm$ constant enregistré dans les marbres et les skarnoïdes, indique l'interaction précoce (pré-métamorphique) des carbonates et d'un fluide riche en volatils carbonés. Ces données sont cohérentes avec les enrichissements extrêmes en matière organique constatés dans différents bassins paéoprotérozoïques, à travers le monde pendant l'événement Shunga (à 2,0 Ga) (Melezhik, 1999a).

L'environnement de dépôts de cette série en particulier des marbres magnésiens impurs et des skarnoïdes A (et des GASC) pourrait être de type sebkha avec des dépôts de marnes magnésiennes sableuses en présence d'évaporites et de sulfates. Les marbres magnésiens se développent plutôt en bancs et pourraient correspondre à une ancienne dolomitisation primaire dans le sédiment. Dans ce type d'environnement souvent anoxique, la matière organique peut avoir été préférentiellement préservée. La présence d'évaporites intercalées dans le groupe de Lake Harbour est prouvée par les fortes teneurs en Cl, Na, B, et F dans les skarnoïdes (et en moindre proportion dans les marbres impurs), et par la présence d'une variété de scapolite sulfatée (qui la différencie des scapolites hydrothermales).

La présence d'évaporites dans le groupe corrélié de Lake Harbour sur l'île de Baffin, Hogarth & Griffin (1978) a été évoquée pour expliquer la formation de lazurite. Ces évaporites étaient probablement sulfatées (comme l'indique la présence de cet anion dans les scapolites ainsi que l'abondance du baryum présent y compris sous forme de sulfates dans les skarnoïdes) et comparables à celles observés dans les bassins sédimentaires

pendant l'événement Lomatungi (Melezhik, 1999a). Les évaporites du district de Cage seraient cependant légèrement antérieures aux évaporites riches en halite associées au deuxième pic de production de BIFs (1,9-1,8).

La présence d'un volcanisme actif pendant la sédimentation a été mise en évidence par des niveaux de méta-cinélite très riches en feldspath potassique et associés à des enrichissements en Nb, Zr, ETR, Ba, Rb, Cs. Le protolithe de ces roches était probablement du matériel alcalin trachytique. De plus, il est fortement probable qu'une grande partie des impuretés dans les marbres et les skarnoïdes proviendrait du dépôt ou de remaniement de cendres volcaniques.

Les marbres et skarnoïdes ont des valeurs de $\epsilon Nd_{(1,9)}$ similaires au GLH (paragneiss) de l'île de Baffin mais des âges modèles T_{DM} comparables à ceux du GLH (paragneiss) de la Core Zone impliquant une source principale archéenne (Thériault & Ermanovics, 1997). Les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ élevés pour ces métasédiments (supérieurs aux valeurs de l'eau de mer) impliquent une source plus radiogénique provenant le plus souvent de l'altération des continents (Shields, 2007).

B. Les minéralisations d'U stratoïdes

1. Uranium pré-métamorphe ou syn-métamorphe ?

Les âges U/Pb obtenus permettent de différencier deux types de minéralisations : 1805 ± 5 Ma pour la minéralisation stratoïde, légèrement plus ancien que celui à 1782 ± 2 Ma obtenu pour la minéralisation hydrothermale.

1.1. Arguments contre une origine post-métamorphique

L'âge obtenu sur la première génération d'uraninite, plus jeune que l'événement M2, et comparable à l'âge de mise en place des pegmatites B', laisse cependant ouverte la question du moment auquel cet uranium a été introduit dans les marbres. Un certain nombre d'arguments, détaillés ci-dessous, plaident pour une introduction antérieure au métamorphisme de l'uranium dans les minéralisations stratoïdes :

(i) Les teneurs en Th et en Y des uraninites sont en dessous des limites de détection de la microsonde électronique ce qui est incompatible avec une origine magmatique et exclut tout

rôle des pegmatites B dans leur genèse. Dès lors, les uraninites stratoïdes sont soit syn-métamorphe ou soit recristallisées pendant le métamorphisme.

(ii) Les encaissants des minéralisations stratoïdes sont pauvres en éléments ayant une « signature magmatique » tels que le Nb, Ta, ETR, Y, et en moindre proportion en Zr et sont tout particulièrement pauvres en Th. Leur abondance croît depuis les marbres purs jusqu'aux skarnoïdes mais uniquement en raison de l'augmentation de la fraction détritique dans ces roches comme le montre la forte corrélation entre Th, Zr, Nb, Ta, ETR et Al_2O_3 .

(iii) Les spectres ETR des uraninites « stratoïdes » sont dans l'ensemble très similaires et se différencient des spectres ETR d'uraninites magmatiques et hydro-magmatiques par une décroissance des LETR vers les HETR et par une très faible anomalie négative voire positive en Eu. Ces spectres se distinguent aussi de tous les spectres connus, notamment ceux des uraninites métagénétiques (de hautes températures) et des pechblendes des gisements hydrothermaux de type Limousin (Bonhoure, 2007). Cependant, une partie des uraninites stratoïdes partage avec les uraninites des gisements liés au volcanisme alcalin un enrichissement relatif en Sm-Eu-Gd. Prises globalement ces données plaident pour une origine de « basse température » pour les uraninites stratoïdes, et en tout cas, semble s'opposer à une origine synmétamorphe (de haute température).

1.2. Arguments pour un stock d'U pré-métamorphe

Plusieurs arguments tendent à montrer que l'introduction de l'uranium dans les minéralisations « stratoïdes » est très précoce (anté- M_2) :

(i) A l'échelle des échantillons, une grande partie de cet uranium semble marquer un ancien litage sédimentaire. Le plus bel exemple est donné par l'autoradiographie Hiller d'un marbre dolomitique minéralisé. Une partie de l'U (U_1) est contenue dans les porphyroclastes de dolomite, suggérant le caractère précoce de l'U. A l'échelle régionale, les minéralisations indicielles s'organisent, parallèlement à la foliation, sur les mêmes niveaux de marbre du synforme de Cage, à l'exclusion de toute autre localisation, suggérant un contrôle stratigraphique. Cependant, la transposition d'anciennes structures sécantes sur la foliation ne saurait être totalement exclue.

(ii) L'U montre une étroite relation avec des éléments que l'on peut eux-mêmes considérer comme « précoces » en particulier V. Le vanadium sous la forme de coulsonite est essentiellement présent dans les porphyroclastes d'olivine confirmant son caractère « précoce ». De même les tschermakites à vanadium qui sont des amphiboles de hautes températures contiennent fréquemment des inclusions d'uraninites.

(iii) Aucune trace de l'introduction de l'U par des circulations de fluides métamorphiques n'a pu être observée. Il n'y a pas eu de néoformation de phases minérales qui auraient pu résulter de ces circulations. De même, aucun transfert de matière ne s'est produit comme l'atteste la corrélation entre la silice et l'aluminium pour la plupart des marbres. Surtout, l'étude isotopique des carbonates des roches du GLH indique que peu d'échantillons montrent les « shifts » négatifs en $\delta^{18}\text{O}$ qui auraient résulté de la circulation de fluides minéralisateurs d'origine métamorphique. Il en est de même pour les silicates (malgré le peu d'analyses) associés aux carbonates, qui conservent des $\delta^{18}\text{O}$ élevés.

(iv) On peut de toute façon exclure une origine syn-métamorphe en liaison avec les pegmatites A (contrairement à certaines hypothèses initiales : Neto *et al.*, 2008). Quoique la ceinture de pegmatite A coïncide grossièrement avec la bande uranifère, il n'existe pas de relation systématique entre les indices stratoïdes et des corps significatifs de ces pegmatites. De plus, les pegmatites A sont les expressions les plus pauvres en radioéléments du district ce qui minimise fortement leur potentiel comme source des minéralisations. Les rares anomalies observées autour de ces pegmatites, dans des quartz par exemple, sont d'ailleurs liées à la remobilisation tardive de la minéralisation pré-métamorphe.

1.3. Conclusion

Tous ces arguments convergent pour conclure à une introduction pré-métamorphe de l'U et de certains métaux associés (en particulier le V). L'âge obtenu pour cette minéralisation pourrait alors correspondre soit à l'âge de fermeture du système U/Pb de l'uraninite après sa recristallisation lors du pic du métamorphisme soit à sa réouverture lors d'un deuxième pic thermique peut être synchrone des pegmatites B' (1804 ± 3 Ma).

Néanmoins, une remobilisation évidente syn-métamorphe de la minéralisation stratoïde se produit pendant le métamorphisme (peut-être syn-D2) et explique en partie les liaisons fortes (association dans des couloirs de déformations) ainsi que les enrichissements en U-Mo observés dans certaines échantillons (et possiblement les uraninites sans thorium de certaines veines de quartz).

2. Modèle génétique pour les minéralisations uranifères

Les minéralisations uranifères localisées dans les carbonates (à l'exception des calcrètes) sont en général très rares en comparaison avec les minéralisations observées dans les grès et dans les shales. Cette rareté s'expliquerait dans une large mesure par la rareté des pièges réducteurs pour l'U dans la plupart des roches carbonatées (Gabelman,

1977). De plus, les complexes carbonatés dissolvent très facilement l'uranium à basse température (Garrels & Christ, 1965).

2.1. Equivalents non métamorphisés à travers le monde

Cependant, plusieurs occurrences de minéralisations dans les carbonates ont été décrites dans des formations peu ou non métamorphisées comme par exemple dans des dolomites du gisement karstique de Tyuya Muyun au Turkestan (Heinrich, 1958), dans la formation lacustre Jurassique de Todilto de la Grant Uranium Belt (Rawson & Richard 1980), dans la formation marine Crétacé de George Town au Mexique (Gabelman & Krusiewski, 1967) dans la formation marine Crétacé de Toolebuc du bassin d'Eromanga Basin (Ramsden, 1982), dans la formation marine Mésoprotérozoïque de Vempale du bassin de Cuddapah (Sinha *et al.*, 1989), dans la formation marine crétacé du gisement de Huab (Hartleb 1988), et dans la formation marine Mississippienne de Madison de Pryor et Big Mountains dans le Montana et le Wyoming (Hart, 1958). Une partie de ces gisements sont localisés dans des districts où l'uranium est aussi présent dans des grès (Grant Uranium Belt), mais aussi au contact avec des grès non minéralisés.

Les mécanismes de piégeage de l'U dans ces carbonates restent encore mal compris. Bell (1963) a démontré que les carbonates purs ne peuvent pas incorporer de l'uranium pendant leur formation, cette capacité étant fournie par des argiles ou par le phosphore. Le rôle de la matière organique (en majorité des algal-mat comme dans la Grant Belt et dans la formation Vempalle) et de H₂S (Gruner, 1956 ; Jensen, 1958) semble prédominant dans le piégeage de l'U.

La concentration en U de l'eau de mer étant faible (3,2 ppb) (Roger & Adam, 1969), sa contribution pour ces minéralisations de manière syngénétique devrait être limitée. Par contre la circulation d'un fluide à travers les formations sédimentaires et potentiellement le socle sur lequel repose ces formations, est un mécanisme qui a pu permettre la concentration de l'uranium. La nature du fluide permettant la concentration de l'U est rarement bien définie dans les exemples précédents à part pour la ceinture de Grant où le fluide invoqué dériverait d'évaporites déposées avec les carbonates dans un environnement de type sebkha.

La perméabilité est le facteur clé contrôlant la circulation des fluides riches en uranium favorisée par des réseaux de fractures (ceinture de Grant) ou par la présence de cavités karstiques (formation Mississippienne de Madison et gisement de Tyuya Muyun).

2.2. Présence de minéralisations de type MVT dans le GLH ?

Le développement des gisements de type Mississippi Valley (MVT) au Précambrien a toujours été sous-estimé, car la plupart d'entre eux ont été ensuite métamorphisés (voire érodés) rendant difficile leur identification. Cependant, le changement de la chimie des océans lié au GOE en particulier l'augmentation de la concentration en sulfate est fortement favorable au développement de gisement de type MVT, la production de gisement de type MVT étant corrélée à l'augmentation de la teneur en sulfate de l'océan (Kesler & Reich, 2006). Malgré tout, la présence de MVT archéen (avant le GOE) du Transvaal (Afrique du Sud) reste encore énigmatique.

Les gisements de type MVT les plus abondants au Précambrien sont ceux d'âge Paléoprotérozoïque représentés par les gisements de Coxco (McArthur River basin) daté à 1,6-1,8 Ga, Kamarga (District de Mac Namara) daté à 1,6 Ga, Esker (Alaska) daté à ~ 1,9 Ga, Black Angel (Groënland), et Ramah (Torngat) daté à 2 Ga (Kesler & Reich, 2006).

2.2.1. MVT Paléoprotérozoïques dans le monde

La minéralisation du gisement de Kamarga dans le district de Mac Namara est représentée par de la pyrite et de la sphalérite en veines, dans des brèches ou disséminées dans la formation de Gunpowder Creek (Jones, 1986). Cette formation contient de nombreuses figures typiques du remplacement d'évaporites qui se sont déposées dans un environnement de type sebkha (Jones, 1986).

Le district d'Esker situé sur la côte arctique au Canada est localisé dans la formation de Rocknest déposée dans un environnement de plateforme de marge passive. D'abondantes pseudomorphoses siliceuses remplacent d'anciennes évaporites (halite, gypse et possible anhydrite), (Grotzinger, 1986). La minéralisation est représentée par de la dolomite spathique, de la sphalérite, et de la galène ± chalcopryrite, localisés dans des brèches ou disséminés dans une zone de grade extension riche en stromatolithe. Les relations paragénetiques indiquent que la minéralisation de type MVT se produit après la dolomitisation régionale, la silification et le développement important de la dolomite spathique.

Les gisements de type MVT de Ramah, et de Black Angel sont particulièrement intéressants car ils se sont déposés dans des contextes similaires à celle du GLH et de plus spatialement liés au GLH. A la différence des précédents, ces gisements ont été

postérieurement métamorphisés (pendant l'orogène Torngat pour Ramah comme pour le GLH).

Pour Ramah, les minéralisations sont encaissées dans les carbonates de plateforme de la formation Reddick Bight qui fait partie du Supergroupe de Ramah (Mengel, 1991). La minéralisation est localisée dans des brèches qui sont cimentées par de la dolomite spathique, de la pyrite, de la sphalérite, de la galène, du quartz et de la calcite au contact avec du matériel carboné provenant de bitume (Wilton, 1994).

Le gisement de Black Angel à Fe-Pb-Zn (Pederson, 1980) est localisé dans la série carbonatée du Rinkian (Groenland). Les minéralisations sont encaissées dans la formation de Marmorilik d'une épaisseur de 400 à 500 mètres composée de marbre calcitique, de marbres à calcite-dolomite riche en graphite, de semipélites, de dolomite quartzreuse et de chert. La minéralisation est localisée dans des niveaux enrichis en dolomies, graphite, anhydrite et gypse dans les marbres calciques. Cette minéralisation a été remobilisée et déformée pendant trois phases à des températures de 450° à 550°C pour de faible pression.

2.2.2. Des MVT dans le GLH ?

Il est tentant de rattacher les anomalies à Ba-Zn-(Pb) relevées dans les marbres du GLH à des minéralisations de type MVT analogues à celles qui viennent d'être décrites. Le potentiel du GLH pour des minéralisations MVT a été mentionné par Bodycomb (1994) en liaison avec celui des Gneiss de Tasiuyak pour les minéralisations Pb-Zn (cf. B.2.4).

Plusieurs arguments vont dans ce sens :

(i) Comme l'encaissant régional des gisements MVT Paléoprotérozoïque, les marbres du GLH manifestent la présence d'anciennes évaporites sulfatées, de niveaux « riches » en matière organique et de silicifications diagénétiques (chert, remplacement des sulfates, jaspéroïdes hydrothermaux), aujourd'hui visibles sous la forme des skarnoïdes monominéraux (en particulier les skarnoïdes B).

(ii) L'étude isotopique (Partie I.C.3.3.4.) a démontré que l'évolution observée (décroissance du $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ pour un $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ relativement constant) est similaire à celles de beaucoup de gisement de type MVT. Elle traduit des échanges entre des fluides diagénétiques ayant préalablement interagi avec des formations riches en matière organique et le GLH.

(iii) Les minéraux de style MVT dépendant d'abord de l'existence de paléocavités dans les roches carbonatées hôtes. S'il est exclu pour les marbres de Cage qu'un réseau généralisé

de brèches karstiformes ait été présent, en revanche, l'existence de paléoréseaux de microcavités de dissolution (en particulier, dans une matrice de stromatolithes) est d'autant plus plausible que les minéralisations, dans les marbres et les skarnoïdes, ne sont que rarement disséminées et se présentent très généralement sous forme de plages sans formes définies de quelques millimètres à quelques centimètres dans leur plus grande dimension (Figure IV- 1), voire dans de véritables cavités bréchiques (Partie II.B.2.3).

(iv) Dans cette perspective, les skarnoïdes B minéralisés de type Alcatrage, discordants, voire sécants, sur la lithologie des marbres, pourraient représenter des cavités karstiques embryonnaires accompagnées de silicification hydrothermale (jaspéroïdes).

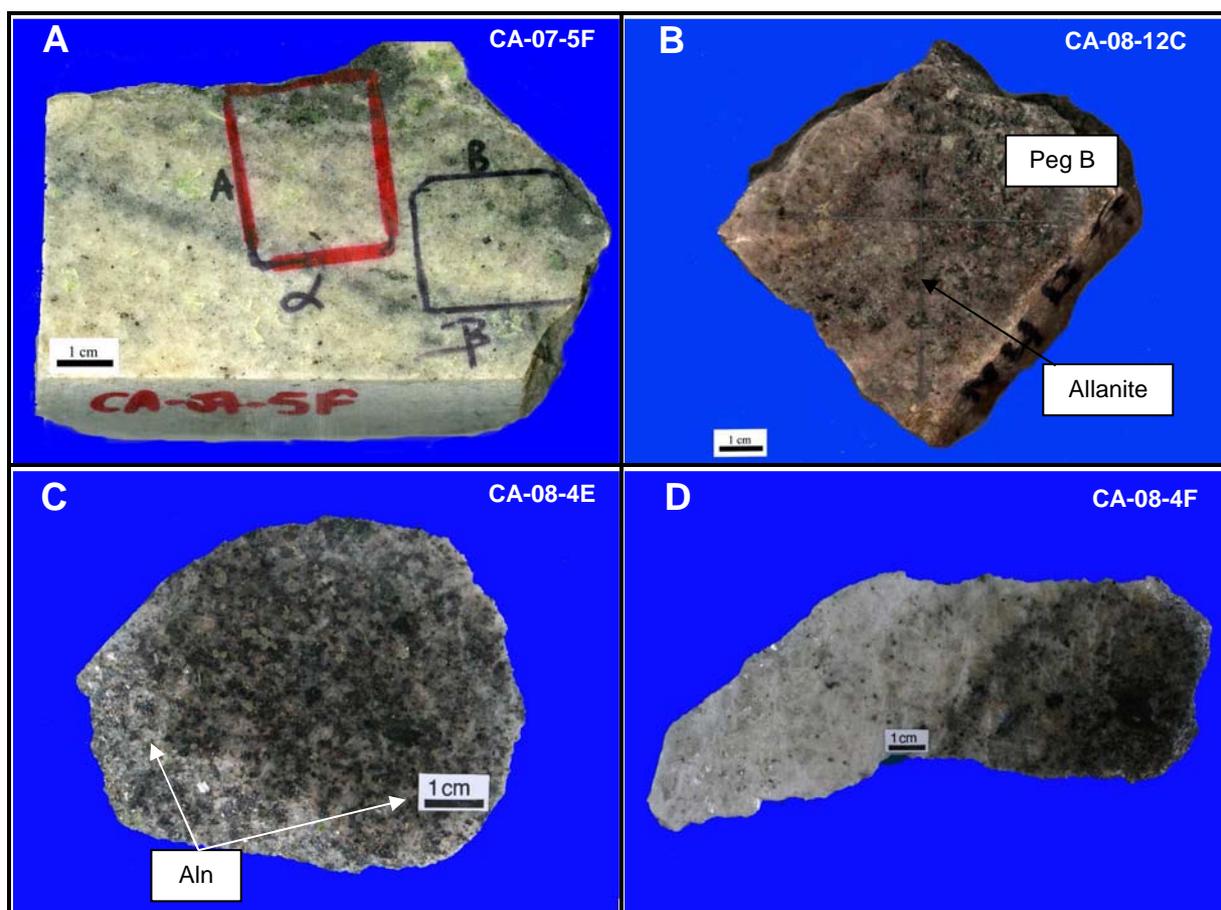


Figure IV- 1:A. Minéralisation à U-V en plages dans un marbre dolomitique, *Alcatrage* B. Minéralisation à U-V en plages dans un marbre dolomitique, *Cage F* C. Minéralisation à U-V en plages dans un marbre calcitique, *Indice Youssou*. D. Minéralisation à U-V en plages dans un marbre calcitique, *Indice Youssou*.

2.3. Conséquences pour l'U

2.3.1. Les « proto-MVT » comme pièges ?

Comme rappelé au début (piégeage cf), le principal problème posé par la concentration d'U dans des roches carbonatées est d'y trouver des pièges réducteurs. Dans le cas de la plateforme carbonatée de Cage, l'existence préalable de concentrations sulfurées (et proto-MVT), possiblement associées à du carbone d'origine organique, pourrait avoir constitué le piège réducteur pour de l'U transporté dans le même réseau de perméabilité par des fluides oxydants très probablement d'origine météorique.

2.3.2. Source de l'U

L'association U-V ± Mo quoique systématique dans toutes les roches minéralisées suggère une source commune pour ces métaux. Ces métaux ont en effet des comportements très similaires à la fois pendant le transport et pendant leur dépôt et en particulier dans le milieu sédimentaire à diagénétique. Ils sont très solubles en milieu oxydant et précipitent en milieu réducteur.

Plusieurs sources sont envisageables :

(i) Une source volcanique en relation avec les niveaux de méta-cinérîte marqueurs d'un volcanisme actif. Cette hypothèse est similaire à celle des gisements du Niger où la source de ces métaux en particulier V-Mo est attribuée à la dévitrification de verres volcaniques alcalins (Pagel, 2009). Par contre, le Zr fréquemment mobilisé avec ces métaux lors de la dévitrification, n'est pas enrichi dans les roches minéralisées du district ainsi que dans les oxydes d'uranium. Le Zr est ici corrélé à la fraction détritique (teneur en Al_2O_3).

La source pourrait être directement dans les niveaux cinéritiques, ou (plus probablement ?) dans la fraction volcanique (anciennes cendres) déposée dans les roches les plus perméables.

(ii) Une source provenant de l'altération en surface de roches fertiles de l'Archéen où des zones anomaliques en uranium ont été observées. Les rapports Th/U élevés observés dans l'Archéen ne sont pas incompatibles avec cette hypothèse, dans la mesure où l'uranium est beaucoup plus facilement mobilisable par des fluides superficiels oxydants. Mais dans ce cas, la source du V et du Mo associés à l'U reste obscure (même si l'on sait que le V est également facilement transporté en milieu oxydant en surface comme par exemple dans les calcrètes).

(iii) Une source provenant *localement* de pré-concentrations dans les paragneiss où la présence de matière organique capable d'avoir fixé de l'U pendant la sédimentation a été identifiée. Une telle source rendrait compte de l'association U-V-Mo (et de l'absence du zirconium). En revanche, on comprendrait mal dans ce cas que les liquides de fusion partielle qui dérivent de ces paragneiss (et par conséquent les pegmatites A) soient si pauvres en U (ce qui ne préjuge pas de la possibilité de pré-concentrations uranifères à d'autres niveaux de la série du GLH).

En conclusion, une source d'origine volcanique (matériel alcalin) contemporaine de la sédimentation semble être la plus probable.

2.4. Modèle conceptuel

2.4.1. Contexte géodynamique

Le contexte géodynamique pré-Torngat reste encore peu connu. Un premier stade de rifting, mal défini, semble se produire à partir de ~ 1960 Ma pour la partie Ouest du Craton de Nain, marqué par la formation du Ramah Group, et à partir de ~ 1940 Ma pour la partie Est du Craton de Rae, marqué par la formation du GLH à 1934 ± 2 Ma (Scott & Gauthier, 1996) et des futurs Gneiss de Tasiuyak qui sont datés entre 1940 et 1895 Ma (Scott & Gauthier, 1996). Les premières traces de convergence, se traduisant par d'importants volumes de plutons calco-alcalins, sont observées de 1910 Ma jusqu'à 1869 Ma (Scott, 2001).

Le GLH et les protolithes des Gneiss de Tasiuyak, qui sont pénécontemporains se sont donc déposés en contexte d'extension lié à l'ouverture d'un rift intracontinental (Goulet & Ciesielki, 2001).

2.4.2. Contexte sédimentaire

Les Gneiss de Tasiuyak proviennent du métamorphisme d'une puissante séquence de grès arkosiques intercalés de « black-shales » et représenteraient le remplissage d'un rift syn-tectonique, tandis que le GLH en constituerait, de l'autre côté de la faille normale, la contrepartie sous forme d'une plateforme d'abord détritique puis carbonatée (Figure IV- 2A).

L'existence des cinérites et des impuretés dans les carbonates traduisent celle d'un volcanisme péra-alcalin syn-rift en opposition avec le contexte géodynamique proposé par la littérature (Wardle *et al.*, 2002).

Les deux types de séquence sont aujourd'hui juxtaposés le long de la faille décrochante inverse d'Abloviak (Goulet & Ciesielki, 2001), qui représente peut être l'inversion de la faille bordière du rift.

2.4.3. Stade de formation des proto-MVT

Le modèle proposé (Figure IV- 2B) s'appuie sur l'exemple des gisements de type du Lennard Shelf formé au Paléozoïque Supérieur dans le même type d'environnement extensif de type rift (Dorling *et.al*, 1998). Il fait intervenir un fluide réducteur provenant des formations riches en matière carbonée et en métaux de la Fosse de Tasiuyak, où des black-shales à Ni, Zn ont été décrits par Bodycom (1994). La rencontre de ce fluide chaud et des sulfates va permettre la réduction des sulfates par TSR et la précipitation des sulfures métalliques dans les cavités (ou les micro-cavités). L'oxydation de la composante carbonée transportée par le fluide produit du méthane à $\delta^{13}\text{C}$ léger qui par interaction avec les carbonates provoque une baisse de leur $\delta^{13}\text{C}$.

2.4.4. Stade de la minéralisation à U

La plateforme carbonatée est par la suite soumise à la circulation d'un fluide météorique oxydant. Ce fluide va s'enrichir en U \pm autres métaux au contact avec les sources précédemment évoquées (cinérites + impuretés dans les carbonates). La rencontre de ce fluide avec un piège réducteur tels que les proto-MVT (préalablement formés) ou les occurrences de matière organique primaires des carbonates, va entraîner la réduction et le dépôt de l'U ainsi que du V-Mo \pm Se (Figure IV- 2).

2.4.5. Métamorphisme

Lors du métamorphisme, les sulfates résiduels réagissent pour donner des scapolites et la matière organique est dans une large mesure oxydée. Une partie de la barytine réagit dans les environnements Al-K pour donner les feldspaths enrichis en composition celsiane, et le V est incorporé dans la tschermakite. Le Mo, initialement présent sous forme de sulfures ou d'hydroxydes donne de la molybdénite. L'uranium, probablement présent initialement recristallise en uraninite, sans modifier son spectre ETR. A la faveur des cisaillements D2-b, une (faible) remobilisation U-Mo, différentiel pour Mo, peut avoir lieu.

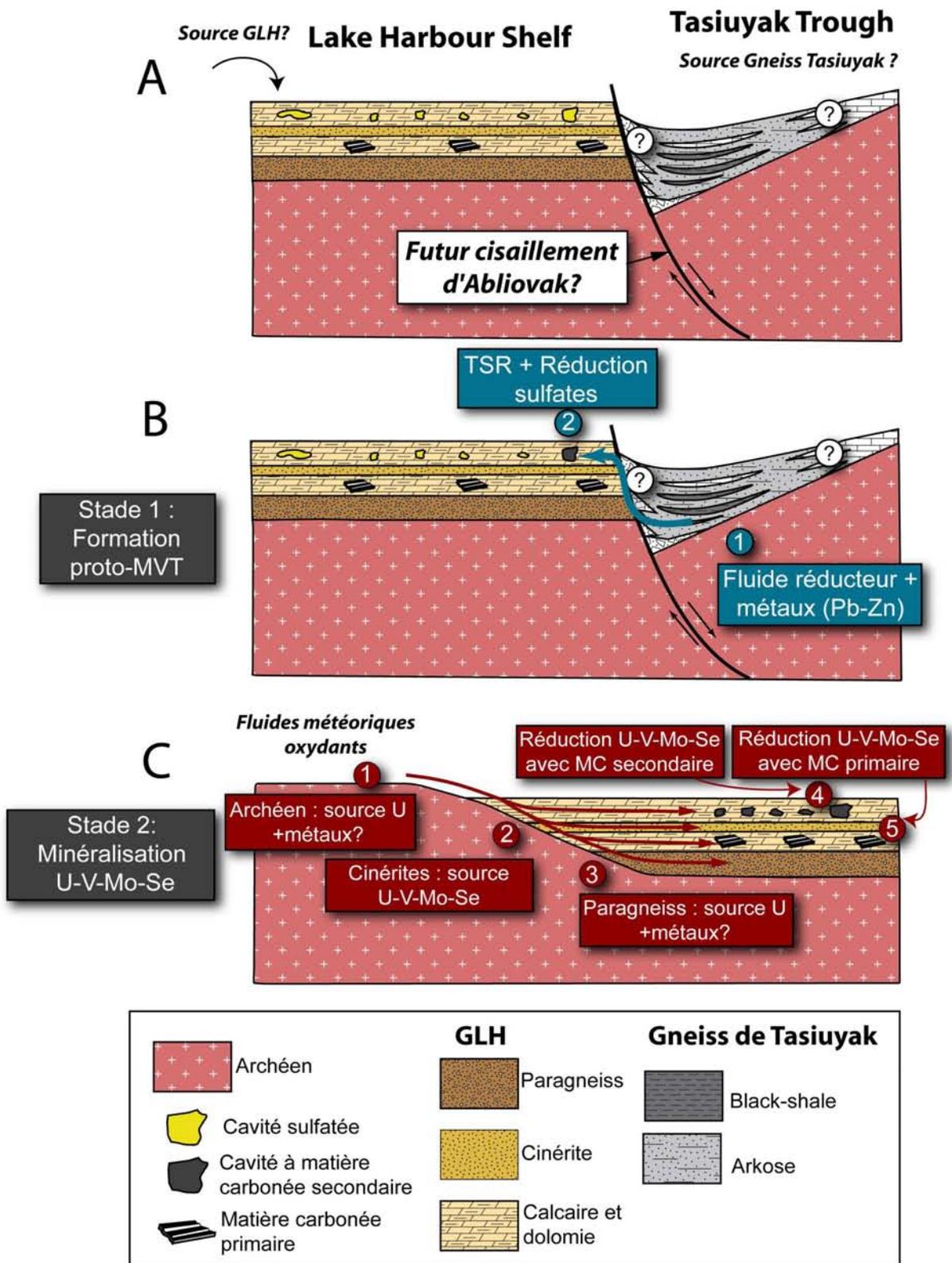


Figure IV- 2 : Modèle conceptuel des minéralisations stratoïdes dans le GLH

C. Les minéralisations dans les skarns à U-Th

1. Relations pegmatites – minéralisations U-Th

Plusieurs observations semblent indiquer un lien génétique fort entre les pegmatites et les minéralisations à U-Th :

(i) Il existe une étroite relation spatiale entre les minéralisations à U-Th et les réseaux de filonnets à actinote/scapolite/phlogopite (skarn 2), même si, à l'échelle de l'échantillon, l'uraninite thorifère (ou l'uranothorianite), est toujours physiquement disjointe de ces manifestations, quoiqu'évidemment contrôlée par elles (Figure II- 41). Toutes ces manifestations se sont produites pendant l'événement E3, postérieurement à la mise en place des pegmatites B (1777 ± 10 Ma), mais synchrone des pegmatites C et D. On peut donc conclure, que la relation entre les minéralisations à U-Th et les manifestations de skarn 2 n'est pas seulement spatiale mais aussi temporelle (l'âge de 1782 ± 2 Ma pour la minéralisation est par ailleurs compatible avec l'âge des pegmatites B).

(ii) Les oxydes d'U-Th des skarns 2 ont tous des spectres d'ETR typiques d'une signature magmatique, semblable à celle des uraninites de Rössing ou d'autres occurrences magmatiques, ainsi qu'à celles des gisements métasomatiques de haute température, caractérisées par un faible fractionnement global, des teneurs élevées en ETR (10^4 fois les chondrites) et une anomalie négative en europium.

(iii) La composition en Y-Ce-Th des oxydes d'U-Th des skarns 2 du district de Cage est variable (même à l'échelle de l'échantillon) allant des uraninites thorifères riches en Y (et en moindre proportion en Ce) en passant par des uraninites thorifères relativement pauvres en Y et en Ce jusqu'à des uranothorianites pauvres en Y et en Ce. On doit donc en conclure qu'elles ne sont pas strictement synchrones, quoique présentant les mêmes contrôles microstructuraux.

Pour les pegmatites, la composition en Y-Ce-Th des oxydes et silicates d'U-Th est très variable. Cependant, il est possible de faire un lien entre les oxydes et les silicates d'U-Th de la grande majorité des skarns 2 et ceux des pegmatites C et D qui ont des compositions similaires, alors que ceux des pegmatites B sont remarquables par leur fort enrichissement en Y et Ce en accord avec leur paragenèse typique à allanite \pm bétafite.

De plus, plusieurs observations de poches à quartz renfermant des allanites, des bétafites, des uraninites thorifère et des uranothorites dans les pegmatites tardives (en

particulier B-C) explicitent ce lien, indiquant que des fluides hydrothermaux enrichis en uranium et thorium et Nb, REE sont produits par ces derniers.

Par tous ces aspects, les fluides minéralisateurs s'apparenteraient donc à des fluides magmatiques-hydrothermaux et plus précisément, aux fluides qui s'expriment lors de la transition magmatique-hydrothermale dans les pegmatites tardives.

Cependant le lien direct entre ces fluides et les pegmatites visibles à l'affleurement est problématique comme l'indiquent les points suivants :

(i) Les pegmatites D le plus souvent ne développent pas de telles poches de quartz, suggérant que leur capacité à transférer des fluides riches en U-Th dans leur encaissant proche est restée limitée.

(ii) L'étude isotopique de l'oxygène des silicates des pegmatites D et des veines de skarn 2 n'a pas permis d'établir un lien génétique direct même si une parenté semble exister entre ces deux types d'objets. Ces pegmatites D sont de plus parfois elles-mêmes affectées par les expressions hydrothermales à scapolite (endoskarn 2).

(iii) L'étude isotopique (Nd-Sr) n'a pas permis de conclure à un lien direct entre les roches minéralisées à U-Th (skarns primaires et GASC) et les pegmatites D. La légère tendance observée semble indiquer que la source des minéralisations représente plutôt un mélange entre les différentes pegmatites tardives. Les âges modèles T_{DM} et la composition isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ et $\epsilon Nd_{(1,9)}$ indiquent par ailleurs une source archéenne pour les pegmatites tardives partiellement (mais non exclusivement) compatible avec l'Archéen de la Core Zone.

En conclusion, l'ensemble de ces données factuelles suggère qu'il existe une liaison génétique entre les fluides minéralisateurs et les pegmatites tardives (B-D), mais qu'un découplage se soit opéré entre les pegmatites et le fluide minéralisateur au niveau d'observation. Une source profonde impliquant le socle archéen (compatible dans l'ensemble avec la Core Zone) est indiquée pour les pegmatites, ce qui laisse donc présager une source profonde pour les fluides minéralisateurs. Comme il ne semble pas avoir de relation directe au niveau d'affleurement actuel, mais qu'il existe une relation génétique, il faut chercher cette relation dans des zones plus profondes, à la source du matériel pegmatitique lui-même, ou sur le chemin de remontée des pegmatites.

Ce phénomène implique une anomalie thermique post- M_2 en profondeur permettant d'atteindre les conditions de la fusion partielle dans l'Archéen, couplée à la chenalisation des

liquides/fluides produits dans la croûte archéenne. La localisation préférentielle de ces minéralisations dans la région de Davis Inlet, le long d'un rejeu transtensif le long de la frontière paragneiss-marbres là où celle-ci est la plus proche du socle Archéen, prend alors tout son sens.

2. Mécanismes de piégeage de l'U

Il est classique en métallogénie de l'uranium de relier la précipitation des oxydes d'U avec le passage des fluides minéralisateurs au travers d'une barrière d'oxydo-réduction. On peut néanmoins se demander si un mécanisme d'oxydo-réduction est bien nécessaire pour expliquer ici la précipitation des uranothorianites et des uraninites thorifères.

En effet, l'uranium dans les magmas et les fluides magmatiques peut être en grande partie sous valence (IV) et donc déposer directement l'uraninite par diminution de température ou par modification de l'activité de certains composants dans la solution (Moine *et al.*, 1997). Ce qui va dans ce sens est également le fait que le thorium est également mobile avec l'uranium, formant parfois même des uranothorianites, le thorium n'ayant que la valence (IV). Ces derniers, ainsi que les ETR, sont préférentiellement transportés sous forme de complexe fluoré comme pour le gisement de Tranomaro (Moine, 1997).

Néanmoins, deux points demandent une explication spécifique :

(i) Le strict contrôle spatial des uraninites thorifères et même des uranothorianites par l'actinolite, mais aussi l'association préférentielle de ces dernières avec le stade à scapolites (post-actinolite).

(ii) Le fait que la minéralisation soit « indifféremment » à uranothorianite ou à uraninite thorifère, parfois même dans le même site.

Le point (i) suggère que le Fe^{2+} de l'actinolite ait pu jouer un rôle d'oxydo-réduction pour l'U. Quelques données vont dans ce sens, comme l'observation d'épidote dans des microcavités de dissolution de l'actinolite (indice Bocamp) ou la présence locale d'épidotes au contact avec la minéralisation à U-Th (Indice 7%), ce qui va dans le sens d'une oxydation du Fe^{2+} en Fe^{3+} associée à la minéralisation. On peut imaginer que l'équilibre Fe^{2+} - Fe^{3+} en solution ne franchisse la barrière de stabilité des oxydes d'uranium qu'à une certaine distance de la source du Fe^{2+} , peut-être en raison des gradients de température ce qui expliquerait le contrôle spatial par de l'actinolite pré-minéralisation et le fait que U-Th ne précipitent qu'à quelques mm-cm de ces actinolites. Le fluide responsable du transport de l'U

et de la mise en solution du fer pourrait être le fluide riche en chlore associé à la scapolitisation (voir ci-dessous).

Le point (ii) peut être mis en rapport avec le chimisme des minéraux hydroxylés des skarns 2 :

- Les actinolites ne contiennent ni F ni Cl, à la différence par exemple des amphiboles des skarns à U-Th de HT de Tranomaro (Madagascar), où ont été mesurées des teneurs en F pouvant aller jusqu'à 3 % poids (Moine *et al.*, 1985).

- Les scapolites ont des compositions très variables ($30 < \%Me < 70$) mais sont toujours riches en Cl.

- Les phlogopites montrent des enrichissements en F, d'ailleurs corrélés à XFe, avec des rapports F/(F+OH) variant de 0,02 à 0,22 ($0,11 \pm 0,04$), qui restent toutefois inférieurs aux rapports exceptionnellement élevés mesurés pour Tranomaro (qui vont jusqu'à 0,78 : Moine *et al.*, 1985).

La succession temporelle actinolite – scapolite – phlogopite enregistrée dans l'évolution des skarns 2 pourrait ainsi refléter une évolution du fluide magmatique minéralisateur vers des compositions de plus en plus riches en F, favorisant ainsi le transport du Th à la fin de ce processus et par conséquent la formation d'uranothorianite. Le dépôt de molybdénite post-synchrone des minéralisations à U-Th (1774 ± 8 Ma) n'est en revanche pas contrôlé par la teneur en fluor du fluide car le molybdène est le plus souvent transporté sous forme de complexes hydroxylés (e.g., Lentz, 2000).

3. Modèle conceptuel

Les considérations précédentes suggèrent une source des pegmatites et des fluides liée à la minéralisation à U-Th, dans la fusion partielle du socle Archéen profond, à la fin de l'orogène Torngat (1784 ± 2 Ma). Un mécanisme possible serait une délamination lithosphérique à la fin de la collision, engendrant dans la croûte continentale un métamorphisme de très haute température accompagné de granulisation.

Un analogue possible d'une telle source profonde des pegmatites et des fluides de Cage serait, dans ces conditions, les pyroxénites à U-Th de Tranomaro (Madagascar) (Moine *et al.*, 1985).

3.1. Les skarns à U-Th de Tranomaro

Le gisement de Tranomaro localisé dans le sud de Madagascar appartient à une unité de roches métasédimentaires et métavolcaniques du Protérozoïque Inférieur métamorphisé dans le faciès granulite pendant l'orogène Pan-Africaine (Andriamarofahatra *et al.*, 1990).

Les roches minéralisées sont majoritairement des pyroxénites d'origine métasomatique provenant de l'interaction d'un marbre au contact avec des intrusions granitiques (équivalent possible de nos skarn 1) mais aussi formés de façon plus distale comme l'atteste l'absence de granites dans certaines zones métasomatisées (Moreau, 1963 & Moine *et al.*, 1985). Quelques minéralisations ont été observées dans des scapolitites ainsi que dans des marbres. La minéralisation se présente majoritairement sous la forme d'uranothorianite (Rakotondrazafy *et al.*, 1996).

Le fluide minéralisateur, synchrone du pic du métamorphisme (5kbar et 850°C) Panafricain à 565 Ma (Andriamarofahatra *et al.*, 1990) pourrait provenir des magmas granitiques ou de réactions de dévolatilisation dans les zones atteintes par la granulitisation (Nicollet, 1985). La déshydratation de la biotite libère le F capable de transporter l'U, Th, REE, Zr. Ce modèle est cohérent à la fois avec les données isotopiques (O et Nd) obtenues pour les roches métasomatiques, et les enrichissements en ETR des marbres qui attestent d'échanges avec des fluides syn-métamorphes d'origine crustale (Boulvais, 1998 & 2000).

3.2. Application au district de Cage

On peut proposer que les minéralisations observées à Cage représenteraient la partie distale d'un dispositif semblable à celui du socle profond de Madagascar.

Conclusions générales

A. Le cycle de l'uranium Paléoprotérozoïque

Le Paléoprotérozoïque est une période charnière dans l'évolution du cycle de l'uranium, caractérisée par l'augmentation de l'importance ainsi que de la diversité des gisements produits (syn-sédimentaire, pegmatite, albitite, discordance).

1. Stade 1 : Enrichissement en U à l'archéen

Ce cycle de l'uranium Paléoprotérozoïque est directement lié à la première période (commençant vers 3,2 Ga) d'enrichissement en U de l'Archéen, marquée par l'apparition des premiers granites métalumineux suffisamment riches pour cristalliser l'uraninite. Ces énormes volumes de granites se sont soit formés par des processus impliquant la subduction (cependant la datation de l'initiation de la tectonique des plaques reste un sujet controversé), soit par recyclage des larges ceintures de « Greenstone ».

Puis à partir de 2,7 Ga, la fusion partielle de métasédiments produit les leucogranites et pegmatoïdes peralumineux, très fractionnés et enrichis en uranium (la pegmatite de Tanco par exemple). Le volume de roches potentiellement enrichies en radioéléments est directement contrôlé par la forte croissance crustale couplée au processus de cratonitisation qui caractérise la période comprise entre l'Archéen inférieur et le Paléoprotérozoïque supérieur. Ces différents granites et pegmatoïdes enrichis en U et Th, sont la source des uraninites détritiques des placers archéens (anté-GOE).

2. Stade 2 : Enrichissement dans les plateformes carbonatées

Le premier stade du cycle de l'uranium Paléoprotérozoïque débute avec le GOE marquant l'augmentation spectaculaire de la fugacité en oxygène de l'atmosphère. L'uranium mis en contact avec les eaux superficielles oxydantes, passe en solution sous forme de complexes de carbonates d'uranyle (sous la valence U^{6+}). La fragmentation des Mégacontinents ou peut être même d'un premier Supercontinents (Kenorland) formés à l'Archéen va permettre le développement de vastes plates-formes carbonatées en marges passives. L'uranium lessivé est préférentiellement piégé par les énormes quantités de matières organiques accumulées dans les sédiments du plateau et dans les milieux des mers marginales notamment durant l'événement Shunga (2,0 Ga) donnant lieu à la formation des premières concentrations d'uranium syn-sédimentaires (bassin de Franceville au Gabon, d'Onega et de la ceinture Wollaston et Mudjatik).

3. Stade 3 : Remobilisation pendant les orogènes

Le troisième stade du cycle de l'uranium paléoprotérozoïque est marqué par l'enrichissement en U du manteau à la faveur de l'enfouissement de ces sédiments dans les zones de subduction, et par là, des granitoïdes issus plus ou moins directement de la fusion partielle de ces manteaux supra-subductifs métasomatisés, enrichis en éléments incompatibles par lors de la déshydratation des sédiments subduits ou par interaction avec des liquides issus de la fusion de la plaque océanique, à l'occasion des collisions continentales qui accompagnent la formation du supercontinent Nuna. L'assemblage du Supercontinent Nuna est marqué de vastes domaines orogéniques (typique du Paléoprotérozoïque) délimitant la suture entre les différents cratons (orogène hudsonienne pour la Laurentia et svécofennienne pour la Baltica).

Le métamorphisme associé à ces orogènes de grande extension va être le moteur de la remobilisation et du transfert de l'uranium décrit précédemment, liés à la percolation de fluides de hautes températures, à l'origine des gisements de type albitite, mais aussi liés à la production de pegmatites et granites lorsque le stade de la fusion partielle est atteint.

Les pegmatites sont pour la grande majorité produites par la fusion partielle de séries volcano-sédimentaires préalablement enrichies en uranium (Charlebois, District de Litsa, Orrefjell, Sud Finlande & Palmottu, Crocker Wells).

Les gisements de type albitite, sont spatialement liés à des accidents crustaux tels que des zones de cisaillement (Lagoa Real), des failles et des fractures majeures (Mistamisk, Skuppesavon, Krivoï-Rog, Beaverlodge) et des zones mylotinisées ou bréchifiées (Liangshanguan, Beaverlodge, Valhalla). Les associations U-Ti ± Zr indiquent que ces fluides minéralisateurs responsables de la métasomatose alcaline sont de hautes températures. Les sources des minéralisations sont variées pouvant provenir des métasédiments et/ou métavolcaniques et/ou des granites dérivant de ces derniers.

4. Stade 4 : Formation des gisements de type discordance

L'enrichissement multi-forme de la croûte fini-paléoprotérozoïque est un facteur clé dans la genèse des grands gisements associés aux discordances du Mésoprotérozoïque. Ces gisements sont liés à la percolation dans le socle de saumures sodiques issues des évaporites sus-jacentes qui sont devenues calciques en relation avec le lessivage de l'uranium. Pour le bassin de l'Athabasca, les sources d'uranium communément invoquées seraient tout d'abord, les concentrations synsédimentaires, et les pegmatites en dérivant de

la Wollaston et de Taltson Belt et potentiellement les gisements de type albitites avec l'exemple de Beaverlodge localisé au nord du bassin.

B. Apports de l'étude du district de Cage

Les résultats de cette thèse contribuent à une meilleure connaissance des processus qui ont conduit à l'enrichissement en uranium de la croûte paléoprotérozoïque, en mettant en évidence deux nouvelles possibilités :

(1) Des concentrations liées au fonctionnement de plateformes carbonatées enrichies en sulfates après le GOE, en contexte de rifting, au cours de la dislocation des mégacontinents formés à la fin de l'Archéen. Ce processus implique que :

- Les enrichissements observés dans les séquences de plateforme carbonatée paléoprotérozoïque ne sont pas systématiquement liés au piégeage primaire de l'uranium par de la matière organique pendant la sédimentation (origine syn-sédimentaire). En effet, une partie des plateformes paléoprotérozoïques sont soumises à l'influence de fluides de bassin de type MVT, qui sont vecteurs de matière organique et de métaux (Pb-Zn) (cf. les gisements de Coxco, Kamarga, Esker, Black Angel, et Ramah). Ces fluides réducteurs à métaux vont potentiellement déposer de la matière organique et des sulfures au contact de cavités sulfatées présentes dans les formations carbonatées. Ces cavités représentent un piège réducteur supplémentaire pour l'uranium en addition de la matière organique possiblement présente dans les sédiments.
- L'uranium dans ces plateformes carbonatées est mobile sous l'action de fluides météoriques oxydants, percolant préférentiellement dans les séries carbonatées où un réseau de cavités connectées a pu se développer (comme pour les gisements d'uranium dans les carbonates plus récents).
- Les quantités énormes de matériels volcaniques produits pendant le Paléoprotérozoïque (enrichis en U en relation avec l'enrichissement du manteau) puis incorporées dans les séquences métasédimentaires, sont une excellente source d'uranium pour ce type d'enrichissement. Cette source est de plus facilement mobilisable par des fluides oxydants. Le rôle du volcanisme comme source d'uranium avait déjà été mise en évidence pour de nombreux gisements de type albitite tels que Skuppessavon, Crocker Well, Michelin, Kurupung, Duobblon.

(2) Des concentrations liées aux métamorphismes UHT qui granulitisent la croûte continentale inférieure pendant le processus d'amalgamation du supercontinent Nuna impliquant que :

- La formation de pegmatites enrichies en uranium n'est pas forcément liée à la fusion partielle de métasédiments paléoprotérozoïques. A la fin de l'épisode compressif des orogènes, des délaminations de la croûte continentale inférieure peuvent permettre la fusion du socle archéen potentiellement fertile pour former des granites et pegmatites enrichis en U-Th qui peuvent interagir avec les métasédiments en particulier les formations carbonatées.
- La granulitisation de l'Archéen peut aussi potentiellement produire dans des zones fertiles des fluides minéralisateurs qui par interaction avec les carbonates vont former des skarns minéralisés à U-Th.

Ainsi, l'épisode qui voit la formation, pour la première fois dans l'histoire de la Terre, d'un supercontinent incorporant pratiquement toute la masse crustale actuelle (Nuna) associé au passage de l'oxyatmosphère qui permet le passage de l'uranium à l'état oxydé, apparaît-il de plus en plus comme un événement-clé dans la métallogénie globale de l'uranium.

Références

bibliographiques

- Abraham, K., *et al.* (1972). "On the enrichment of tourmaline in metamorphic sediments of the Arzberg series. West Germany (NE Bavaria)." Neu. Jb. Mineral., Mh., H5: 209-219.
- Anbar, A. D., *et al.* (2007). "A whiff of oxygen before the great oxidation event?" Science **317**(5846): 1903-1906.
- Andriamarofahatra, J., *et al.* (1990). "Monazites and zircons U-Pb dating of the last major granulitic tectono-metamorphic event in the southeastern part of Madagascar." Datation U-Pb sur monazites et zircons du dernier episode tectono- metamorphique granulitique majeur dans le Sud-Est de Madagascar **310**(12): 1643-1648.
- Annesley, I. R. and C. Madore (1999). "Leucogranites and pegmatites of the sub-Athabasca basement, Saskatchewan: U protore?" Mineral Deposits: Processes to Processing: 297-300.
- Armstrong, J. P., *et al.* (1993). "Carbon and oxygen isotope geochemistry of calcite from the Jubilee Zn-Pb deposit, Cape Breton Island." Canadian Mineralogist **31**(3): 755-766.
- Aspler, L. B. and J. R. Chiarenzelli (1998). "Two Neoproterozoic supercontinents? Evidence from the Paleoproterozoic." Sedimentary Geology **120**(1-4): 75-104.
- Ayers, D. E. E., P. J. (1975). "Uranium mineralization in the South Alligator River valley." Mineral. Deposita **10**, : 27-41.
- Baker, A. J. and A. E. Fallick (1989). "Heavy carbon in two-billion-year-old marbles from Lofoten-Vesterlen, Norway: Implications for the Precambrian carbon cycle." Geochimica et Cosmochimica Acta **53**(5): 1111-1115.
- Banner, J. L., *et al.* (1988). "Water-rock interaction history of regionally extensive dolomites of the Burlington-Keokuk formation (Mississippian): isotopic evidence." Sedimentology and geochemistry of dolostones: 97-113.
- Barnicoat, A. C., *et al.* (1997). "Hydrothermal gold mineralization in the Witwatersrand basin." Nature **386**(6627): 820-824.
- Beck, L. S. (1971). "Uranium deposits of the Athabasca region, Saskatchewan." Sask, Dep Miner Resour, Geol Sci Br, Rep 126 1969, 4 folding sheets.
- Belevtsev, Y. N., *et al.* (1983). "The Krivoy Rog basin." Developments in Precambrian Geology **6**: 211-251.
- Bell, R. T. (1996). "Sandstone uranium." Geological Survey of Canada, Geology of Canada(8): 212-219.

- Bercovici, D. (2003). "The generation of plate tectonics from mantle convection." Earth and Planetary Science Letters **205**(3-4): 107-121.
- Bertrand, J. M., *et al.* (1993). "U-Pb geochronology of deformation and metamorphism across a central transect of the early Proterozoic Torngat Orogen, North River map area, Labrador." Canadian Journal of Earth Sciences **30**(7): 1470-1489.
- Bleeker, W. and R. Ernst (2006). "Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: the key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2.6 Å Ga." Dyke Swarms-Time Markers of Crustal Evolution: 3-26.
- Bodycomb, V. (1994). "Characterization and metallogeny of base metal, graphite, and tungsten showings, Paleoproterozoic Torngat orogen, Eastern Ungava Bay, Quebec." Thèse de MASTER DE SCIENCES DE LA TERRE, UQAM (Montréal) : 155 pages.
- Bonhoure, J., *et al.* (2007). "Methodology for rare earth element determinations of uranium oxides by ion microprobe." Geostandards and Geoanalytical Research **31**(3): 209-225.
- Bonneti, C. (2008). "Cartographie détaillée et travaux d'exploration sur la zone indicielle de Davis Intel (Région de la baie d'Ungava, Québec, Canada)." Mémoire de Master professionnel - Exploration et gestion des ressources minérales (EGERM).
- Botz, R., *et al.* (1988). "Isotope geochemistry of carbonate sediments from Lake Kivu (East-Central Africa)." Chemical Geology **69**(3-4): 299-308.
- Bouabdellah, M. (1988). "Etude pétrographique et métallogénique du district polymétallique à Pb-Zn-Cu-Ba-Fe-Sn d'Assif El Mal-Bouzouga, Haut Atlas de Marrakech, Maroc." Thèse University of Marrakech: 321.
- Boulvais, P., *et al.* (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**(3-4): 247-262.
- Boulvais, P., *et al.* (2000). "Rare-earth elements distribution in granulite-facies marbles: A witness of fluid-rock interaction." Lithos **53**(2): 117-126.
- Bradley, D. C. (2008). "Passive margins through earth history." Earth-Science Reviews **91**(1-4): 1-26.
- Brimhall Jr, G. H. (1987). "Preliminary fractionation patterns of ore metals through Earth history." Chemical Geology **64**(1-2): 1-16.
- Brocks, J. J., *et al.* (2003). "A reconstruction of Archean biological diversity based on molecular fossils from the 2.78 to 2.45 billion-year-old Mount Bruce Supergroup, Hamersley Basin, Western Australia." Geochimica et Cosmochimica Acta **67**(22): 4321-4335.

- Brooks, J. H. (1960). "Uranium deposits of north western Queensland." Geological Survey of Queensland **297**.
- Brown, M. (2007). "Metamorphic conditions in orogenic belts: A record of secular change." International Geology Review **49**(3): 193-234.
- Buick, I. S. (1998). "High-13C Paleoproterozoic carbonates from the Transvaal Supergroup, South Africa." Geology **26**(10): 875-878.
- Caillat, C. (2005). "Compte-rendu de mission au Québec: découverte de l'indice Cage, Aout 2005." Rapport interne AREVA NC.
- Campana, B. K., D. (1958). "Regional geology and mineral resources of the Olary province: South Australia Geol. ." Survey Bull. **34**, : 1-91.
- Campbell, I. H. and C. M. Allen (2008). "Formation of supercontinents linked to increases in atmospheric oxygen." Nature Geoscience **1**(8): 554-558.
- Canfield, D. E. (1998). "A new model for Proterozoic ocean chemistry." Nature **396**(6710): 450-453.
- Canfield, D. E., *et al.* (2008). "Ferruginous conditions dominated later neoproterozoic deep-water chemistry." Science **321**(5891): 949-952.
- Carter E.K., B. J. H., Walker K.R. (1961). "The Precambrian mineral belt of NW Queensland:." Australian Bur. Mineral Resources, Geol. Geoph. Bull. **51**,(228-234.).
- Cathelineau, M. (1982). "Caractéristiques minéralogiques des pechblendes de la province hercynienne d'europe. Comparaison avec les oxydes d'uranium du protérozoïque de différents gisements d'amérique du nord, d'afrique et d'australie." Vein-Type and Similar Uranium Deposits in Rocks Younger Than Protérozoïc: 159-177.
- Catling, D. C. and M. W. Claire (2005). "How earth's atmosphere evolved to an oxic state: A status report." Earth and Planetary Science Letters **237**(1-2): 1-20.
- Cawood, P. A., *et al.* (2006). "Precambrian plate tectonics: Criteria and evidence." GSA Today **16**(7): 4-11.
- Choudhuri, R. and A. B. Roy (1986). "Proterozoic and Cambrian phosphorites - deposits Jhamarkotra, Rajasthan, India." Phosphate deposits of the world. Vol. 1: Proterozoic and Cambrian phosphorites: 202-219.
- Cinelu, S. (2008). "Métasomatose sodique et Minéralisations uranifères associées: Exemples du district de Kirovograd - Novoukrainsk (Ukraine), du batholite du Kurupung (Guyana), et du

- gisement d'Espinharas (Bréilis)." Thèse de doctorat Université Henri Poincaré, Nancy-1. **202 pages.**
- Condie, K. C. (1998). "Episodic continental growth and supercontinents: A mantle avalanche connection?" Earth and Planetary Science Letters **163**(1-4): 97-108.
- Condie, K. C. (2001). "Global Change Related to Rodinia and Gondwana." Gondwana Research **4**(4): 598-599.
- Condie, K. C. (2004). "Supercontinents and superplume events: Distinguishing signals in the geologic record." Physics of the Earth and Planetary Interiors **146**(1-2): 319-332.
- Condie, K. C. and A. Kroner (2008). "When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record." When did plate tectonics begin on planet Earth.
- Cordani, U. G., *et al.* (1992). "Pb-Pb, Rb-Sr, and K-Ar systematics of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhao cycle (ca. 1.5-1.0 Ga)." Journal of South American Earth Sciences **5**(1): 33-46.
- Cuney, M. (2009). "The extreme diversity of uranium deposits. ." Mineral Dep., **44**: 3–9.
- Cuney, M. and M. Friedrich (1987). "Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications for uranium metallogenesis." Bulletin de Mineralogie **110**(2-3): 235-247.
- Cuney, M. and K. Kyser (2008). "Recent and not-so-recent developments in uranium deposits and implications for exploration. ." MINERALOGICAL ASSOCIATION OF CANADA, Short Course Series 39, (257 pages.).
- Davies, G. F. (2007). "Mantle regulation of core cooling: A geodynamo without core radioactivity?" Physics of the Earth and Planetary Interiors **160**(3-5): 215-229.
- De Paolo, D. J. (1981). "Nd isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic." Nature **291** 193–196.
- Debon, F. and P. Le Fort (1983). "A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations." Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences **73**(3): 135-149.
- Degens, E. T., *et al.* (1957). "Environmental studies of carboniferous sediments. Part I: Geochemical criteria for differentiating marine from freshwater shales." American Association of Petroleum Geologists Bulletin **41**: 2427-2455.

- Dodson, R. G., *et al.* (1974). "Uranium mineralization in the Rum Jungle-Alligator Rivers Province, Northern Territory, Australia; Formation of Uranium Ore Deposits: Vein- and similar-type deposits." International Atomic Energy Agency **374**: 551-568.
- Donovan, T. J., *et al.* (1974). "Recognition of petroleum-bearing traps by unusual isotopic compositions of carbonate-cemented rocks." Geology **2**: 351-354.
- Duhamel, I., Cuney, M., and Van Lichtervelde, M. (2009). "First characterization of uraninite in an Archean peraluminous granitic pegmatite at Tanco (Manitoba, Canada). Inference for uraninite placer deposits. ." Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada Conference, Québec, Canada.
- Elliott, T., *et al.* (1999). "Exploring the kappa conundrum: The role of recycling in the lead isotope evolution of the mantle." Earth and Planetary Science Letters **169**(1-2): 129-145.
- Eriksson, P. G., *et al.* (2005). "Patterns of sedimentation in the Precambrian." Sedimentary Geology **176**(1-2 SPEC. ISS.): 17-42.
- Ernst, R. E. and K. L. Buchan (2001). "Large mafic magmatic events through time and links to mantle plume heads." Mantle Plumes: Their Identification Through Time **352**: 483-575.
- Ernst, R. E. and K. L. Buchan (2003). Recognizing mantle plumes in the geological record. Annual Review of Earth and Planetary Sciences. **31**: 469-523.
- Eyles, N. and N. Januszczak (2004). "'Zipper-rift': A tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma." Earth-Science Reviews **65**(1-2): 1-73.
- Farquhar, J. and B. A. Wing (2003). "Multiple sulfur isotopes and the evolution of the atmosphere." Earth and Planetary Science Letters **213**(1-2): 1-13.
- Fayek, M., *et al.* (2000). "Micro-structures associated with uraninite alteration." Journal of Nuclear Materials **277**(2-3): 204-210.
- Finch, R. and T. Murakami (1999). Systematics and paragenesis of uranium minerals. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. **38**: 91-179.
- Flotté N. (2007). "Etude structurale du secteur de l'indice Cage, Nunavik, Québec." Rapport interne AREVA NC, RM 05/142.
- Forbes, P., *et al.* (1984). "Volcanic components in the Akouta uranium deposit, Niger." Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II **298**(15): 647-650.

- Friedman, I. (1970). "Some investigations of the deposition of travertine from Hot Springs-I. The isotopic chemistry of a travertine-depositing spring." Geochimica et Cosmochimica Acta **34**(12): 1303-1315.
- Friedrich, M. H., *et al.* (1987). "Uranium geochemistry in peraluminous leucogranites." Uranium **3**(2-4): 353-385.
- Fronzel, C. (1958). "Systematic Mineralogy of Uranium and Thorium." Bull. US Geol. Surv. **1964**: 162.
- Fuchs, H. D. and W. Hilger (1989). "Kiggavik (Lone Gull): An unconformity related uranium deposit in the Thelon Basin, Northwest Territories, Canada." Uranium Resources and Geology of North America: 429-454.
- Gauthier-Lafaye, F. and F. Weber (1989). "The Francevillian (Lower Proterozoic) uranium ore deposits of Gabon." Economic Geology **84**(8): 2267-2285.
- Goulet, N., Bilodeau C. *et al.*, (2008). "Carte géologique de l' Est de la baie d'Ungava." Rapport interne AREVA NC Québec.
- Goulet, N. and A. Ciesielski (1990). "The Abloviak shear zone and the NW Torngat Orogen, eastern Ungava Bay, Quebec." Geoscience Canada **17**(4): 269-272.
- Grotzinger, J. P. (1989). "Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype." Controls on carbonate platform and basin development: 71-106.
- Grotzinger, J. P. and N. P. James (2000). "Precambrian carbonates: Evolution of understanding." Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World **67**: 3-20.
- Grotzinger, J. P. and D. S. McCormick (1988). "Flexure of the Kilohigok basin (1.9 Ga), Northwestern Canadian Shield." New Perspectives in Basin Analysis: 405-430.
- Han, T. M. and B. Runnegar (1992). "Megascopic eukaryotic algae from the 2.1-billion-year-old Negaunee Iron-Formation, Michigan." Science **257**(5067): 232-235.
- Hawkesworth, C. J. and A. I. S. Kemp (2006). "Evolution of the continental crust." Nature **443**(7113): 811-817.
- Hecht, L. and M. Cuney (2000). "Hydrothermal alternation of monazite in the Precambrian crystalline basement of the Athabasca Basin (Saskatchewan, Canada): Implications for the formation of unconformity-related uranium deposits." Mineralium Deposita **35**(8): 791-795.
- Hietanen, A. (1967). "Scapolite in the belt series in St. Joe-Clearwater region, Idaho." Spec. Pap. Geol. Soc. Am. **86**: 1-56.

- Hocquet, S. (2007). "Cage - Cartographie des minéralisations uranifères." Rapport AREVA.
- Hoffman, P. F. (1988). "United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia." Annual review of earth and planetary sciences. Vol. 16: 543-603.
- Hoffman, P. F. (1989). "Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0-1.0 Ga)." Geology **17**: 35-38.
- Hoffman, P. F. (1997). "Tectonic genealogy of North America." Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics: 459-464.
- Hogarth, D. D. and W. L. Griffin (1978). "Lapis lazuli from Baffin island - a precambrian meta-evaporite." LITHOS **11**(1): 37-60.
- Holland, H. D. (2002). "Volcanic gases, black smokers, and the great oxidation event." Geochimica et Cosmochimica Acta **66**(21): 3811-3826.
- Holliger, P. and M. Cathelineau (1986). "The U-Pb chronometer in uraniferous environment: application to the hydrothermal uranium deposits spatially associated to the Mortagne batholith, Vendee, France." Chronique de la Recherche Minere **485**: 33-43.
- Isnard (1994). " Application des traceurs isotopiques Pb-Pb, Sm-Nd et Lu-Hf à la compréhension de l'histoire archéenne du bouclier canadien et à la formation de la croûte continentale." Chicoutimi : Université du Québec à Chicoutimi ;. Montréal : Université du Québec à Montréal, 2003. Thèse de doctorat (Université du Québec à Chicoutimi: 206
- Jackson, D. G. and R. L. Andrew (1990). "Kintyre uranium deposit." Australasian Institute of Mining and Metallurgy Monograph **14**: 653-658.
- Jackson, G. D. and F. C. Taylor (1972). "Correlation of major Archean rock units in the northeastern Canadian Shield." Canadian Journal of Earth Sciences **9**: 1650-1669.
- Jacobs, J. A. (1953). "The earth's inner core [2]." Nature **172**(4372): 297-298.
- Janeczek, J. and R. C. Ewing (1992). "Structural formula of uraninite." Journal of Nuclear Materials **190**(C): 128-132.
- Jayananda, M., Martin, H., Peucat, J.-J., Mahabaleswar, B., (1995). "Late Archean crust-mantle interactions: geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the Closepet batholith, southern India: Contribution to Mineralogy and Petrology."
- Jayananda, M., *et al.* (1995). "Late Archean crust-mantle interactions: geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the Closepet batholith, southern India." Contributions to Mineralogy and Petrology **119**(2-3): 314-329.

- Jeanloz, R. (1990). "The nature of the Earth's core." Annual Review of Earth & Planetary Sciences **18**: 357-386.
- Jiarong, Z. and G. Zhutian (1984). "The Liangshanguan uranium deposit, northeast China: Some petrological and geochemical constraints on genesis." In: Proterozoic unconformity and stratabounds uranium deposit **TECDOC-315**(IAEA): 115-134.
- Karhu, J. A. (1993). "Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield." Bulletin - Geological Survey of Finland **371**.
- Karhu, J. A. and H. D. Holland (1996). "Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen." Geology **24**(10): 867-870.
- Karhu, J. A. and V. A. Melezhik (1992). "Carbon isotope systematics of early Proterozoic sedimentary carbonates in the Kola Peninsula, Russia: Correlations with Jatulian formations in Karelia." Correlations of Precambrian Formations of the Kola-Karelia Region and Finland: 48-53.
- Kirschvink, J. L. and R. E. Kopp (2008). "Palaeoproterozoic ice houses and the evolution of oxygen-mediating enzymes: The case for a late origin of photosystem II." Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences **363**(1504): 2755-2765.
- Kish, L. and M. Cuney (1981). "Uraninite-albite veins from the Mistamisk Valley of the Labrador trough, Quebec." Mineralogical Magazine **44**(336): 471-483.
- Knauth, L. P. (2005). "Temperature and salinity history of the Precambrian ocean: Implications for the course of microbial evolution." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **219**(1-2): 53-69.
- Kolodny, Y. and S. Gross (1974). "Thermal metamorphism by combustion of organic matter: Isotopic and petrological evidence." J. Geol **82**: 489-506.
- Kopp, R. E., *et al.* (2005). "The paleoproterozoic snowball Earth: A climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis." Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America **102**(32): 11131-11136.
- Kulke, H. and W. Schreyer (1973). "Kyanite-talc schist from Sar e Sang, Afghanistan." Earth and Planetary Science Letters **18**(2): 324-328.
- Kulke, H. H. G. (1976). "Metamorphism of evaporitic carbonate rocks (NW Africa and Afghanistan) and the formation of lapis lazuli." 25th Int'l Geol Congress **1**: 131-132.
- Kullman, F. (1989). "A uranium-zirconium mineralization in Revsund granite at Bjorkramyan, northern Sweden." Uranium deposits in magmatic and metamorphic rocks. Proc. technical committee meeting, Salamanca, 1986: 45-56.

- Lauri, L., *et al.* (2007). "Source characteristics of U-enriched leucogranites of the Svecofennian orogen in southern Finland. ". In "Digging Deeper" C.J. Andrew *et al.* (eds.), Proc. SGA Meeting, Dublin, Ireland, : 1165-1168.
- Le Bel, L., *et al.* (1984). "Granitic evolution of the Xihuashan-Dangping (Jiangxi, China) Tungsten-Bearing system." TMPM Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen **33**(3): 149-167.
- Le Hebel, F. (2008). "Carte géologique du secteur de Cage." Rapport interne AREVA NC.
- Leake, B. E., *et al.* (1997). "Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names." American Mineralogist **82**(9-10): 1019-1037.
- Lentz, D. R. and K. Suzuki (2000). "A low F pegmatite-related Mo skarn from the Southwestern Grenville Province Ontario, Canada: Phase equilibria and petrogenetic implications." Economic Geology **95**(6): 1319-1337.
- Li, W., *et al.* (2007). "Isotope geochemistry of the Huize Zn-Pb ore field, Yunnan Province, Southwestern China: Implication for the sources of ore fluid and metals." Geochemical Journal **41**(1): 65-81.
- Lindahl, I., *et al.* (1985). "Age and tectonic setting of the uraniferous Precambrian basement rocks at Orrefjell, Salangen, Troms." Norsk Geologisk Tidsskrift **65**(3): 167-178.
- Ludwig, K. R. (1979). "Age of uranium mineralization in the Gas Hills and Crooks Gap districts, Wyoming, as indicated by U-Pb isotope apparent ages." Economic Geology **74**(7): 1654-1668.
- Ludwig, K. R. (1998). "On the treatment of concordant uranium-lead ages." Geochimica et Cosmochimica Acta **62**(4): 665-676.
- Madore, *et al.* (2000). "Petrogenesis, age and uranium fertility of peraluminous leucogranites and pegmatites of the McClean Lake / Sue and Key Lake / P-Patch deposit areas, Saskatchewan." Geocanada 2000 Program with Abstracts – Geol. Assoc. Can.- Mineral. Assoc. Can.: Joint Annual Meeting, **25**.
- Mathieu, R. (2006). "Etude pétrographique et lithogéochimique 9335." Rapport interne AREVA NC **06-CAN-PET-01**.
- Mathieu, R., *et al.* (2000). "Geochemistry of palaeofluids circulation in the Franceville basin and around Oklo natural nuclear reaction zones (Gabon)." Journal of Geochemical Exploration **69-70**: 245-249.

- Maurice, Y. T. (1977). "Geochemical methods applied to uranium exploration in Southwest Baffin Island." CIM Bulletin **70**(781): 96-103.
- Mawdsley, J. B. (1957). "The geology of the Charlebois Lake area, Northern Saskatchewan. ." Sask. Dept. Mineral. Res. Rpt 24.
- McLennan, S. M. and S. R. Taylor (1980). "Th and U in sedimentary rocks: Crustal evolution and sedimentary recycling." Nature **285**(5767): 621-624.
- McMillan, R. H. (1978). "Genetic aspects and classification of important Canadian uranium deposits. In Uranium Deposits: Their mineralogy and origin." Kimberly MM (ed) Mineral Soc. Canada Short Course Handbook 3 **187-204.**
- Melezhik, V. A. and A. E. Fallick (1996). "A widespread positive $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ anomaly at around 2.33-2.06 Ga on the Fennoscandian Shield: A paradox?" Terra Nova **8**(2): 141-157.
- Melezhik, V. A., *et al.* (1997). "Two billion year old isotopically heavy carbon: Evidence from the Labrador Trough, Canada." Canadian Journal of Earth Sciences **34**(3): 271-285.
- Melezhik, V. A., *et al.* (1999). "Extreme $^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite-'red beds' association in a global context: A case for the world-wide signal enhanced by a local environment." Earth-Science Reviews **48**(1-2): 71-120.
- Melezhik, V. A., *et al.* (2005). "Palaeoproterozoic evaporites in Fennoscandia: Implications for seawater sulphate, the rise of atmospheric oxygen and local amplification of the $\delta^{13}\text{C}$ excursion." Terra Nova **17**(2): 141-148.
- Mercadier, J. (2008). "Conditions de genèse des gisements d'uranium associés aux discordances protérozoïques et localisés dans les socles. Exemple du socle du bassin d'Athabasca (Saskatchewan, Canada)." Unpub. Ph.D thesis(INPL): 325.
- Mikhailov, V. A., *et al.* (1999). "Metallogeny of uranium of Onega-Ladoga uranium ore province: Regional geology and metallogeny." **v. 8**,: p. 65-82.
- Miller, A. R. (1980). "Uranium geology of the eastern Baker Lake Basin, District of Keewatin, Northwest Territories." Geol. Surv. Can. Bull. **330**: 63.
- Moine, B., *et al.* (1985). "Les pyroxénites à uranothorianite du sud-est de Madagascar : conditions physico-chimiques de la métasomatose." Bull. Minéral. **108**: 325-340.
- Moine, B., *et al.* (1997). "The role of fluor-rich fluids in the transport of Th, Zr, Ti and REE: An example from the granulites of South Madagascar." ECROFI XIV: 209-210.

- Moine, B., *et al.* (1981). "Geochemistry of evaporite-bearing series: A tentative guide for the identification of metaevaporites." Contributions to Mineralogy and Petrology **76**(4): 401-412.
- Moore, C. H. and A. Chowdhury (1988). "Upper Jurassic Smackover platform dolomitization, northwestern Gulf of Mexico: a tale of two waters." Sedimentology and geochemistry of dolostones: 175-189.
- Moore, L. S. and R. V. Burne (1987). "Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities." Palaios **2**(3): 241-254.
- Moreau, M. (1963). "Le gisement des minéralisations de thorianite à Madagascar." Ann. Geol. Madagascar, Fasc. 33: 175-178.
- Morimoto, N. (1988). "Nomenclature of Pyroxenes." Mineralogy and Petrology **39**(1): 55-76.
- Mork, M. B. E., *et al.* (2001). "Origin of carbonate-cemented beds on the Naglfar Dome, Voring Basin, Norwegian Sea." Marine and Petroleum Geology **18**(2): 223-234.
- Mossman, D. J., *et al.* (1998). "Chemistry of organic-rich black shales overlying the natural nuclear fission reactors of Oklo, republic of gabon." Energy Sources **20**(6): 521-539.
- Neto, J., Cuney, M., Marignac, C., (2008). "Principaux résultats de l'étude de district de Cage." Rapport CREGU.
- Nimmo, F., *et al.* (2004). "The influence of potassium on core and geodynamo evolution." Geophysical Journal International **156**(2): 363-376.
- Parman, S. W. (2007). "Helium isotopic evidence for episodic mantle melting and crustal growth." Nature **446**(7138): 900-903.
- Parslow, G. R. and D. J. Thomas (1982). "Uranium occurrences in the Cree Lake zone, Saskatchewan, Canada." Mineralogical Magazine **46**(339): 165-173.
- Pearson, D. G., *et al.* (2007). "A link between large mantle melting events and continent growth seen in osmium isotopes." Nature **449**(7159): 202-205.
- Phair, G. and D. Gottfried (1964). "The Colorado Front Range, Colorado, U.S.A." The Natural Radiation Environment: 7-38.
- Plumb, K. A. (1991). "New Precambrian time scale." Episodes **14**(2): 139-140.
- Polito, P. A., *et al.* (2009). "The proterozoic, albitite-hosted, Valhalla uranium deposit, Queensland, Australia: A description of the alteration assemblage associated with uranium mineralisation in diamond drill hole V39." Mineralium Deposita **44**(1): 11-40.

- Prokoph, A., *et al.* (2004). "Time-series analysis of large igneous provinces: 3500 Ma to present." Journal of Geology **112**(1): 1-22.
- Qing, H. and J. Veizer (1994). "Oxygen and carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods: Implications for coeval seawater." Geochimica et Cosmochimica Acta **58**(20): 4429-4442.
- Räisänen, E. (1989). "Uraniferous granitic veins in the Svecofennian schist belt in Nummi-Pusula, southern Finland." In "Uranium Deposits in Magmatic & Metamorphic Rocks", Proc. IAEA Tech. Comm. Meeting, Salamanca. IAEA Report TC-571.
- Ramdohr, P. (1958). "New observations on the ores of the Witwatersrand in South Africa and their genetic significance." Geological Society of South Africa Transactions **61**: 1-50.
- Rasmussen, B. and R. Buick (1999). "Redox state of the Archean atmosphere: Evidence from detrital heavy minerals in ca. 3250-2750 Ma sandstones from the Pilbara Craton, Australia." Geology **27**(2): 115-118.
- Reddy, S. M., and Evans, D.A.D. (2009). "Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: Correlations from core to atmosphere." Geological Society of London Special Publication **323**: p.1-26.
- Richard, A. (2009). "Circulation de saumures à la discordance socle / couverture sédimentaire et formation des concentrations uranifères protérozoïques (Bassin de l'Athabasca, Canada)." Unpub. Ph.D thesis(INPL): 243.
- Richard, Y. (2007). "Interprétation des données magnétiques et radiométriques de la campagne aérienne de Août 2006, Cage, Nunavik, Québec." Rapport interne AREVA NC, GT RI 07/2.
- Ritts, B. D. and J. P. Grotzinger (1994). "Depositional facies and detrital composition of the Paleoproterozoic Et-Then Group, NWT, Canada: sedimentary response to intracratonic indentation." Canadian Journal of Earth Sciences **31**(12): 1763-1778.
- Rivers, T., *et al.* (1996). "Torngat Orogen - a Palaeoproterozoic example of a narrow doubly vergent collisional orogen." Precambrian crustal evolution in the North Atlantic region: 117-136.
- Robb, L. J. and F. M. Meyer (1990). "The nature of the Witwatersrand hinterland: conjectures on the source area problem." Economic Geology **85**(3): 511-536.
- Robb, L. J., *et al.* (1990). "The distribution of radioelements in Archaean granites of the Kaapvaal Craton, with implications for the source of uranium in the Witwatersrand Basin." South African Journal of Geology **93**(1): 5-40.
- Rogers, J. J. W. and M. Santosh (2002). "Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent." Gondwana Research **5**(1): 5-22.

- Ruhlmann, F., *et al.* (1986). "Un exemple de metasomatisme alcalin albite-uranium dans le bassin des Monts Otish, Quebec." Canadian Journal of Earth Sciences **23**(11): 1742-1752.
- Santosh, M., *et al.* (2004). "Geochronology and tectonic evolution of Karimnagar and Bhopalpatnam Granulite Belts, Central India." Gondwana Research **7**(2): 501-518.
- Sarang, A. K., and Singh A.S., (2006). "Vein type uranium in the Jagunda uranium deposits, Singhbhum, India." Abstract, 12th IAGOD Symposium, Moscow, Russia.
- Scott, D. J. (1997). "Geology, U - Pb, and Pb - Pb geochronology of the Lake Harbour area, southern Baffin Island: Implications for the Paleoproterozoic tectonic evolution of northeastern Laurentia." Canadian Journal of Earth Sciences **34**(2): 140-155.
- Scott, D. J. and G. Gauthier (1996). "Comparison of TIMS (U-Pb) and laser ablation microprobe ICP-MS (Pb) techniques for age determination of detrital zircons from paleoproterozoic metasedimentary rocks from northeastern Laurentia, Canada, with tectonic implications." Chemical Geology **131**(1-4): 127-142.
- Scott, D. J., *et al.* (2002). "U-Pb geochronology of detrital zircons in metasedimentary rocks from southern Baffin Island: Implications for the Paleoproterozoic tectonic evolution of Northeastern Laurentia." Canadian Journal of Earth Sciences **39**(5): 611-623.
- Semikhatov, M. A., *et al.* (1999). "Biotic events and positive $\delta^{13}C_{carb}$ anomaly at 2.3-2.06 Ga." Stratigraphy and Geological Correlation **7**(5): 413-436.
- Sengor, A. M. C. and B. A. Natal'in (2001). "Rifts of the world." Mantle Plumes: Their Identification Through Time **352**: 389-482.
- Serdyuchenko, D. P. (1975). "Some precambrian scapolite-bearing rocks evolved from evaporites." LITHOS **8**(1): 1-7.
- Shields, G., and J. Veizer (2002). "Precambrian marine carbonate isotope database: Version 1.1." Geochem. Geophys. Geosyst. **3**(6): 1031.
- Shirey, S. B., *et al.* (2008). "A review of the isotopic and trace element evidence for mantle and crustal processes in the Hadean and Archean: implications for the onset of plate tectonic subduction." Geol. Soc. Of Am. Spec. Paper **440**: 1-29.
- Shurilov, A. V., Cuney, M., and Polekhosky, Y.S., (2007). "Evolution of U enrichment through time in the Ladoga region (Russia)." SGA meeting, Dublin, Ireland.
- Sibbald, T. I. I., Munday, R.J.C., Lewry, J.F. (1976). "The geological setting of uranium mineralization in northern Saskatchewan. ." Sask. Geol. Soc. Spec. Pub. **3**, : 51-98.

- Silver, P. G. and M. D. Behn (2008). "Intermittent plate tectonics?" Science **319**(5859): 85-88.
- Smellie, J. A. T. (1982). "The mineralogy and genesis of uranium in rhyolitic ignimbrites of Precambrian age from Duobblon, Sweden." Mineralogical Magazine **46**(339): 189-201.
- Smellie, J. A. T. and J. Laurikko (1984). "Skuppesavon, northern Sweden: A uranium mineralisation associated with alkali metasomatism." Mineralium Deposita **19**(3): 183-192.
- Sreenivas, B., *et al.* (1996). "Carbon and oxygen isotope composition of the carbonate rocks of the Proterozoic Aravalli Supergroup, Udaipur region, Rajasthan, India: Evidence for heavy $\delta^{13}C$ excursion." Seventh National Symposium on Mass Spectrometry: 428-431.
- Stacey, J. S. and J. D. Kramers (1975). "Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model." Earth and Planetary Science Letters **26**(2): 207-221.
- Stern, R. J. (2005). "Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time." Geology **33**(7): 557-560.
- Stern, T. W., *et al.* (1966). "Effects of weathering on the U-Pb ages of zircon from the Morton gneiss, Minnesota." Earth Planet. Sci. Lett. **14**: 281-304.
- Stevenson, D. J. (1981). "Models of the earth's core." Science **214**(4521): 611-619.
- Stiller, M., *et al.* (1985). "Extreme carbon-isotope enrichments in evaporating brines." Nature **316**(6027): 434-435.
- St-Onge, M. R., *et al.* (2002). "Review of crustal architecture and evolution in the Ungava Peninsula - Baffin island area: Connection to the Lithoprobe ECSOOT transect." Canadian Journal of Earth Sciences **39**(5): 589-610.
- St-Onge, M. R., *et al.* (1998). "Crustal architecture of the Trans-Hudson Orogen in northern Quebec and southern Baffin Island: Plate margin configuration between 2.04-1.76 Ga." Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT), Report of the 1998 Transect Meeting: 151-166.
- Sun, S. S. and W. F. McDonough (1989). "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes." Magmatism in the Ocean Basins **42**: 313-345.
- Tackley, P. J. (2008). "Geodynamics: Layer cake or plum pudding?" Nature Geoscience **1**(3): 157-158.

- Tallarico, F. H. B., *et al.* (2005). "Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarapa Bahia deposit, Carajás copper-gold belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) example of Iron-Oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization." Economic Geology **100**(1): 7-28.
- Tardy, Y., *et al.* (1972). "Le lithium dans les minéraux argileux des sédiments et des sols." Geochimica et Cosmochimica Acta **36**(4): 397-412.
- Taylor, F. C. (1979). "Reconnaissance geology of a part of the Precambrian Shield, northeastern Quebec, northern Labrador and Northwest Territories." Geological Survey of Canada **393**.
- Taylor, S. R. (1964). "Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table." Geochimica et Cosmochimica Acta **28**(8): 1273-1285.
- Theriault, R. J. and I. Ermanovics (1997). "Sm-Nd isotopic and geochemical characterisation of the Paleoproterozoic Torngat orogen, Labrador, Canada." Precambrian Research **81**(1-2): 15-35.
- Thompson, B. P. (1965). "Geological mineralogy of South Australia." in McAndrew, J., ed., Geology of Australian ore deposits, 2nd ed., v. 1: Commonwealth Mining Metallurgy Cong., 8th, Melbourne, : 270-284.
- Tilton, G. R. (1960). "Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages." J. Geophys. Res **65**: 2933-2945.
- Tucker, M. E. (1986). "Carbon isotope excursions in precambrian/cambrian boundary beds, Morocco." Nature **319**(6048): 48-50.
- Turpin, L., *et al.* (1988). "U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granitic basement, hydrothermal albitites and uranium mineralization (Lagoa Real, South-Bahia, Brazil)." Contributions to Mineralogy and Petrology **98**(2): 139-147.
- Valley, J. W., *et al.* (2005). "4.4 billion years of crustal maturation: Oxygen isotope ratios of magmatic zircon." Contributions to Mineralogy and Petrology **150**(6): 561-580.
- Valley, J. W. and J. R. O'Neil (1981). "¹³C ¹²C exchange between calcite and graphite: A possible thermometer in Grenville marbles." Geochimica et Cosmochimica Acta **45**(3): 411-419.
- Van den Boorn, S. H. J. M., *et al.* (2007). "Dual role of seawater and hydrothermal fluids in Early Archean chert formation: Evidence from silicon isotopes." Geology **35**(10): 939-942.
- Van Kranendonk, M. J. (1996). "Tectonic evolution of the Paleoproterozoic Torngat Orogen: Evidence from pressure-temperature-time-deformation paths in the North River map area, Labrador." Tectonics **15**(4): 843-869.

- Van Kranendonk, M. J., *et al.* (1994). "New results and summary of the Archean and Paleoproterozoic geology of the Burwell domain, northern Torngat Orogen, Labrador, Quebec and Northwest Territories." Current Research(PART C): 321-332.
- Veizer, J. (1989). "Strontium isotopes in seawater through time." Annual review of earth and planetary sciences, Vol. 17: 141-167.
- Velichkin, V. I., *et al.* (2005). ""Geology and Formation Conditions of the Karku Unconformity-type Deposit in Northern Ladoga Region (Russia)"." Geol. Rudn. Mestorozhd. **47**(2): 99.
- Verpaelst, P., *et al.* (2001). "Geology of the Koroc River Area and Part of the H elbron Area (NTS 241 and 14L)." Rapport RG 2000-2 du Ministère des Ressources naturelles du Québec.
- Vine, J. D. and E. B. Tourtelot (1970). "Geochemistry of black shale deposits - A summary report." Econ. Geol. **65**(3): 253-272.
- Wardle, R. J., *et al.* (2002). "The Southeastern Churchill Province and Torngat Orogen; a synthesis." Canadian Journal of Earth Sciences **39**.
- Wasserburg, G. J. (1963). "Diffusion processes in lead-uranium systems." J. Geophys. Res. **68**: 4823-4846.
- Wetherill, G. W. (1956). "Discordant uranium-lead ages." Trans. Am. Geophys. Union **37**: 320-326.
- Wilton, D. H. C. (1996). "Metallogenic overview of the Nain Province, northern Labrador." CIM Bulletin **89**(997): 43-52.
- Wilton, D. H. C. (1996). "Palaeoproterozoic, 1.88-2.0 Ga, organic matter from the Mugford/Kaumajet Mountain Group, northern Labrador." Precambrian Research **77**(1-2): 131-141.
- Young, E. J. and P. L. Hauff (1975). "Occurrence of disseminated uraninite in Wheeler basin, Grand County, Colorado." J Res US Geol Surv **3**(3): 305-311.
- Yudovich, Y. E., *et al.* (1991). "Carbon-isotope anomalies in carbonates of the Karelian Complex." Geochemistry International **28**(2): 56-62.
- Zhao, G., *et al.* (2002). "Review of global 2.1-1.8 Ga orogens: Implications for a pre-Rodinia supercontinent." Earth-Science Reviews **59**(1-4): 125-162.
- Zhao, G., *et al.* (2004). "A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: Assembly, growth and breakup." Earth-Science Reviews **67**(1-2): 91-123.
- Zheng, Y. F. (1999). "Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals." Geochemical Journal **33**(2): 109-126.

Tables des figures

Introduction

- Figure 1: A. Evolution de la production de croûte continentale au cours du temps, B. Evolution de l'abondance de la proportion des zircons, C. Evolution de l'abondance des zircons au cours du temps. 18
- Figure 2 : Evolution de la croissance crustale ainsi que du type de tectonique associé. 21
- Figure 3: Variation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ au cours du temps (Melezhik, 1999b). Les numéros font appel à des références compilées dans Melezhik, 1999b. 25
- Figure 4 : Variations séculaires des caractéristiques de la Terre de 3,0 à 1,2 Ga (d'après Reddy & Evans, 2009) 30
- Figure 5: Localisation des principales orogènes et des gisements d'U paléoprotérozoïques, les numéros font appel à Zhao, 2002. 40
- Figure 6: Reconstruction du Supercontinent "Nuna" avec la localisation des principales orogènes et des gisements d'U paléoprotérozoïques (Zhao, 2002) 41

Partie I : Géologie Générale

- Figure I-1 : Localisation géographique du district de Cage. 46
- Figure I-2 : Carte géologique représentant le bouclier nord canadien ainsi que les différents orogènes trans-hudsoniens. CB, Cumberland batholithe; DPB, De Pas batholithe; KB, Kuujuaq batholithe; KD, Domaine de Kuujuaq; LHG, Groupe du Lake Harbour; MB, magmatic belt; TD, Domaine de Tasiuyak. Les nombres 1, 2, et 3 réfèrent aux unités structurales de Scott & St-Onge: 1, Superior craton; 2, Narsajuaq arc; 3, Lake Harbour Group et autres roches. D'après Scott *et al.*, 2009. 47
- Figure I-3 : Carte géologique avec la localisation du district de Cage appartenant à la "Core Zone" de la province de Churchill. KSZ-Komaktorvik Shear Zone; GRSZ-George River Shear Zone; NPS-Nain Plutonic Suite; DPB-De Pas Batholith; BD-Burwell Domain; LLC-Lac Lomier Complex (modifié d'après Wardle *et al.*, 2002). 48
- Figure I-4 : Chronologie des événements dans la province du Churchill basée sur différentes datations U/Pb. L'épaisseur des boîtes indiquent la précision de la datation. ASZ, Abloviak shear zone; GRSZ, George River shear zone; LTSZ, Lac Tudor shear zone (d'après Wardle *et al.*, 2002). 51
- Figure I-5 : Schéma de l'évolution tectonique de la province du Churchill. Les différentes étapes font référence à la numérotation mentionnée dans le texte (d'après Wardle *et al.*, 2002). Les termes « prowedge » et « retroshear » proviennent des modèles géodynamiques proposés par Ellis & Beaumont (1999). 52
- Figure I-6 : Carte géologique du district de Cage avec la localisation des échantillons des campagnes 2007 et 2008. A et B représentent respectivement les secteurs de Cage Indiciel (Le Hebel, 2009) et de Davis Inlet (Bonetti, 2009). 59

- Figure I-7 : A. *Davis Inlet*. Contact paragneiss/pegmatite A' marqué par la présence de niveaux migmatitiques légèrement enrichis en radioéléments B. *Davis Inlet*. Echantillon macroscopique de paragneiss correspondant à l'affleurement A. C. *LPA*. Quartz xénomorphes (Qtz) associés à de l'orthose (Or), du microcline (Mc) et de la biotite (Bt). D. *LN*. Inclusions de zircon (Zrn) dans de la biotite (Bt). 65
- Figure I-8 : Diagramme MgO+CaO (% poids) en fonction de SiO₂ permettant de discriminer les différents types de formations du Lake Harbour. 68
- Figure I-9 : Diagramme binaire Ca en fonction de Mg (millications) représentant les marbres, les skarnoïdes, les méta-quartzites, les méta-cinérites et les paragneiss du district de Cage. 68
- Figure I-10 : Diagramme ternaire projeté depuis CO₂ et H₂O dans le plan de SiO₂-CaO-MgO (moles) et diagramme ternaire Ca-Mg-Al (millications) représentant les marbres, les skarnoïdes, les quartzites, les méta-cinérites et les paragneiss du district de Cage. 69
- Figure I-11 : A. *Indice 7%*. Echantillon macroscopique d'un marbre calcitique pur à rare cristaux de phlogopite (Phl) B. *Cage F*. Echantillon macroscopique d'un marbre calcitique impur riche en feldspath potassique C. et D. *Cath & LN* Cristaux de dolomite (Dol) xénomorphes dans une matrice calcitique (Cal), recoupés par une génération tardive de carbonates (Cal Tdf). E. *LPA* Amas de feldspath potassique (Or) avec des inclusions de diopside (Di) et de titanite (Ti) dans une matrice calcitique (Cal). F. *LN* Inclusions de diopside dans un amas de feldspath potassique (Or). 71
- Figure I-12 : Séquence paragénétique et pourcentages qualitatifs des minéraux constitutifs des marbres calcitiques. 72
- Figure I-13 : A. *Cage Indiciel*. Echantillon macroscopique d'un marbre dolomitique pur à olivine (Ol) B. *Cage F*. Echantillon macroscopique d'un marbre dolomitique pur à diopside (Di) C. et D. *Cth & LN* Cristaux de dolomite (Dol) xénomorphes (porphyroclastes) dans une matrice calcitique (Cal), recoupés par une génération tardive de carbonates (Cal Tdf) associés à des cristaux de diopside altéré (Di) . E. *LN* Cristaux de dolomite (Dol) xénomorphes (porphyroclastes) dans une matrice calcitique (Cal) cataclasée colorée artificiellement en rose contenant des cristaux d'olivines partiellement serpentinisés. F. *BSE* Remplacement du diopside (Di) par de la trémolite (Tr), des chlorites magnésiennes (Chl) et de la dolomite (Dol). 75
- Figure I-14 : A. *LN* Amas de diopside riche en inclusions de carbonates (Carb) et de phlogopites (Phl). B. *LPA* Lamelles de diopside (Di) corrodées et remplacées par de la dolomite (Dol). C et D. *LN & BSE* Cristaux de diopside (Di) corrodés et remplacés par de la dolomite (Dol). E. *LN* Cristaux de tschermakite à V (Tch) xénomorphes à inclusions de dolomite (Dol) et de phlogopite (Phl). F. *BSE* Cristaux de tschermakite à V (Tch) xénomorphes à inclusions de dolomite (Dol) et de phlogopite (Phl). 76
- Figure I-15 : Séquence paragénétique et pourcentages qualitatifs des minéraux constitutifs des marbres dolomitiques purs. 77
- Figure I-16 : A. *Sing-Sing*. Echantillon macroscopique montrant l'orientation des micas dans un marbre dolomitique impur B. *Alcatrage*. Echantillon macroscopique montrant des amas de diopside vert clair dans un marbre dolomitique impur. C *LPA* Foliation marquée par la phlogopite (Phl) dans un marbre dolomitique à olivine (Ol). D. *BSE* Cristaux de tschermakite fracturés (Tsc) et cimentés par de la galène

- (Gln). E. *LPA* Cristaux de scapolite xénomorphes associés à du diopside (Di) dans une matrice calcitique (Cal). F. *LPA* Tschermakite (Tsc) associé à de l'olivine (Ol), de la phlogopite (Phl) et de la calcite (Cal). 79
- Figure I-17 : Séquence paragenétique et pourcentages qualitatifs des minéraux constitutifs des marbres dolomitiques impurs (i) et (ii). 80
- Figure I-18 : A. *BSE*. Surcroissance de dolomite (Dol) sur un cristal de scapolite (Scp) riche en inclusions de phlogopite (Phl) B. *BSE*. Scapolite (Scp) à inclusions de diopside (Di) et tschermakite automorphe (Tch) E. *BSE* Surcroissance de diopside (Di) sur un cristal de scapolite (Scp) riche en inclusions de feldspath potassique (FdK) F *BSE*. Scapolite (Scp) à inclusions de diopside (Di) et reliques de feldspath potassique (FdK) recoupé par des fractures à barytine (Bar). 82
- Figure I-19 : A. *Alcatrage*. Boudins de skarnoïdes (A) vert-clair dans la foliation des marbres dolomitiques, *Alcatrage*. B. *Alcatrage*. Amande de skarnoïdes (B) dans la foliation des marbres dolomitiques C. Contact marbre impur et skarnoïde D. *LPA* Contact marbre impur et skarnoïde (diopsidite) marqué par un bande de quartz, E. *LPA*. Plage monominérale à diopside (Di) dans un skarnoïde F. *LPA*. Reliques de diopside altéré par une phase tardive carbonatée. 85
- Figure I-20 : A. *BSE*. Feldspath potassique (FdK) altéré par de la kampfite (Kmp) au contact avec du quartz (Qtz) et du diopside (Di). B. *BSE*. Diopside (Di) altéré par de la trémolite au voisinage d'une fracture à dolomite (Dol). C. *BSE*. Relique de diopside (Di) altéré par de la trémolite et une phase microcristalline de calcite (Cal). D. *BSE*. Cristaux aciculaires de trémolite (Tr) associés à de la calcite (Cal) baignant dans une matrice à chlorite magnésienne (Chl Mg), quartz (Qtz). E. *LPA*. Cristaux aciculaires de trémolite (Tr) associés à de la calcite (Cal) baignant dans une matrice à chlorite magnésienne (Chl Mg). F. *LPA*. Cavités à carbonates (Carb) et diopside automorphes (Di). 86
- Figure I-21 : Séquence paragenétique et pourcentages qualitatifs des minéraux constitutifs des skarnoïdes (A) et (B). 87
- Figure I-22 : A. *Indice Youssou*. Niveaux de GASC millimétriques intercalés dans la foliation des marbres. B. *Indice Youssou*. Niveaux de GASC millimétriques intercalés dans la foliation des marbres replissés par P2. C. *Indice Youssou*. Echantillon macroscopique correspondant à l'affleurement A. D. *LPA*. Foliation dans les GASC marquée par des cristaux de diopside (Di). 89
- Figure I-23 : A. *Cage Indiciel*. Niveaux de méta-cinérite plissés dans skarnoïde B. *BSE*. *Cage Indiciel*. Echantillon macroscopique correspondant à l'affleurement A. C. *LN*. Contact skarnoïde-méta-cinérite marqué par des cristaux de diopside de tailles plus importantes (entre 200 et 500 μm) D. Foliation marquée par des biotites (Bt) dans une méta-cinérite riche en feldspath potassique (FdK). 90
- Figure I-24 : A. *Cage F*. Intercalations d'un banc décimétrique de quartzite dans les marbres au voisinage d'amandes de skarnoïdes. B. *Cage F*. Foliation dans les quartzites marquée par les micas. C. *LN*. Quartzite (Qtz) à phlogopite (Phl) et rares cristaux de diopside (Di). D. *LPA*. Quartzite (Qtz) à phlogopite (Phl) et rares cristaux de diopside (Di). 92
- Figure I-25 : Diagramme $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ pour les marbres et les skarnoïdes du groupe de Lake Harbour. Les figurés remplis en rouge signifient que ces échantillons sont minéralisés (U<10 ppm). 94

Figure I-26 : Diagramme $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ en fonction de Ca/Mg (cat) pour les marbres et les skarnoïdes du groupe de Lake Harbour.	96
Figure I-27 : Diagramme $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ pour les marbres et les skarnoïdes du groupe de Lake Harbour. Evolution A avec $\alpha \text{CO}_2\text{-Cal(O)}=1,012$, $\alpha \text{CO}_2\text{-Cal(O)}=1,004$, Evolution B avec $\alpha \text{CO}_2\text{-Cal(O)}=1,006$, $\alpha \text{CO}_2\text{-Cal(O)}=1,002$.	98
Figure I-28 : Diagramme $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ en fonction du pourcentage de carbonates pour les marbres et les skarnoïdes du groupe de Lake Harbour.	99
Figure I-29 : $\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$ vs $\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$ pour les carbonates du gisement de type MVT de Jubilee (d'après Armstrong <i>et al.</i> , 1993).	102
Figure I-30 : Diagramme SiO_2 en fonction d' Al_2O_3 pour les marbres et les skarnoïdes.	105
Figure I-31 : Diagramme TiO_2 en fonction d' Al_2O_3 pour les marbres et les skarnoïdes.	105
Figure I-32 : Diagramme K/Al en fonction de Na/Al pour les marbres et les skarnoïdes.	106
Figure I-33 : Diagramme Cl en fonction du rapport cationique Mg/Ca pour les marbres et les skarnoïdes du groupe de Lake Harbour.	108
Figure I-34 : Diagramme Cl en fonction du rapport cationique Na/Al pour les marbres et les skarnoïdes du groupe de Lake Harbour.	110
Figure I-35 : Diagramme Cl en fonction de la teneur en K_2O (% poids) pour les marbres et les skarnoïdes du groupe de Lake Harbour.	110
Figure I-36 : Diagramme K/Al en fonction du rapport cationique B/Al pour les marbres et les skarnoïdes du groupe de Lake Harbour (la légende est similaire à celles des figures précédentes).	111
Figure I-37 : Diagramme Mg % poids en fonction de la teneur en Li (ppm) pour les marbres et les skarnoïdes du groupe de Lake Harbour. Les champs des minéraux argileux ont été définis dans Tardy <i>et al.</i> (1972).	112
Figure I-38 : A. Plis P_1 dans les marbres, <i>Davis Inlet</i> B. Plis P_1 dans les marbres dolomitiques avec tonton Marignac (TM) pour l'échelle, <i>Indice Bocamp</i> C. Plis P_1 dans les paragneiss migmatitiques, <i>Base de Vie</i> D. Plis P_1 subhorizontaux associés à une pegmatite A, <i>Cage F</i> . E. Boudins de skarnoïde A plissés P_1 dans le S_{0-1} des marbres, <i>Alcatrage</i> .	118
Figure I-39 : Carte détaillée du dispositif de l'Oeil (Beaucamp, 2009).	119
Figure I- 40: Pli décimétriques P_2 , <i>décapage de Cage F</i> .	120
Figure I-41 : Différentes manifestations de D_2 dans les paragneiss migmatitiques	122
Figure I-42: Plis P_2 décimétriques à enveloppes de marbres et cœur de paragneiss, <i>Davis Inlet</i> .	122
Figure I-43 : Coupe interprétative demi-schématique du synclinorium de Cage.	123
Figure I- 44 : Carte de la synforme de l'indice Bocamp.	124
Figure I-45 : Paragneiss à mobilisats leucocrates quartzofeldspathiques à grenats, <i>Cage Est</i> , B. Détail de la photographie A C. Grenat (Alm) moulé par de la sillimanite (Sil) dans une matrice quartzofeldspathique. D. Grenat (Alm) associé à de la sillimanite (Sil) au contact avec de la biotite (Bt) déstabilisée.	127
Figure I-46 : Spectre ETR normalisé aux chondrites des leucosomes à grenat.	129

Figure I-47 : Datation U/Pb sur zircons de l'échantillon CA-07-10A.	130
Figure I-48 : Histogramme des âges Pb_{207}/Pb_{206} des cœurs hérités de l'échantillon CA-07-9C.	131
Figure I-49 : A. Pegmatite A boudinée en forme d'amande, <i>Sing-Sing</i> B. Pegmatite A boudinée et plissée en synforme syn-D3, <i>Indice 7%</i> . C Echantillon macroscopique d'une pegmatite A à grenat de petite taille (almandin, Alm), isolés ou associés à de la biotite (Bt). D Echantillon macroscopique d'une pegmatite A à tourmaline. E. LPA Quartz à extinction ondulante dans une bande de cisaillement associé à de la muscovite (Ms) entre des grains de feldspath potassique (FdK). F. LN Tourmaline (Tur) zonée dans une pegmatite A.	134
Figure I-50 : Spectre ETR normalisé aux chondrites C1 (Sun & Mac Danough, 1989) des pegmatites A.	135
Figure I-51 : Datation U/Pb sur zircons de l'échantillon CA-08-12B.	136
Figure I-52 : Datation U/Pb des cœurs des zircons hérités de l'échantillon CA-08-12B.	137
Figure I-53 : Datation U/Pb sur zircons des échantillons CA-07-1A & 1B.	138
Figure I-54 : A. CA-08-7B. Granite A' à schlierens biotitiques (Bt), <i>Davis Inlet</i> . B. CA-07-30B Pegmatite quartzofeldspathique riche en schlierens biotitiques, <i>Davis Inlet</i> C. LPA Granite A' à biotite (Bt) corrodé associé à du microcline (Mc) à quadrillage fin, du quartz (Qtz) et des myrmékites (Mir). D. LPA Grands microclines (Mc) xénomorphes associés à des myrmékites (Mir), du quartz (Qtz), des lamelles de biotite (Bt) et de l'albite (Ab), E. LN Schlierens biotitiques (Bt) contenant des minéraux accessoires (Zrn) et de l'uraninite (Ur) associés à du quartz (Qtz), F. LPA Microcline (Mc) associé de la muscovite (Ms) dans une poche quartzeuse.	141
Figure I-55 : Spectres ETR normalisés aux chondrites C1 (Sun & Mac Danough, 1989) du granite A' et des pegmatites A'.	144
Figure I-56 : Datation U/Pb sur zircons des pegmatites A'.	144
Figure I-57 : A. Pegmatite B à allanite intrusive dans les marbres et reprise et plissé par D_4 , <i>Davis Inlet</i> B. Plis P_2 & P_4 dans les marbres au contact avec une pegmatite rose à d'allanite reprise (Peg B) par P_4 , <i>Davis Inlet</i> C. Pegmatite à allanite automorphe pluricentimétriques, <i>Tasiujaauluk</i> D. Grands cristaux de quartz xénomorphes associés à du feldspath potassique (FdK) albitisé (Ab). E. Trémolite automorphe (Tr) dans une pegmatite au contact avec un marbre. F. Zircon automorphe (Zr) et allanite (Aln) associés à de l'uraninite (Ur) dans une poche quartzeuse (Qtz) d'une pegmatite B.	147
Figure I-58 : Spectres ETR normalisés aux chondrites C1 (Sun & Mac Danough, 1989) des pegmatites B.	150
Figure I-59 : Datation U/Pb sur zircons des pegmatites B.	150
Figure I-60 : Spectres ETR normalisés aux chondrites C1 (Sun & Mac Danough, 1989) des pegmatites B'.	153
Figure I-61 : Datation U/Pb sur zircons des pegmatites B'	154
Figure I- 62 : Cisaillements C_4 à cinématique dextre et C_5 à cinématique senestre associés respectivement avec les pegmatites C et D, <i>Davis Inlet</i> .	156
Figure I- 63 : Cisaillements C_4 à cinématique senestre associés à la mise en place des pegmatites C, un réseau de veines de quartz C_6 se développe postérieurement, <i>Indice Bocamp</i> .	157
Figure I- 64 : Cisaillements C_5 à cinématique dextre associés à la mise en place des pegmatites D au contact avec un granite A' formant un liséré de skarn 1. <i>Davis Inlet</i> .	157

- Figure I- 65 : Skarnoïde amphibolitisé contenant un ancien quartz déformé (anciennes chailles ?) au contact d'une pegmatite tardive (C ou D), *Indice Nanuk*. 158
- Figure I- 66 : Différentes manifestations de cisaillements C_6 à composante normale marquée par les pegmatites tardives (A) et par des veines de quartz (B-C), *A-C Davis Inlet, B Indice 7%*. 159
- Figure I- 67 : Reprise dextre d'un cisaillement de l'épisode D7 initialement senestre, *Indice Youssou*. 160
- Figure I-68 : A. Pegmatite C qui représente le mélange entre une poche à quartz (fluide pegmatitique) et une pegmatite riche en quartz (liquide), *Davis Inlet Sud* B. CA-07-30C Pegmatite à « poches quartzzeuses », *Davis Inlet N Centre*. C. Pegmatite D sub-holofeldspathique avec des « poches » à muscovite (Ms), *Indice Bocamp*. D. LPA Grands cristaux de quartz xénomorphes (Qtz) et microcline xénomorphes (Mc) associés à de la biotite (Bt) E. LPA Titanite (Ti) associé à de la chlorite (Chl) au contact avec de l'orthose (Or) F. LPA Myrmékite (Mir) associée à du microcline (Mc) et de la biotite (Bt). 162
- Figure I-69 : Spectres ETR normalisés aux chondrites C1 (Sun & Mac Danough, 1989) des pegmatites C avec en référence un spectre moyen d'une pegmatite D à poche quartzzeuse (CA-07-30C). 164
- Figure I-70 : Spectres ETR normalisés aux chondrites C_1 (Sun & Mac Danough, 1989) des pegmatites D. 166
- Figure I-71 : Diagramme A en fonction de B (Debon & Lefort, 1982) pour les leucosomes, pegmatites et granites du district de Cage. 166
- Figure I-72 : Diagramme Q en fonction de P (Debon & Lefort, 1982) pour les leucosomes, pegmatites et granites du district de Cage. 167
- Figure I-73 : Diagramme Th (ppm) en fonction de U (ppm) pour les leucosomes, pegmatites et granites du district de Cage. Roches références d'après Debon & Lefort (1982). 167
- Figure I- 74 : Relation granite A'-sk 1 (B), l'ensemble est recoupé par des pegmatites tardives (C) associées à des veines de skarn 2 se développant au contact granite-sk 1 (A), *Davis Inlet*. 171
- Figure I-75 : A. Skarn primaire d'une dizaine de centimètres d'épaisseur au contact avec une pegmatite A, 7%. B. Skarn primaire minéralisé à U-Mo d'une dizaine de centimètres d'épaisseur au contact avec une pegmatite A, 7%. C. Skarn primaire (pyroxénite) recoupé par des fractures de trémolite tardive (skarn 2). D. Skarn primaire (pyroxénite) recoupé par des fractures à calcite. E. LN. Pyroxénite à texture granoblastique. F. LPA. Pyroxénite à texture granoblastique. 172
- Figure I- 76 : Veines d'actinolites associées à un raccourcissement à N0-N170 E (C_6), se développant dans un GASC à boudins de skarnoïdes, *Indice Bocamp*. 174
- Figure I- 77 : Veines d'actinolite et de scapolite associées à un raccourcissement à N0-N170 E (C_6), *Davis Inlet* 175
- Figure I-78 : A. BSE. Skarn primaire recoupé par de l'actinolite diffuse (Act) associé à de l'épidote (Ep) et du titanite (Ti). B. BSE. Skarn primaire recoupé par de l'actinolite diffuse (Act) et du quartz (Qtz) associé à du titanite (Ti). C. BSE. Skarn primaire recoupé par de l'actinolite diffuse (Act) et du quartz (Qtz) associé à du titanite (Ti). D. LPA Association actinolite (Act)- épidote (Ep) – titanite (Ti) dans une poche à scapolite (Scp). E. BSE. Epidote (Ep) se développant dans microcavités de dissolution d'actinolite (Act) F. BSE. Epidote (Ep) associée à de l'actinolite (Act) dans une diopsidite (Di). 176

- Figure I-79 : A. Pegmatite A à feldspath scapolitisé à texture graphique d'épaisseur au contact avec une pegmatite. B. LPA. Feldspath à texture graphique remplacé par de la scapolite finement cristallisée associé à du quartz (Qtz). C LPA. Reliques de myrmékites scapolitisées (Mir Scp) au contact avec un cristal de microcline (Mc) partiellement scapolitisé. D. LPA. Cristal sub-automorphe d'épidote zonée associé à de l'actinolite (Act). E. LPA. Scapolite (Sca) à texture granoblastique. F. LN. Scapolite (Sca) à inclusions de diopside (Di) et d'actinolite (Act). 178
- Figure I-80 : A. Scapolite injectée de la pegmatite D vers le skarn. B. Schéma interprétatif de la figure A. C. Filonnets de phlogopite et actinolite recoupant un skarn 1 minéralisé. D. Nombreuses fractures à actinolite recoupant un GASC au contact avec un marbre dolomitique. E. Filonnets de quartz minéralisé (bétafite) recoupant une pegmatite. F. Filonnets de calcite associée à des sulfures recoupant un marbre impur. 180
- Figure I-81 : Diagramme de classification Ca-Mg-Fe des pyroxènes (Morimoto *et al.* , 1988). 183
- Figure I-82 : Diagramme de classification Si (pfu) en fonction de $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ pour les amphiboles calciques (ITA , 1997). Les croix indiquent la position des pôles purs. 185
- Figure I-83 : Diagramme Na/Ca+Na en fonction de Cl pour les scapolites du district de Cage. Les étoiles indiquent la position des pôles purs. 186
- Figure I-84 : Variations des majeurs et des éléments mineurs en (pfu) en fonction du rapport $Fe/(Fe+Mg)$ pour les phlogopites du district de Cage. 188

Partie II : Minéralisations

- Figure II- 1: Localisation des principales anomalies détectées au SPPy du secteur « Cage indiciel ». 192
- Figure II- 2: Repérage des principales minéralisations U à l'affleurement sur la zone centrale de Cage (zone de 500*500m comprenant les indices Cage A, B et F). Les couleurs chaudes symbolisent les zones radioactives (Hocquet, 2007). 192
- Figure II- 3 : Carte géologique du district de Cage avec la répartition de la teneur en U (ppm) des échantillons de cette étude, et des campagnes Omegalpa 2007 et Areva 2008. 195
- Figure II- 4 : Carte géologique du district de Cage avec la répartition du rapport Th/U des échantillons de cette étude, et des campagnes Omegalpa 2007 et Areva 2008. 196
- Figure II- 5 : Carte géologique du district de Cage avec la répartition de la teneur en Ba (ppm) des échantillons de cette étude, et des campagnes Omegalpa 2007 et Areva 2008. 197
- Figure II- 6 : Carte géologique du district de Cage avec la répartition de la teneur en V (ppm) des échantillons de cette étude, et des campagnes Omegalpa 2007 et Areva 2008. 198
- Figure II- 7: A. Echantillon macroscopique d'un marbre dolomitique minéralisé B. Autoradiographie Hiller associée à l'échantillon macroscopique. Les points noirs correspondent à des minéraux riches en

- radioéléments C et D. *LN & LPA Uraninite 1 (Ur 1) localisée dans les porphyroclastes de dolomite associée à de l'uraninite 2 (Ur 1) qui se développe le long du contact avec un cristal d'olivine (Ol) E. Echantillon macroscopique d'un skarnoïde A illustrant les phénomènes de remobilisation locale de la minéralisation (Ur 3) dans une fracture. F. Remobilisation locale de la minéralisation (Ur 3) associée à de la barytine (Bar).* 200
- Figure II- 8: Diagramme K₂O (% poids) en fonction de BaO (% poids) mesurés à la microsonde électronique pour la série feldspath potassique - celsiane des marbres et des skarnoïdes. 203
- Figure II- 9: Diagramme K₂O (% poids) en fonction de BaO (% poids) mesurés à la microsonde électronique pour les phlogopites des marbres et des skarnoïdes. Les cercles représentent les pôles purs des minéraux. 203
- Figure II- 10: A. *BSE Barytine (Bar) au contact avec la minéralisation uranifère (Ur) B. BSE Inclusions d'uraninite (Ur) et de molybdénite (Mo) dans un feldspath potassique (FdK). C BSE Inclusions d'uraninite (Ur) et de molybdénite (Mo) suggèrent un lit relique dans un feldspath potassique (FdK) associés à de la sphalérite (Sp). D. BSE Inclusions d'uraninite (Ur) et de pyrite (Py) dans un phlogopite (Phl) associés à de la sphalérite (Sp). E. BSE Amas d'uraninite (Ur) dans de la calcite (Cal) au contact avec du celsiane (Cel) F. BSE Liseré de kampfite (Kmp) en bordure des cristaux de feldspath potassique (FdK) à inclusions d'uraninite (Ur) et de molybdénite (Mo).* 204
- Figure II- 11: Diagramme de classification des amphiboles calciques (ITA , 1997) en fonction des teneurs en Si (pfu) et en fonction de Mg/(Mg + Fe²⁺). Les croix indiquent la position des pôles purs. 206
- Figure II- 12: A. *BSE Inclusions de coulsonite (Cls) et de molybdénite (Mo) dans une olivine serpentinisée en antigorite (Atg) B. BSE Amas de tschermakite vanadifère au contact avec un amas de phlogopite zoné riche en Ba (Phl). C BSE Tschermakite vanadifère (Ts V) fracturée et cimentée par de la galène tardive (Gln). D. BSE Inclusions d'uraninite (Ur) soulignant un ancien lit relique dans de la coulsonite (Cls) associés à des tschermakite vanadifère (Ts V). E. BSE Coulsonite (Cls) et tschermakite vanadifère (Ts V) à inclusions F. BSE Détail de la figure E.* 207
- Figure II- 13: A. *LR Molybdénite (Mo) moulant des cristaux d'uraninite (Ur) dans un couloir de déformation en bordure d'une olivine (Ol) serpentinisée B. BSE Molybdénite (Mo) moulant des cristaux d'uraninite (Ur) associée à de la phlogopite riche en Ba (Phl). C BSE Amas d'uraninite (Ur) et de molybdénite (Mo) dans une olivine (Ol) cimenté par de la galène tardive (Gln). D. BSE Molybdénite (Mo) moulant des cristaux d'uraninite (Ur) associée à de la phlogopite riche en Ba (Phl).* 208
- Figure II- 14: A. *BSE Association galène (Gln) - jordanite (Jo) altérée en bordure en oxydé de plomb au contact avec de l'uraninite (Ur) B. BSE Galène (Gln) à inclusions de molybdénite altérée en bordure en oxydé de plomb.* 210
- Figure II- 15: A. *LPA Billes de matière carbonée minéralisée (Mc) dans une matrice dolomitique cataclasée B. LR Billes de matière carbonée à uraninite (Ur) associées à de la pyrite (Py) se développant en bordure C. LR Billes de matière carbonée à uraninite (Ur) et molybdénite (Mo) D. BSE Billes de matière carbonée moulées par de la sphalérite (Sp) associé à de la clauthalite (Csh).* 213

Figure II- 16: A. <i>BSE</i> Billes de matière carbonée minéralisée (Mc) incluses dans un phlogopite dans une matrice dolomitique, à proximité de lamelles de graphite (Gr). B. <i>BSE</i> Billes de matière carbonée à uraninite (Ur) à proximité de lamelles de graphite (Gr). C. <i>BSE</i> Cristaux d'uraninites automorphes (Ur) isolés et à sa périphérie, liseré de matière carboné (Mc). D. <i>BSE</i> Bille de matière carbonée moulée et cristaux d'uraninites (Ur). E. <i>LR</i> Billes de matière carbonée à uraninite (Ur) et galène (Gln) La pyrite se développe dans des fractures. F. <i>BSE</i> Inclusions d'uraninite (Ur) dans des billes de matériel carboné (MC), elles-mêmes incluses dans un phlogopite riche en Ba (Phl Ba) associé à des lamelles de graphite (Gr).	214
Figure II- 17 : Diagramme U (ppm) en fonction de SiO ₂ et Al ₂ O ₃ (% poids). Le marbre à U-Th de l'indice 7% a été reporté pour comparaison, bien qu'il appartienne au type « hydrothermal ».	216
Figure II- 18: Diagramme Mg/Ca (cationique) en fonction de la teneur en U (ppm). Le marbre à U-Th de l'indice 7% a été reporté pour comparaison, bien qu'il appartienne au type « hydrothermal ».	217
Figure II- 19 : Diagramme Ba (ppm) en fonction de SiO ₂ et Al ₂ O ₃ (% poids).	219
Figure II- 20 : Diagramme Mg/Ca (cationique) en fonction de la teneur en Ba (ppm).	220
Figure II- 21 : Diagramme Mo (ppm) en fonction de SiO ₂ et Al ₂ O ₃ (% poids).	221
Figure II- 22 : Diagramme Mg/Ca (cationique) en fonction de la teneur en Mo (ppm).	222
Figure II- 23 : Diagramme Zn (ppm) en fonction de SiO ₂ et Al ₂ O ₃ (% poids).	223
Figure II- 24 : Diagramme Mg/Ca (cationique) en fonction de la teneur en Zn (ppm).	224
Figure II- 25 : Diagramme V (ppm) en fonction de SiO ₂ et Al ₂ O ₃ (% poids).	225
Figure II- 26: Diagramme Mg/Ca (cationique) en fonction de la teneur en V (ppm).	226
Figure II- 27 : Diagramme Mg/Ca (cationique) en fonction de la teneur en Pb _{com} (ppm).	227
Figure II- 28 : Diagramme Pb (ppm) en fonction de SiO ₂ et Al ₂ O ₃ (% poids).	228
Figure II- 29 : Diagramme Ba, Zn, Mo, V, Pb com, S (ppm) en fonction de U (ppm). Les rectangles définissent le champ des marbres non minéralisés en U.	229
Figure II- 30 : Diagramme Ba, Zn, Mo, Pb com, Fe (ppm) en fonction de S (ppm); et Pb com en fonction de Pb rad (ppm). Les rectangles définissent le champ des marbres non minéralisés en U.	230
Figure II- 31 : Diagramme Th, Zr, Nb, Ta, ETR, Y (ppm) en fonction d'Al ₂ O ₃ (% poids).	232
Figure II- 32 : Diagramme ETR (ppm) en fonction d'U (ppm).	234
Figure II- 33 : Diagramme Th (ppm) en fonction de La (ppm). Les sédiments archéens paléoprotozoïques ont des rapports Th/La compris entre 0,4 et 0,2 (Mathieu <i>et al.</i> , 2002).	234
Figure II- 34 : Spectre ETR normalisé aux chondrites C1 des roches non minéralisées en U.	235
Figure II- 35 : Spectre ETR normalisé aux chondrites C1 de la famille 1 minéralisée en U.	235
Figure II- 36 : Spectre ETR normalisé aux chondrites C1 de la famille 2 minéralisée en U.	236
Figure II- 37 : Spectre ETR normalisé aux chondrites C1 de la famille 3 minéralisée en U	237
Figure II- 38 : A. <i>BSE</i> Uraninite automorphe (Ur) associée à un zircon (Zrn) dans un schlieren biotitique (Bt) B. <i>BSE</i> Uranothorianite (UTh) (zone blanche) altérée en thorite (Th) (zone grise) C. <i>BSE</i> Thorite (Th) automorphe et fracturée D. <i>BSE</i> Uranothorianite (UTh) (zone blanche) altérée en thorite associée à des zircons altérés (Zrn).	239

- Figure II- 39 : A. *LR* Uraninites (Ur) fréquemment altérées, fracturées, remplacées par de la matière carbonée (Mc) et associées à de la pyrite (Py) B. *BSE* Bétafite allongée plurimillimétrique (Bet) associée à des zircons (Zrn) dans du quartz (Qtz). 240
- Figure II- 40 : A. *LR*. Uranothorite (Ur) automorphes remplacées par de la matière carbonée (Mc) se développant préférentiellement dans le fossé de destruction au contact avec des thorites altérées. B. *BSE* Uranothorianite (UTh) automorphes associée à des zircons (Zr) C. *LR* Uraninites (Ur) associées à des sulfures (Py et Chc) D. *BSE* Monazite altérée (Mnz) et remplacée in situ par de la thorite (Th). 242
- Figure II- 41 : Différentes manifestations des veines à skarn 2 associées à la minéralisation à U-Th. 243
- Figure II- 42 : A. *CA-07-13A* Veine à actinolite (Act), recoupant un GASC proche de la minéralisation à uranothorianite (UTh) B. *CA-07-13D* Filonnets à actinolite (Act) et scapolite (Scp) recoupant un GASC proche de la minéralisation à uranothorianite (UTh) C. *BSE*. Cristal d'uranothorianite (U-Th) plurimillimétrique lobé fortement altéré en coffinite (Cof) D. *BSE* Cristal d'uranothorianite (UTh) lobée et altérée par une phase à Pb-Ca et de la coffinite (Cof) E. *BSE* Cristal d'allanite zoné associé à du quartz (Qtz) et de l'actinolite (Act) F. Titanite (Ti) en inclusions dans le GASC associée aux filonnets de skarn 2. 245
- Figure II- 43 : A. *Indice 7%* Pegmatite A boudinée et plissée en synforme B. *Indice 7%* Pegmatite A recoupée par des filonnets de quartz fumé minéralisé (Qtz) C. *Indice 7%* Skarn primaire englobé par la pegmatite A recoupée par des filonnets de quartz (Qtz) et d'actinolite (Act) D. *Indice 7%* Skarn primaire englobé par la pegmatite A recoupé par des filonnets de scapolite (Scp) et d'actinolite (Act) E. *Indice 7%* Fente de quartz fumé (Qtz) à bétafite (Bet) recoupant la pegmatite A F. *CA-07-2C* Endoskarn à scapolite (Scp) à uraninite et molybdénite. 248
- Figure II- 44 : A. *CA-07-2B* Filonnets de quartz minéralisé à uraninite thorifère (Ur) et molybdénite (Mo) recoupant un endoskarn B. *LR* Filonnets de quartz minéralisé à uraninite thorifère (Ur) et molybdénite tardive (Mo) associé à un assemblage à galène + molybdène (Gln + Mo) C. *LPA* Microcline (Mc) et épidote (Ep) secondaire en bordure d'uraninite associée à de la molybdénite (Mo) dans une zone à scapolite (Scp). D. *LN* Marbre calcitique (Cal) minéralisé à uraninite thorifère (Ur) et molybdénite (Mo) E. et F. *LN & LR* Skarn primaire à uraninite thorifère lobée (Ur). 250
- Figure II- 45 : A. *CA-07-33B* Veine à actinolite (Act), phlogopite ferrifère (Phl) avec des directions compatibles avec la minéralisation à uraninite thorifère (Ur) B. *CA-07-33B* Diopsidite ferrifère (skarn 1) à uraninite thorifère (Ur) recoupée par des filonnets d'actinolite (Act) C. *CA-07-33B* Détails des uraninites automorphes dans un skarn 1 (Di). Une altération de surface se développe autour des uraninites dans les diopsides (Di Alt) D. *CA-07-35A* Minéralisation uranifère (Ur) associée à des lamelles plurimillimétriques de molybdénite (Mo) E. *BSE* Phlogopite (Phl) moulant un cristal d'uraninite (Ur) en probable relation avec l'altération par de la coffinite (Cof). F. *BSE* Zircons (Zrn) automorphes métamictes accompagnant la minéralisation. 252
- Figure II- 46 : A. *CA-08-9A* Pegmatite D avec développement à sa bordure de la scapolite (Scp) et de la phlogopite (Phl) dans des veines associée à de l'actinolite (Act) diffuse B. *LN* Association actinolite (Act)-phlogopite (Phl) dans une veine à scapolite (Scp) C. *LPA* Association actinolite (Act) - épidote (Ep) -

titanite (Ti) dans une veine à scapolite (Scp) D. <i>LPA</i> Uraninite (Ur) en inclusion dans de l'actinolite (Act) associée à de la titanite (Sp) dans une veine à scapolite (Scp) E. <i>LN</i> Cristaux globuleux de thorite (Th) associée à du titanite (Ti) dans une veine à scapolite (Scp) F. <i>LN</i> Zircon (Zrn) automorphe associée à de la titanite (Ti) dans une veine à scapolite (Scp).	254
Figure II- 47 : Diagramme isocon d'un GASC minéralisé (CA-08-13A) normalisé à un skarn primaire 1 (CA-07-33A).	256
Figure II- 48 : Diagramme isocon des skarns 1 de 7% (CA-07-3A & CA-07-3C) normalisé à un skarn primaire 1 de Davis Inlet. (CA-07-33A).	257
Figure II- 49 : A. Diagramme isocon d'un marbre minéralisé de 7% (CA-07-4A) normalisé à un marbre pur de l'indice 7% (CA-07-3B).	257
Figure II- 50 : Diagramme isocon d'un skarn 1 minéralisé de Davis Inlet (CA-07-33B & CA-07-35A) normalisé à un skarn 1 de référence de Davis Inlet (CA-07-33A).	259
Figure II- 51 : Spectre en ETR d'un échantillon de GASC minéralisé (CA-08-13A) normalisé à un skarn 1 de référence (CA-07-33A).	259
Figure II- 52 : Spectres ETR de skarn 1 minéralisés (CA-07-3A et CA-07-3C) normalisés à un skarn 1 de référence (CA-07-33A) et d'un marbre minéralisé (CA-07-4A) normalisé à un marbre 1 de référence (CA-07-3B).	261
Figure II- 53: Spectres ETR des différentes roches minéralisées normalisées aux chondrites C1 de l'indice 7% ainsi que les spectres des roches de références.	261
Figure II- 54: Spectres ETR des skarns 1 minéralisés (CA-07-33B et CA-07-35A) normalisés à un skarn 1 de référence (CA-07-33A).	263
Figure II- 55 : Spectres ETR des skarns 1 minéralisés (CA-07-33B et CA-07-35A) normalisés à un skarn 1 de référence (CA-07-33A).	263

Partie 3 : Géochimie des minéralisations

Figure III- 1 : Spectres des éléments de terres rares des oxydes d'uranium « magmatique » (Rössing, Namibie ; Otish, Canada ; Finlande) et métasomatiques de hautes températures (Tranomaro, Madagascar)	271
Figure III- 2 : Diagramme Ca (at) en fonction de Pb (at) pour les uraninites des marbres et skarnoïdes, et trends des processus intervenant dans l'incorporation du Ca.	274
Figure III- 3 : Diagramme Ca (at) en fonction de K (at) pour les uraninites des marbres et skarnoïdes.	275
Figure III- 4 : Spectres des éléments de terres rares normalisés aux chondrites C1 des uraninites des marbres, des marbres associés au graphite et au matériel carboné, et des skarnoïdes.	276
Figure III- 5 : Diagrammes Concordia sur les uraninites des minéralisations stratoïdes.	278
Figure III- 6 : Diagramme Ca (at) en fonction de Pb (at) pour les minéraux d'uranium des pegmatites.	281

Figure III- 7 : Diagramme ternaire $UO_2-SiO_2-ThO_2$ pour les minéraux d'uranium des pegmatites, les domaines correspondent aux données expérimentales de Friedrich & Cuney (1987) à 800°C et 2 kbar.	282
Figure III- 8 : Diagramme ternaire $Ce_2O_3-Y_2O_3-ThO_2$ pour les minéraux d'uranium des pegmatites. Le figuré grisé indique les valeurs en Ce_2O_3 mesurées inférieures mais proches de la limite de détection. Les flèches représentent les tendances à l'intérieur des cristaux.	282
Figure III- 9 : Diagramme Ca (at) en fonction de Pb (at) pour les minéraux d'uranium des skarns.	285
Figure III- 10 : Diagramme ThO_2 en fonction d' Y_2O_3 pour les minéraux d'uranium des skarns et des pegmatites.	285
Figure III- 11 : Diagramme ternaire $UO_2-SiO_2-ThO_2$ pour les minéraux d'uranium des skarns, les domaines correspondent aux données expérimentales de Friedrich et Cuney (1987) à 800°C et 2 kbar.	286
Figure III- 12 : Diagramme ternaire $Ce_2O_3-Y_2O_3-ThO_2$ pour les minéraux d'uranium des skarns. Le figuré grisé indique les valeurs en Ce_2O_3 mesurées inférieures mais proches de la limite de détection.	286
Figure III- 13 : Spectres des éléments de terres rares normalisés aux chondrites C1 des minéraux d'uranium dans les <i>skarns</i> « s.l. ».	287
Figure III- 14 : Représentation des données isotopiques U-Pb mesurées sur les oxydes d'uranium de la minéralisation dans les « skarns s.l. » dans des diagrammes Concordia.	290
Figure III- 15 : Récapitulatif des datations U/Pb des oxydes d'uranium et Re/Os des molybdénites pour les deux types de minéralisations	292
Figure III- 16: Valeurs en $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ des marbres et skarnoïdes du GLH avec les valeurs de l'eau de mer (grisé) et d'autres carbonates de la littérature et l'évolution du manteau supérieur (Veizer, 1989).	298
Figure III- 17 : Diagramme $f(Sm/Nd)$ vs $\epsilon Nd_{(1,9)}$ pour les marbres et les skarnoïdes du GLH. Les champs des roches du GLH de la Core Zone proviennent des données d'Isnard (1994) et ceux de l'île de Baffin, du Ramah Group, et des Gneiss de Tasiuyak proviennent des données de Thériault et Ermanovics (1997).	299
Figure III- 18: Diagramme $f(Sm/Nd)$ vs $\epsilon Nd_{(1,9)}$ pour les pegmatites et skarns s.l. Les champs des roches archéennes de la Core Zone proviennent des données d'Isnard (1994).	301
Figure III- 19 : Diagramme $\epsilon Nd_{(1,9)}$ vs $87Sr/86Sr_i$ pour toutes les lithologies du district de Cage.	302

Annexes

Figure Anx- 1 : Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons de marbre pur calcitique et de marbre impur calcitique	370
Figure Anx- 2 : Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons de marbre pur dolomitique	372
Figure Anx- 3 : Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons de marbre pur dolomitique (i) et de marbre impur dolomitique (ii)	374
Figure Anx- 4 : Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons des skarnoïdes A	376

Figure Anx- 5 : Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons des skarnoïdes B	378
Figure Anx- 6: Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons de paragneiss, de méta-quartzite et de méta-cinérite	380
Figure Anx- 7: Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons des endoskarns	382
Figure Anx- 8 : Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons de skarn primaire	384
Figure Anx- 9: Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons leucosome à grenat, de pegmatite A et de granite A'	386
Figure Anx- 10 : Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons de pegmatite A'	388
Figure Anx- 11: Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons de pegmatite B et B '	390
Figure Anx- 12: Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons de pegmatites C et D.	392
Figure Anx- 13 : Lignes à silicates	395
Figure Anx- 14 : Données des analyses à la microsonde ionique CAMECA IMS 1270 des zircons des différentes générations de pegmatites du district de Cage.	401
Figure Anx- 15 : Localisations des points d'analyses sur les zircons des pegmatites.	405
Figure Anx- 16 : Protocole analytique d'une mesure Re-Os.	407

Tables des tableaux

Introduction

Tableau 1: Caractéristiques et spécificités métallogéniques des cratons paléoprotérozoïques et archéens (Milesi, 2001).	21
---	----

Partie I : Géologie Générale

Tableau I- 1: Isotopes stables (C, O) des carbonates et silicates des marbres et des skarnoïdes du groupe de Lake Harbour. Les données en gras sont obtenues pour les roches minéralisées (U>10 ppm), classées par ordre d'abondance en U. Les incertitudes sur les mesures sont de $\pm 0,2\%$ pour l'oxygène et de $\pm 0,1\%$ pour le carbone.	95
Tableau I- 2 : Analyses à la microsonde électronique des scapolites « sédimentaires ».	109
Tableau I- 3 : Analyse roche totale par ICP-MS des différentes lithologies du GLH. Entre parenthèses est indiqué le nombre d'analyses effectuées sur le CO ₂ , Corg, Cl, B, Li, F.	114
Tableau I- 4: Récapitulatif des événements tectono-métamorphiques du district de Cage.	125
Tableau I-5: Tableau récapitulatif des principales caractéristiques des différentes générations de pegmatites.	169

Partie III : Géochimie des minéralisations

Tableau III- 1: Isotopes stables (O) des silicates des pegmatites, encaissants calco-silicatés, veines.	296
Tableau III- 2: Isotopes radiogéniques (Sm-Nd & Rb-Sr) des différentes lithologies du district de Cage.	304

Annexes

A. Etudes pétrographiques des échantillons

1. Microscopie optique

Après une description macroscopique, les échantillons préparés sous forme de lames minces polies (*Laboratoire de litho-préparation du département des Sciences de la Terre, Vandoeuvre-lès-Nancy et Atelier de lithopréparation d'AREVA Bessines*) sont étudiés à l'aide d'un microscope optique en lumière transmise polarisée (LTP) et analysée (LTPA), et en lumière réfléchie polarisée (LRP) et analysée (LRPA), microscope couplé à une caméra

2. Microscope électronique à balayage (MEB)

Le microscope électronique à balayage (*M.E.B HITACHI S-2500 et S-4800, Service Commun de microscopies électroniques et de microanalyses X, UHP - Nancy I, Vandoeuvre-lès-Nancy*) permet après la métallisation au carbone de la lame mince :

- une imagerie en électrons secondaires de basse énergie qui sont sensibles à la topographie de l'échantillon et donnent ainsi des informations sur la morphologie de la surface de ce dernier.

- en mode électrons rétrodiffusés, de procurer des images du poids atomique moyen des phases minérales associées.

- en imagerie de photons X, de révéler au sein des phases observées la distribution des éléments pour mettre en évidence des variations de composition élémentaire des relations texturales complexes entre ces phases.

- couplé à un spectromètre à dispersion d'énergie (EDS), permet la réalisation d'analyses chimiques semi-quantitatives. Les observations ont été réalisées avec une tension de travail allant de 10 à 20 kV.

3. Microsonde électronique

3.1. Principe de la méthode

La réalisation de microanalyses par sonde électronique (EPMA) est basée sur l'utilisation d'un des phénomènes résultant de l'interaction électron-matière : l'émission X. Lorsqu'un faisceau électronique monocinétique interagit avec un matériau solide, des photons

caractéristiques des éléments constitutifs de ce matériau sont émis en quantité proportionnelle à la composition élémentaire de la zone excitée. Les photons X émis sont collectés, séparés en fonction de leur longueur d'onde (par un spectromètre en dispersion de longueur d'onde) et comptés. Le résultat obtenu est comparé avec un fichier contenant le nombre de photons X de même nature émis dans les mêmes conditions par un composé de composition connue. Après correction des effets de matrice, la composition élémentaire de la zone analysée, généralement de l'ordre de 1 à 5 μm^3 , est obtenue.

3.2. Descriptif technique du matériel utilisé

(i) Microsonde électronique de type CAMECA SX100 (*Service Commun de Microscopies Electroniques et de Microanalyses X, UHP - Nancy I, Vandoeuvre-lès-Nancy*) équipé d'un canon à électrons (0,2 à 50 kV) à filament de tungstène couplé à cinq spectromètres à dispersion de longueur d'onde, permettant l'analyse des éléments B à U sous les conditions d'analyses suivantes (Faisceau primaire : 10 nA, Tension d'accélération : 15 kV, Diamètre du faisceau : 2 μm) :

- Sp1 : LiF / PET - Sp2 : TAP / PC0 / PC1 / PC2 / PC3
- Sp3 : PET / LiF - Sp4 : TAP / PC1 / PC2 / PC3 / PC4
- Sp 5 : LPET / LiF (cristaux larges avec meilleur sensibilité)

(ii) Un système d'observation (grandissement variable) par lumière transmise, polarisée ou non

(iii) Un détecteur d'électrons secondaires, permettant la réalisation d'images électroniques montrant le contraste de topographie (résolution de l'ordre du μm).

(iv) Un détecteur d'électrons rétrodiffusés, permettant la réalisation d'images électroniques montrant les contrastes de numéros atomiques (résolution de l'ordre du μm)

(v) Cartographie élémentaire par imagerie de photons X

4. Spectroscopie d'émission plasma à couplage inductif (ICP-AES et ICP-MS)

4.1. Préparation des échantillons

La préparation des échantillons consiste à broyer (broyeur à mâchoires puis broyeur à rouleaux) puis à porphyriser (bol d'agate pendant 2 minutes) l'échantillon, la taille de celui-ci étant fonction de sa granulométrie et de son hétérogénéité. Une quantité de 300 mg de poudre est fusionnée au métaborate de lithium puis placée dans une solution acide. Cette solution est transférée sous forme d'un aérosol dans un plasma d'argon. Par ce procédé, les particules se dissocient en un nombre d'atomes directement fonction de leur concentration.

4.2. Descriptif technique du matériel utilisé

La spectroscopie d'émission plasma à couplage inductif (Inductively Coupled Plasma : ICP) permet de doser les éléments majeurs et traces dans les roches. Les analyses ont été effectuées au *Service d'Analyse des Roches et Minéraux (SARM) du CRPG (Nancy, France)*. Les limites de détection, élément par élément, peuvent être obtenues sur le site Internet du SARM (<http://helium.crpq.cnrs-nancy.fr/SARM/>).

Le spectromètre d'émission (ICP-AES) utilisé est un Jobin-Yvon JY 70 qui permet de mesurer la perte au feu et les éléments majeurs (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Ti).

Le spectromètre de masse (ICP-MS) utilisé est un Perkin Elmer 5000. Les éléments traces mesurés sont : As, Ba, Be, Bi, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Ge, Hf, Ho, In, La, Lu, Mo, Nb, Nd, Ni, Pb, Pr, Rb, Sb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, U, V, W, Y, Yb, Zn, Zr.

L'Eu est surdosé lorsque les rapports Be/Eu sont supérieurs à 10000, les facteurs de correction n'étant plus précis.

4.1. Résultats

	Marbre pur calcitique									Marbre impur calcitique
	CA-08-4E	CA-08-4B	CA-07-3B	CA-08-4G	CA-07-3D	CA-08-4F	CA-07-4A	Moy	σ	CA-07-23A
SiO ₂	4,06	1,23	0,33	0,89	1,00	4,40	3,87	2,26	1,76	9,02
Al ₂ O ₃	1,20	0,45	0,03	0,36	0,20	1,31	0,22	0,54	0,51	1,82
Fe ₂ O ₃	2,01	0,41	0,20	0,17	0,15	3,40	0,16	0,93	1,28	0,32
MnO	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01
MgO	2,35	3,54	4,37	5,26	6,61	2,53	4,06	4,10	1,50	1,50
CaO	43,01	48,39	50,94	47,11	48,43	40,87	49,29	46,86	3,61	48,18
Na ₂ O	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	< L.D.
K ₂ O	0,16	0,10	< L.D.	0,07	0,12	0,14	< L.D.	0,12	0,04	1,23
TiO ₂	0,05	0,02	< L.D.	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,07
P ₂ O ₅	0,05	< L.D.	< L.D.	0,08	< L.D.	0,07	0,02	0,05	0,03	0,03
PF	33,45	42,16	43,94	43,66	43,27	29,84	40,78	39,58	5,63	37,43
Total	86,36	96,31	99,83	97,65	99,80	82,60	98,43	94,43	6,99	99,62
As	35	40	< L.D.	8	< L.D.	16	< L.D.	25	15	5
Ba	12020	6318	81	1386	330	11880	125	4591	5477	4401
Be	< L.D.	< L.D.	0	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0	-	0
Bi	< L.D.	0	< L.D.	0	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0	0	< L.D.
Cd	23	3	< L.D.	1	< L.D.	37	2	13	16	0
Co	4	1	2	1	2	6	1	2	2	2
Cr	14	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	9	< L.D.	12	3	8
Cs	< L.D.	0	0	0	1	< L.D.	0	0	0	1
Cu	30	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	37	< L.D.	34	5	< L.D.
Ga	5	1	< L.D.	1	0	7	1	2	3	3
Ge	0	0	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0	0	0	0	0
Hf	0	0	< L.D.	0	< L.D.	0	0	0	0	1
In	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	< L.D.
Mo	3782	22	< L.D.	7	< L.D.	7015	1339	2433	2988	1
Nb	1	0	< L.D.	0	0	1	0	0	0	2
Ni	14	6	18	< L.D.	16	16	9	13	5	18
Pb	3083	196	1	294	1	4953	401	1276	1955	13
Rb	4	2	1	3	10	4	2	4	3	23
Sb	63	8	< L.D.	3	< L.D.	46	< L.D.	30	29	< L.D.
Sn	1	3	< L.D.	3	< L.D.	1	1	1	1	1
Sr	156	156	135	156	74	149	108	133	31	196
Ta	0	0	< L.D.	0	0	0	0	0	0	0
Th	2	0	0	0	0	2	107	16	40	2
U	6859	6	0	2	2	11470	1108	2778	4579	2
V	282	26	< L.D.	92	< L.D.	339	2	148	153	9
W	11	1	< L.D.	0	< L.D.	17	5	7	7	< L.D.
Y	5	1	< L.D.	< L.D.	1	9	27	9	11	4
Zn	16580	308	10	48	< L.D.	31570	11	8088	13260	9
Zr	13	5	< L.D.	5	3	14	10	8	5	34

	Marbre pur calcitique									Marbre impur calcitique
	CA-08-4E	CA-08-4B	CA-07-3B	CA-08-4G	CA-07-3D	CA-08-4F	CA-07-4A	Moy	σ	CA-07-23A
CO ₂ tot%	37,14	43,54	35,62	44,12	44,43	34,24		39,85	4,68	38,04
S tot%	2,51	0,16	0,23	0,01	<0,01	4,45		1,47	1,96	0,05
C org%	0,04	<0,01	0,01	0,01	<0,01			0,02	0,02	<0,01
Cl ppm	245	255	205	355	105	200		228	82	32
F ppm	40	60	430	100	310	40	0	140	164	40
B ppm	6	4	20	5	6	7		8	6	7
Li ppm	5	2	7	4	1	6		4	2	4
Se ppm	283	8	24	3	<0,02	517		167	228	0
La	6,00	1,46	1,38	1,63	2,54	6,01	14,11	4,73	4,61	7,23
Ce	12,39	2,33	1,75	2,35	4,74	13,65	32,61	9,97	11,13	13,49
Pr	1,38	0,28	0,14	0,26	0,47	1,61	4,11	1,18	1,42	1,48
Nd	5,48	1,06	0,39	0,91	1,46	6,78	16,42	4,64	5,76	5,37
Sm	1,08	0,21	0,05	0,17	0,30	1,40	4,85	1,15	1,71	0,99
Eu	0,01	< L.D.	0,04	0,03	0,07	0,08	0,16	0,06	0,05	0,61
Gd	0,85	0,22	0,05	0,14	0,24	1,23	5,61	1,19	2,00	0,80
Tb	0,11	0,03	0,01	0,02	0,04	0,16	1,00	0,19	0,36	0,11
Dy	0,64	0,16	0,03	0,11	0,19	0,91	4,98	1,00	1,78	0,62
Ho	0,13	0,03	0,01	0,03	0,03	0,19	0,75	0,17	0,27	0,12
Er	0,35	0,10	0,02	0,06	0,06	0,53	1,68	0,40	0,59	0,36
Tm	0,05	0,01	< L.D.	0,01	0,01	0,07	0,21	0,06	0,08	0,05
Yb	0,27	0,08	0,01	0,05	0,05	0,40	1,23	0,30	0,43	0,37
Lu	0,04	0,01	< L.D.	0,01	0,01	0,06	0,17	0,05	0,06	0,06

Figure Anx- 1 : Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons de marbre pur calcitique et de marbre impur calcitique

	Marbre pur dolomitique											Marbre pur dolomitique
	CA-07-7A	CA-08-13B	CA-08-12C	CA-07-5B Mrb	CA-07-5F	CA-08-5H	CA-08-5A	CA-08-5B	CA-07-5E	Moy	σ	CA-08-4C
SiO ₂	2,45	1,49	4,84	3,43	2,33	1,63	1,01	1,06	2,45	2,30	1,23	1,63
Al ₂ O ₃	0,06	0,25	1,50	0,90	0,62	0,30	0,37	0,33	0,26	0,51	0,44	0,47
Fe ₂ O ₃	0,37	0,92	1,09	0,54	0,48	1,24	0,41	0,69	0,30	0,67	0,34	0,73
MnO	0,06	0,18	0,03	0,05	0,04	0,11	0,04	0,04	0,03	0,06	0,05	0,07
MgO	19,02	21,30	19,62	17,92	19,30	20,05	20,89	21,60	20,58	20,03	1,19	11,90
CaO	31,50	31,17	29,02	32,77	30,69	30,10	29,08	29,40	30,66	30,49	1,24	38,61
Na ₂ O	< L.D.	< L.D.	0,12	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,12	-	< L.D.
K ₂ O	< L.D.	0,11	0,42	0,45	0,21	0,19	0,09	0,15	0,12	0,22	0,14	0,17
TiO ₂	< L.D.	0,01	0,06	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,06	0,03	0,08	< L.D.	0,06	< L.D.	0,02	0,04	0,02	0,04
PF	44,50	45,29	40,92	42,81	43,70	45,24	45,69	45,27	44,12	44,17	1,53	42,95
Total	97,97	100,74	97,67	98,93	97,45	98,86	97,66	98,56	98,55	98,49	1,01	96,59
As	39	5	10	7	14	33	2	< L.D.	< L.D.	16	15	406
Ba	1075	194	412	2066	4785	412	1693	1623	1354	1513	1389	1918
Be	< L.D.	1	< L.D.	0	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0	1	1	< L.D.
Bi	0	< L.D.	0	< L.D.	0	0	0	< L.D.	< L.D.	0	0	0
Cd	2	< L.D.	< L.D.	0	1	< L.D.	2	< L.D.	< L.D.	1	1	31
Co	7	7	4	2	3	1	1	1	2	3	2	3
Cr	15	31	8	< L.D.	11	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	16	10	9
Cs	2	1	6	1	< L.D.	2	1	3	0	2	2	1
Cu	73	26	20	24	25	< L.D.	< L.D.	7	< L.D.	29	23	20
Ga	0	2	3	2	2	1	1	1	0	1	1	2
Ge	0	0	0	0	0	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0	0	0
Hf	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
In	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	< L.D.
Mo	97	1	25	2	2	56	121	14	2	36	46	1803
Nb	0	2	1	2	1	0	0	1	0	1	1	1
Ni	25	25	12	14	14	< L.D.	9	< L.D.	11	16	7	7
Pb	7291	4	347	1172	4909	14	140	5	8	1543	2677	2480
Rb	3	23	15	16	7	25	7	10	4	12	8	15
Sb	217	0	0	5	19	< L.D.	2	< L.D.	0	35	80	130
Sn	3	1	1	1	1	< L.D.	1	1	< L.D.	1	1	2
Sr	53	315	50	158	155	54	47	48	54	104	91	116
Ta	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Th	0	2	3	1	2	1	1	0	0	1	1	1
U	4236	5	1144	81	3611	28	494	0	0	1067	1670	468
V	1091	16	54	99	939	16	107	5	3	259	432	179
W	1	0	0	< L.D.	< L.D.	2	7	< L.D.	< L.D.	2	3	4
Y	3	15	7	4	10	5	1	< L.D.	1	6	5	3
Zn	46	21	14	46	90	< L.D.	425	24	16	85	139	2866
Zr	< L.D.	28	22	15	9	4	3	5	6	11	9	8

	Marbre pur dolomitique											Marbre pur dolomitique
	CA-07-7A	CA-08-13B	CA-08-12C	CA-07-5B Mrb	CA-07-5F	CA-08-5H	CA-08-5A	CA-08-5B	CA-07-5E	Moy	σ	CA-08-4C
CO ₂ tot%	43,83	46,23	41,53	43,82	44,35	45,86	47,73	46,01		44,92	1,92	43,92
S tot%	0,11	0,04	0,16	0,18	0,26	<0,01	0,14	0,22		0,16	0,07	0,26
C org%	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,28	0,01		0,05	0,10	0,02
Cl ppm	300	64	220	280	205	195	200	110		197	79	180
F ppm	220	330	370	910	490	370	160	230		385	237	420
B ppm	80	10	105	24	14	3	17	13		33	38	9
Li ppm	7	1	6	6	5	2	1	1		4	3	4
Se ppm	227	0	4	11	14	0	2	2		32	79	38
La	1,13	24,28	5,89	5,15	4,27	4,56	1,83	1,61	1,55	5,59	7,23	3,81
Ce	4,15	36,17	14,56	10,30	14,95	10,41	3,78	2,86	2,60	11,09	10,60	7,46
Pr	0,79	3,33	1,99	1,25	2,47	1,16	0,48	0,30	0,30	1,34	1,06	0,86
Nd	3,56	11,98	8,37	4,56	11,27	4,05	1,86	1,06	1,14	5,32	4,21	3,13
Sm	0,72	1,93	1,98	0,83	2,55	0,74	0,39	0,21	0,23	1,06	0,86	0,55
Eu	0,32	0,45	0,36	0,37	0,79	0,14	0,15	0,13	0,22	0,33	0,21	0,10
Gd	0,53	1,74	1,46	0,72	2,07	0,64	0,29	0,16	0,19	0,87	0,71	0,48
Tb	0,06	0,23	0,23	0,09	0,26	0,10	0,04	0,02	0,03	0,12	0,09	0,07
Dy	0,35	1,30	1,29	0,51	1,40	0,67	0,20	0,13	0,16	0,67	0,52	0,48
Ho	0,06	0,26	0,23	0,10	0,25	0,13	0,04	0,03	0,03	0,13	0,10	0,09
Er	0,16	0,73	0,58	0,28	0,58	0,38	0,09	0,07	0,10	0,33	0,25	0,26
Tm	0,02	0,10	0,08	0,04	0,07	0,06	0,01	0,01	0,01	0,04	0,03	0,04
Yb	0,09	0,56	0,47	0,25	0,33	0,37	0,08	0,07	0,10	0,26	0,19	0,22
Lu	0,01	0,08	0,06	0,04	0,04	0,05	0,01	0,01	0,01	0,04	0,03	0,03

Figure Anx- 2 : Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons de marbre pur dolomitique

	Marbre impur dolomitique (i)						Marbre impur dolomitique (ii)			
	CA-07-6F	CA-07-6G	CA-07-24A	CA-07-26B	Moy	σ	CA-07-5A	CA-07-26A	Moy	σ
SiO ₂	19,06	17,52	20,81	10,46	16,96	4,54	11,54	19,014	15,28	5,28
Al ₂ O ₃	3,51	2,53	2,37	2,22	2,66	0,58	0,94	3,961	2,45	2,14
Fe ₂ O ₃	1,11	0,86	1,91	0,84	1,18	0,50	0,51	4,144	2,33	2,57
MnO	0,06	0,06	0,08	0,04	0,06	0,01	0,04	0,08	0,06	0,03
MgO	15,58	16,51	12,04	14,39	14,63	1,93	19,36	15,909	17,64	2,44
CaO	29,16	29,89	32,67	34,94	31,66	2,66	29,04	25,69	27,36	2,37
Na ₂ O	0,08	0,17	0,19	0,14	0,14	0,05	0,08	0,846	0,46	0,54
K ₂ O	2,15	1,12	1,54	1,25	1,51	0,46	0,28	0,229	0,25	0,03
TiO ₂	0,15	0,11	0,08	0,10	0,11	0,03	0,03	0,151	0,09	0,09
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,01	0,07	0,076	0,07	0,00
PF	27,89	30,12	27,45	35,40	30,22	3,65	36,23	21,173	28,70	10,65
Total	98,78	98,90	99,17	99,80	99,16	0,46	98,12	91,273	94,70	4,84
As	7	5	3	14	7	5	131	724	427	419
Ba	5292	4624	605	331	2713	2609	2686	34	1360	1875
Be	1	0	< L.D.	0	1	0	< L.D.	4	4	-
Bi	0	< L.D.	0	< L.D.	0	0	0	2	1	1
Cd	20	0	0	0	5	10	1	143	72	100
Co	5	3	5	2	4	2	3	8	5	4
Cr	15	11	10	13	12	2	30	59	45	20
Cs	13	2	2	2	5	6	0	0	0	0
Cu	31	< L.D.	214	14	87	111	55	36	46	13
Ga	6	4	5	3	4	1	3	10	6	5
Ge	1	0	1	0	1	0	1	2	1	1
Hf	1	1	1	1	1	0	0	1	1	1
In	0	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0	-	< L.D.	0	0	-
Mo	274	3	63	3	86	129	2	1591	797	1123
Nb	3	2	3	2	3	1	1	4	2	2
Ni	16	14	11	15	14	2	17	22	19	4
Pb	1847	27	1604	34	878	984	3828	5941	4885	1494
Rb	74	27	46	42	47	20	11	2	7	6
Sb	10	4	2	1	4	4	37	380	208	243
Sn	3	0	2	0	1	1	1	4	2	2
Sr	116	131	101	53	100	34	155	27	91	91
Ta	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Th	5	4	8	1	5	3	1	14	8	9
U	1802	2	4668	2	1618	2203	5333	8018	6676	1899
V	499	16	344	30	222	238	1311	9475	5393	5773
W	2	0	1	3	2	1	0	48	24	34
Y	9	6	28	5	12	11	19	18	18	1
Zn	3602	73	48	23	936	1777	64	22410	11237	15801
Zr	49	31	41	28	38	10	7	48	27	29

	Marbre impur dolomitique (i)						Marbre impur dolomitique (ii)			
	CA-07-6F	CA-07-6G	CA-07-24A	CA-07-26B	Moy	σ	CA-07-5A	CA-07-26A	Moy	σ
CO ₂ tot%	24,64	25,97			25,31	0,94	36,37		36,37	-
S tot%	0,19	0,11			0,15	0,06	0,16		0,16	-
C org%	0,04	0,03			0,04	0,01	0,01		0,01	-
Cl ppm	720	790			755	49	290		290	-
F ppm	3400	860			2130	1796	550		550	-
B ppm	158	147			153	8	21		21	-
Li ppm	42	7			25	24	19		19	-
Se ppm	81	1			41	56	9		9	-
La	11,91	12,42	28,50	5,20	14,51	9,89	3,45	14,48	8,97	7,80
Ce	28,67	24,80	69,88	10,06	33,35	25,64	16,73	39,60	28,17	16,17
Pr	3,52	2,79	8,95	1,18	4,11	3,37	3,32	4,18	3,75	0,60
Nd	14,04	10,22	36,03	4,55	16,21	13,78	17,55	16,49	17,02	0,75
Sm	2,82	1,82	8,27	0,93	3,46	3,30	4,42	3,27	3,84	0,81
Eu	1,15	0,85	1,69	0,16	0,96	0,64	1,02	0,57	0,80	0,32
Gd	2,03	1,46	6,60	0,85	2,74	2,62	3,67	3,17	3,42	0,35
Tb	0,29	0,20	0,94	0,12	0,39	0,37	0,45	0,47	0,46	0,02
Dy	1,64	1,12	5,03	0,71	2,13	1,98	2,40	2,58	2,49	0,13
Ho	0,30	0,21	0,91	0,14	0,39	0,35	0,41	0,48	0,44	0,05
Er	0,81	0,59	2,31	0,39	1,03	0,87	0,90	1,22	1,06	0,23
Tm	0,12	0,09	0,29	0,06	0,14	0,11	0,09	0,16	0,12	0,05
Yb	0,81	0,60	1,80	0,38	0,90	0,63	0,44	0,96	0,70	0,37
Lu	0,12	0,09	0,25	0,06	0,13	0,08	0,05	0,13	0,09	0,06

Figure Anx- 3 : Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons de marbre pur dolomitique (i) et de marbre impur dolomitique (ii)

	Skarnoide A						Moy	σ
	CA-07-25A	CA-07-39A	CA-07-41A	CA-07-5B Ctc	CA-07-8A Skn	CA-08-1A		
SiO ₂	42,91	50,50	55,30	41,55	50,73	43,56	47,42	5,52
Al ₂ O ₃	7,71	7,76	7,18	4,22	12,50	18,39	9,63	5,05
Fe ₂ O ₃	1,38	2,65	1,29	1,56	4,58	2,47	2,32	1,25
MnO	0,02	0,21	0,20	0,03	0,04	0,01	0,09	0,09
MgO	4,79	11,32	5,08	13,25	7,10	9,60	8,52	3,44
CaO	20,60	18,66	20,05	23,99	14,02	7,38	17,45	5,90
Na ₂ O	1,57	1,37	1,59	0,86	0,69	3,79	1,64	1,11
K ₂ O	3,50	1,19	0,66	0,37	5,46	3,04	2,37	1,98
TiO ₂	0,28	0,27	0,27	0,14	0,53	0,77	0,38	0,23
P ₂ O ₅	0,11	0,10	0,11	0,12	0,15	0,10	0,12	0,02
PF	14,52	2,21	3,64	8,83	2,84	6,98	6,50	4,69
Total	97,39	96,24	95,37	94,90	98,64	96,07	96,43	1,37
As	19	6	< L.D.	91	2	9	26	37
Ba	8092	6697	1281	14790	810	26700	9728	9761
Be	2	3	< L.D.	3	3	6	3	1
Bi	1	0	0	0	1	< L.D.	1	0
Cd	0	0	< L.D.	2	0	0	1	1
Co	15	7	1	6	8	3	7	5
Cr	118	39	17	12	54	15	42	40
Cs	4	1	1	0	7	3	3	2
Cu	146	27	< L.D.	323	30	233	152	129
Ga	11	11	2	5	18	29	13	10
Ge	2	1	2	1	1	2	2	0
Hf	3	5	1	1	4	10	4	3
In	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-
Mo	78	18	2	26	< L.D.	55	36	31
Nb	8	6	1	3	12	13	7	5
Ni	27	39	10	20	28	15	23	10
Pb	220	1098	837	8930	11	494	1932	3451
Rb	68	19	3	11	153	81	56	57
Sb	10	1	1	96	0	12	20	37
Sn	4	9	4	4	3	3	5	2
Sr	127	136	37	155	208	320	164	95
Ta	1	1	0	0	1	1	1	0
Th	11	15	3	7	18	15	11	6
U	90	2549	2121	603	4	290	943	1106
V	777	362	71	251	71	283	302	260
W	2	3	1	1	2	3	2	1
Y	11	32	5	5	17	10	13	10
Zn	34	25	17	119	63	108	61	44
Zr	108	180	38	40	130	372	145	124

	Skarnoïde A						Moy	σ
	CA-07-25A	CA-07-39A	CA-07-41A	CA-07-5B	CA-07-8A	CA-08-1A		
				Ctc	Skn			
CO ₂ tot%			32,82	7,64			20,23	17,80
S tot%			0,09	1,26			0,68	0,83
C org%			0,06	0,05			0,06	0,01
Cl ppm			620	2530			1575	1351
F ppm			270	630			450	255
B ppm			85	34			60	36
Li ppm			27	36			32	6
Se ppm			168	145			157	16
La	23,86	16,34	1,37	3,99	38,91	4,23	14,78	14,66
Ce	43,76	51,20	8,56	7,66	76,90	8,75	32,80	28,99
Pr	4,69	6,62	1,55	1,04	8,90	1,10	3,98	3,30
Nd	15,75	27,95	7,66	4,27	31,99	4,76	15,40	12,08
Sm	2,63	7,30	2,00	1,07	5,48	1,47	3,32	2,50
Eu	0,91	1,45	0,43	1,26	0,95	0,33	0,89	0,44
Gd	2,12	6,15	1,39	0,96	4,14	1,46	2,70	2,03
Tb	0,28	1,02	0,21	0,12	0,57	0,26	0,41	0,33
Dy	1,79	6,11	1,38	0,70	3,13	1,84	2,49	1,94
Ho	0,36	1,12	0,25	0,14	0,58	0,39	0,48	0,35
Er	1,09	2,95	0,67	0,36	1,66	1,22	1,33	0,91
Tm	0,17	0,41	0,10	0,05	0,24	0,20	0,20	0,13
Yb	1,25	2,57	0,57	0,31	1,64	1,39	1,29	0,80
Lu	0,21	0,35	0,07	0,05	0,26	0,22	0,19	0,11

Figure Anx- 4 : Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons des skarnoïdes A

	Skarnoïde B					
	CA-07-27A	CA-07-5B Sk	CA-07-5D	CA-07-5C	Moy	σ
SiO ₂	46,62	45,16	50,15	42,44	46,09	3,21
Al ₂ O ₃	0,55	0,64	0,77	1,90	0,97	0,63
Fe ₂ O ₃	0,72	0,81	0,78	0,68	0,75	0,06
MnO	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	0,01
MgO	15,65	15,91	16,87	14,64	15,77	0,92
CaO	19,84	22,55	22,97	19,79	21,29	1,71
Na ₂ O	0,28	0,13	0,27	0,48	0,29	0,15
K ₂ O	0,06	< L.D.	0,05	0,08	0,06	0,01
TiO ₂	0,01	0,03	0,02	0,05	0,03	0,01
P ₂ O ₅	< L.D.	0,07	< L.D.	0,05	0,06	0,02
PF	5,36	6,42	5,39	7,14	6,08	0,86
Total	89,14	91,75	97,31	87,27	91,36	4,37
As	46	64	30	24	41	18
Ba	61080	11820	14320	72340	39890	31325
Be	< L.D.	0	0	< L.D.	0	0
Bi	< L.D.	0	< L.D.	< L.D.	0	-
Cd	1	1	3	0	1	1
Co	3	2	5	1	3	2
Cr	13	< L.D.	14	39	22	15
Cs	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-
Cu	15	93	26	20	39	37
Ga	1	2	2	4	2	1
Ge	1	1	1	1	1	0
Hf	0	0	0	1	0	0
In	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-
Mo	22	13	2	2	10	10
Nb	0	0	0	1	0	0
Ni	10	7	13	14	11	3
Pb	869	4244	406	1081	1650	1752
Rb	1	0	1	2	1	1
Sb	12	56	13	10	23	22
Sn	1	2	1	2	2	1
Sr	480	64	78	308	233	199
Ta	0	0	0	0	0	0
Th	2	1	1	2	2	1
U	1678	195	639	95	652	724
V	390	198	663	272	381	204
W	3	1	1	2	2	1
Y	5	2	3	4	4	1
Zn	154	113	592	76	233	241
Zr	7	7	10	29	13	11

	Skarnoïde B					
	CA-07-27A	CA-07-5B Sk	CA-07-5D	CA-07-5C	Moy	σ
CO ₂ tot%		5,59	5,45	6,18	5,74	0,39
S tot%		0,55	0,28	1,79	0,87	0,81
C org%		0,04	0,03	0,01	0,03	0,02
Cl ppm		355	450	1030	612	365
F ppm		170	130	110	137	31
B ppm		14	33	18	22	10
Li ppm		26	35	30	30	5
Se ppm		54	16	19	30	21
La	3,20	1,44	2,14	5,03	2,95	1,56
Ce	4,97	2,85	4,60	6,50	4,73	1,50
Pr	0,74	0,42	0,73	0,94	0,71	0,21
Nd	3,65	1,79	3,25	3,90	3,15	0,94
Sm	1,68	0,49	0,80	1,46	1,11	0,55
Eu	< L.D.	1,01	1,45	3,01	1,83	1,05
Gd	1,60	0,46	0,74	1,40	1,05	0,54
Tb	0,17	0,05	0,08	0,11	0,10	0,05
Dy	0,97	0,29	0,41	0,64	0,58	0,30
Ho	0,17	0,05	0,07	0,12	0,10	0,05
Er	0,37	0,14	0,18	0,32	0,25	0,11
Tm	0,05	0,02	0,02	0,05	0,03	0,01
Yb	0,21	0,11	0,14	0,27	0,18	0,07
Lu	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,01

Figure Anx- 5 : Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons des skarnoïdes B

	Paragneiss				MétaQuartzite	Méta-Cinérite			
	CA-07-9B	CA-07-30A	Moy	σ	CA-08-12A	CA-07-8A Cin	CA-07-29A	Moy	σ
SiO ₂	72,57	64,17	68,37	5,94	70,90	55,62	62,98	59,30	5,21
Al ₂ O ₃	13,00	15,77	14,38	1,96	12,13	17,20	15,25	16,23	1,38
Fe ₂ O ₃	3,46	5,94	4,70	1,76	1,28	3,37	5,38	4,37	1,43
MnO	0,03	0,04	0,04	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02	0,01
MgO	1,28	2,12	1,70	0,59	3,11	3,85	2,03	2,94	1,29
CaO	0,98	1,64	1,31	0,47	3,00	4,23	2,19	3,21	1,44
Na ₂ O	2,78	4,05	3,41	0,90	0,38	0,86	2,50	1,68	1,16
K ₂ O	3,63	3,67	3,65	0,03	6,32	10,95	7,61	9,28	2,37
TiO ₂	0,48	0,62	0,55	0,10	0,21	0,75	0,71	0,73	0,03
P ₂ O ₅	0,11	0,06	0,09	0,04	0,07	0,13	0,18	0,15	0,03
PF	0,87	1,38	1,12	0,36	2,03	1,89	0,57	1,23	0,93
Total	99,18	99,45	99,32	0,19	99,42	98,86	99,42	99,14	0,40
As	332	5	168	231	32	< L.D.	2	2	-
Ba	901	702	801	141	914	1409	1096	1253	221
Be	2	1	2	1	2	2	3	3	0
Bi	1	< L.D.	1	-	< L.D.	1	0	0	0
Cd	0	0	0	0	< L.D.	0	0	0	0
Co	1	10	6	6	2	6	11	9	3
Cr	40	69	54	20	8	86	73	79	9
Cs	6	3	5	2	12	15	20	17	4
Cu	4	47	26	30	13	17	< L.D.	17	-
Ga	17	24	20	5	13	27	22	24	4
Ge	2	1	2	0	2	2	2	2	0
Hf	6	5	5	1	4	3	6	4	2
In	< L.D.	< L.D.	-	-	< L.D.	0	< L.D.	0	-
Mo	1	6	3	4	3	< L.D.	< L.D.	-	-
Nb	10	12	11	2	8	16	14	15	2
Ni	< L.D.	30	30	-	6	25	29	27	3
Pb	69	33	51	26	11	16	22	19	5
Rb	250	151	200	70	150	271	252	261	14
Sb	< L.D.	< L.D.	-	-	0	0	1	0	0
Sn	4	1	2	2	2	4	4	4	0
Sr	149	147	148	1	51	114	71	92	30
Ta	1	2	2	1	1	2	1	2	0
Th	18	22	20	2	20	28	19	24	6
U	4	5	4	1	5	5	3	4	1
V	53	99	76	33	11	106	71	88	25
W	1	1	1	0	3	4	2	3	1
Y	20	18	19	1	19	12	26	19	10
Zn	72	89	81	13	11	53	54	53	1
Zr	219	164	191	39	114	116	206	161	64

	Paragneiss				Méta- Quartzite	Méta-Cinérite			
	CA-07- 9B	CA-07- 30A	Moy	σ	CA-08-12A	CA-07- 8A Cin	CA-07- 29A	Moy	σ
CO ₂ tot%			-	-				-	-
S tot%			-	-				-	-
C org%			-	-				-	-
Cl ppm			-	-				-	-
F ppm			-	-				-	-
B ppm			-	-				-	-
Li ppm			-	-				-	-
Se ppm			-	-				-	-
La	44,72	44,76	44,74	0,03	38,76	63,26	65,18	64,22	1,36
Ce	91,20	90,18	90,69	0,72	82,34	118,50	129,60	124,05	7,85
Pr	10,29	10,29	10,29	0,00	9,16	13,07	14,36	13,72	0,91
Nd	36,20	37,72	36,96	1,07	32,00	45,19	50,01	47,60	3,41
Sm	6,34	6,75	6,55	0,29	5,53	6,80	8,47	7,64	1,18
Eu	1,17	1,30	1,24	0,09	0,43	1,13	1,54	1,34	0,29
Gd	4,68	4,99	4,83	0,22	4,05	4,48	6,41	5,45	1,36
Tb	0,68	0,68	0,68	0,00	0,61	0,54	0,89	0,71	0,25
Dy	3,75	3,55	3,65	0,14	3,52	2,56	4,95	3,75	1,69
Ho	0,68	0,62	0,65	0,04	0,66	0,42	0,91	0,66	0,35
Er	1,90	1,66	1,78	0,17	1,94	1,20	2,55	1,88	0,96
Tm	0,28	0,25	0,26	0,03	0,29	0,18	0,37	0,28	0,14
Yb	1,93	1,78	1,85	0,11	2,01	1,24	2,53	1,88	0,92
Lu	0,30	0,28	0,29	0,02	0,31	0,20	0,39	0,30	0,14

Figure Anx- 6: Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons de paragneiss, de méta-quartzite et de méta-cinérite

	Endoskarn									Moy	σ
	CA-07-1A	CA-07-1B	CA-07-2B	CA-07-2C	CA-07-6A End 1	CA-07-6A End 2	CA-07-6B End	CA-08-5E			
SiO ₂	66,19	70,91	61,42	45,75	48,56	49,53	47,65	65,08	56,89	10,03	
Al ₂ O ₃	16,90	14,54	17,58	14,79	18,36	11,59	8,71	14,13	14,58	3,21	
Fe ₂ O ₃	0,55	0,38	0,26	2,32	1,15	1,82	2,76	0,99	1,28	0,93	
MnO	0,01	0,01	0,01	0,05	0,07	0,12	0,11	0,02	0,05	0,05	
MgO	0,35	0,30	0,43	8,12	7,40	12,35	23,09	2,53	6,82	7,93	
CaO	4,77	3,60	9,74	18,40	16,46	18,68	7,40	6,02	10,63	6,27	
Na ₂ O	2,64	2,08	3,81	2,04	2,49	1,15	0,15	2,29	2,08	1,08	
K ₂ O	6,05	5,86	1,88	0,71	0,88	0,85	3,99	6,38	3,32	2,53	
TiO ₂	0,10	0,01	0,08	0,18	0,18	0,34	0,06	0,03	0,12	0,11	
P ₂ O ₅	0,38	0,13	0,71	0,36	0,16	0,13	0,12	0,06	0,26	0,22	
PF	2,15	1,90	1,50	3,73	4,80	3,61	4,59	3,12	3,17	1,23	
Total	100,09	99,72	97,40	100,00	100,51	100,15	98,62	100,64	99,64	1,09	
As	4	2	3	< L.D.	18	16	8	2	7	7	
Ba	1252	827	602	305	720	771	15080	7633	3399	5306	
Be	< L.D.	1	6	15	267	14	3	2	44	98	
Bi	0	1	0	< L.D.	4	54	1	0	9	20	
Cd	0	0	0	13	1	1	1	0	2	5	
Co	1	< L.D.	1	4	2	4	2	1	2	1	
Cr	75	< L.D.	58	77	24	51	< L.D.	< L.D.	57	22	
Cs	2	1	1	2	2	2	119	2	16	42	
Cu	6	< L.D.	12	59	5	6	4	< L.D.	15	21	
Ga	21	15	24	21	27	19	24	17	21	4	
Ge	1	1	1	7	2	3	4	1	3	2	
Hf	0	0	1	1	2	3	1	2	1	1	
In	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0	< L.D.	0	-	
Mo	8	1	283	8435	31	124	2	4	1111	2961	
Nb	14	1	12	20	33	36	63	2	23	21	
Ni	11	< L.D.	12	56	10	13	22	< L.D.	21	18	
Pb	103	39	1149	5683	318	1251	135	38	1089	1921	
Rb	176	175	47	23	35	55	819	201	191	264	
Sb	1	1	0	4	2	2	2	1	2	1	
Sn	1	2	1	3	32	54	99	1	24	36	
Sr	45	30	49	76	171	131	13	109	78	55	
Ta	2	0	2	11	48	17	15	1	12	16	
Th	6	0	162	990	4	14	1	6	148	345	
U	60	3	3657	19345	33	131	7	23	2907	6761	
V	2	< L.D.	< L.D.	< L.D.	114	229	43	4	78	95	
W	1	1	1	12	2	3	2	1	3	4	
Y	20	6	44	99	9	16	3	6	25	33	
Zn	32	44	21	103	98	116	353	84	106	105	
Zr	5	3	44	49	53	92	14	35	37	30	

	Endoskarn								Moy	σ
	CA-07-1A	CA-07-1B	CA-07-2B	CA-07-2C	CA-07-6A End 1	CA-07-6A End 2	CA-07-6B End	CA-08-5E		
CO ₂ tot%									-	-
S tot%									-	-
C org%									-	-
Cl ppm		5070							5070	-
F ppm									-	-
B ppm		21							21	-
Li ppm		44							44	-
Se ppm									-	-
La	5,86	2,16	8,34	11,82	12,87	11,39	4,63	4,76	7,73	3,96
Ce	13,38	4,20	24,08	45,45	26,41	31,97	7,37	9,20	20,26	14,23
Pr	1,72	0,54	3,36	7,02	3,18	4,48	0,75	1,05	2,76	2,22
Nd	6,44	2,03	14,60	36,03	11,44	17,73	2,34	4,07	11,84	11,36
Sm	2,45	0,73	6,12	17,27	2,25	3,83	0,59	0,98	4,28	5,56
Eu	0,26	0,21	0,27	0,68	0,40	0,60	1,79	0,30	0,56	0,52
Gd	3,04	1,01	7,21	20,20	1,76	2,91	0,55	0,90	4,70	6,62
Tb	0,75	0,22	1,76	5,00	0,28	0,48	0,07	0,15	1,09	1,67
Dy	4,29	1,12	10,35	29,49	1,55	2,73	0,48	0,97	6,37	9,87
Ho	0,63	0,16	1,53	4,27	0,29	0,52	0,07	0,19	0,96	1,42
Er	1,29	0,32	3,11	8,89	0,80	1,46	0,25	0,52	2,08	2,90
Tm	0,14	0,04	0,34	0,96	0,13	0,23	0,05	0,08	0,24	0,30
Yb	0,71	0,18	1,78	4,63	0,92	1,62	0,40	0,51	1,34	1,44
Lu	0,08	0,03	0,20	0,53	0,13	0,23	0,06	0,08	0,17	0,16

Figure Anx- 7: Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons des endoskarns

	Skarn primaire												Moy	σ
	CA-07-2A	CA-07-31A Skn	CA-07-33A	CA-07-33B	CA-07-35A	CA-07-3A	CA-07-3C	CA-07-4C	CA-07-7C Skn	CA-08-5D	CA-08-5I	CA-08-5J		
SiO ₂	54,15	52,77	53,35	52,18	50,24	51,89	49,68	52,30	53,93	52,67	52,46	52,57	52,35	1,31
Al ₂ O ₃	1,23	1,01	0,52	1,00	3,15	0,48	2,06	2,26	1,22	1,06	0,29	0,58	1,24	0,85
Fe ₂ O ₃	5,45	3,98	2,15	2,90	4,39	5,26	6,75	4,82	1,41	4,48	5,64	5,38	4,38	1,55
MnO	0,08	0,09	0,07	0,08	0,14	0,06	0,08	0,09	0,11	0,10	0,12	0,11	0,09	0,02
MgO	15,61	17,58	17,53	16,98	15,66	15,89	13,82	14,45	18,52	16,69	15,84	15,22	16,15	1,36
CaO	21,17	21,76	24,67	23,94	22,42	24,26	23,80	23,82	22,70	21,25	23,54	23,55	23,07	1,19
Na ₂ O	0,35	0,14	0,08	0,12	0,24	0,10	0,34	0,47	0,27	0,28	0,16	0,23	0,23	0,12
K ₂ O	0,05	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,18	< L.D.	< L.D.	0,08	0,12	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,11	0,05
TiO ₂	0,02	0,04	0,03	0,06	0,07	0,03	0,02	0,09	0,02	0,05	0,02	0,02	0,04	0,02
P ₂ O ₅	0,14	< L.D.	< L.D.	0,02	0,03	0,06	0,07	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,05	< L.D.	0,06	0,04
PF	1,82	1,38	0,69	1,30	2,39	0,60	0,95	1,87	1,35	2,53	1,22	2,48	1,55	0,67
Total	100,08	98,76	99,09	98,58	100,00	98,63	97,57	100,24	99,64	99,11	99,34	100,15	99,27	0,81
As	< L.D.	< L.D.	3	4	5	3	< L.D.	3	12	< L.D.	< L.D.	< L.D.	5	4
Ba	15	11	18	70	121	18	31	63	167	83	15	90	59	50
Be	1	1	1	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	2	4	< L.D.	< L.D.	< L.D.	2	2
Bi	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0	0	0	< L.D.	0	0	0	< L.D.	< L.D.	0	0
Cd	0	< L.D.	< L.D.	0	0	0	0	0	3	1	< L.D.	0	1	1
Co	3	4	2	3	5	6	5	4	30	4	5	5	6	8
Cr	7	< L.D.	< L.D.	19	22	17	35	31	11	< L.D.	< L.D.	< L.D.	20	10
Cs	0	< L.D.	0	1	0	< L.D.	< L.D.	0	19	1	0	< L.D.	3	7
Cu	< L.D.	< L.D.	< L.D.	27	< L.D.	23	22	< L.D.	5	7	7	11	15	9
Ga	5	5	3	5	9	4	7	7	7	5	4	4	5	2
Ge	4	2	3	3	4	3	3	2	3	3	3	3	3	1
Hf	1	1	1	0	2	0	0	1	1	2	0	0	1	1
In	0	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0	0	0	0	< L.D.	0	0	0	0
Mo	3	1	< L.D.	4	62	81	151	11	35	0	< L.D.	0	35	50
Nb	1	0	0	1	1	0	1	12	2	1	0	0	2	3
Ni	9	11	10	9	12	15	22	12	40	7	7	7	14	9
Pb	16	27	5	538	2231	407	1351	171	280	45	3	15	424	688
Rb	1	1	1	4	12	1	1	3	26	1	1	1	4	8
Sb	1	1	1	2	2	1	2	1	11	1	0	1	2	3
Sn	4	1	1	2	5	1	2	3	66	3	2	2	8	18
Sr	6	7	7	6	40	4	18	18	12	14	8	18	13	10
Ta	1	0	0	1	2	0	0	2	1	0	0	0	1	1
Th	1	16	0	197	948	50	256	27	2	1	0	1	125	273
U	5	79	1	1596	7064	742	5006	330	94	6	1	6	1244	2328
V	6	12	19	23	21	7	6	5	2449	17	20	26	218	703
W	0	< L.D.	1	1	2	1	1	1	1	0	< L.D.	0	1	1
Y	4	10	12	24	86	6	26	8	9	10	8	8	18	23
Zn	193	41	20	26	49	254	271	206	240	167	99	80	137	95
Zr	28	11	22	9	37	7	17	30	27	70	6	9	23	18

	Skarn primaire												Moy	σ
	CA-07- 2A	CA- 07- 31A Skn	CA- 07- 33A	CA- 07- 33B	CA-07- 35A	CA- 07- 3A	CA- 07-3C	CA-07- 4C	CA- 07-7C Skn	CA- 08- 5D	CA- 08-5I	CA-08- 5J		
CO ₂ tot%				0,48	1,03	0,54							0,68	0,30
S tot%				0,02	0,02	0,08							0,04	0,03
C org%				0,05	0,03	0,01							0,03	0,02
Cl ppm				240	175	130							182	55
F ppm													-	-
B ppm				11	27	15							18	8
Li ppm				19	25	26							23	4
Se ppm				1	0	0							1	1
La	1,83	1,92	2,67	4,13	9,58	1,60	1,44	3,65	1,01	1,90	1,38	4,07	2,93	2,35
Ce	5,28	8,05	10,19	18,87	53,52	4,33	7,37	8,84	3,36	5,98	5,46	9,58	11,74	13,76
Pr	0,72	1,40	1,69	3,14	7,96	0,57	1,35	1,21	0,63	0,89	0,95	1,35	1,82	2,05
Nd	2,89	6,32	7,57	15,24	38,88	2,48	7,51	5,10	2,75	3,99	4,33	5,71	8,56	10,15
Sm	1,19	1,72	1,97	4,54	12,47	1,19	4,09	1,96	0,83	1,19	1,23	1,36	2,81	3,26
Eu	0,04	0,10	0,14	0,36	0,76	0,04	0,16	0,08	0,13	0,11	0,10	0,13	0,18	0,20
Gd	1,38	1,47	1,72	3,72	10,72	1,33	4,93	2,16	0,79	1,18	1,16	1,19	2,65	2,82
Tb	0,24	0,25	0,29	0,72	2,13	0,29	1,27	0,41	0,17	0,24	0,22	0,21	0,54	0,59
Dy	1,11	1,58	1,83	4,62	14,40	1,72	7,47	1,95	1,19	1,65	1,44	1,36	3,36	3,94
Ho	0,15	0,31	0,36	0,90	3,08	0,26	1,09	0,27	0,21	0,33	0,27	0,27	0,62	0,83
Er	0,29	0,94	1,07	2,50	9,33	0,49	2,25	0,57	0,59	0,98	0,76	0,76	1,71	2,49
Tm	0,04	0,16	0,17	0,37	1,49	0,06	0,25	0,07	0,09	0,16	0,12	0,12	0,26	0,40
Yb	0,24	1,36	1,19	2,33	10,26	0,36	1,27	0,44	0,63	1,19	0,86	0,99	1,76	2,74
Lu	0,04	0,27	0,19	0,30	1,39	0,05	0,15	0,07	0,09	0,21	0,16	0,19	0,26	0,36

Figure Anx- 8 : Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons de skarn primaire

	GASC Minéralisé à U-Th	Leucosome à grenat					Pegmatite A					Granite A'
	CA-08-13A	CA-07- 9A	CA-07- 9C	CA-07- 10A	Moy	σ	CA-07- 6A Peg	CA-07- 6C	CA-08- 12B	Moy	σ	CA-08-7B
SiO ₂	49,82	75,16	73,61	71,97	73,58	1,59	70,50	71,16	71,51	71,05	0,51	69,98
Al ₂ O ₃	1,43	14,81	15,08	15,50	15,13	0,35	16,90	17,28	13,97	16,05	1,81	14,40
Fe ₂ O ₃	2,84	0,49	0,55	2,51	1,18	1,15	0,24	0,34	0,79	0,45	0,29	2,69
MnO	0,12	0,02	0,03	0,42	0,16	0,23	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,04
MgO	15,96	0,15	0,14	0,21	0,17	0,04	0,22	0,11	0,41	0,24	0,15	1,37
CaO	23,50	0,89	1,04	0,71	0,88	0,16	2,48	1,66	0,99	1,71	0,75	1,41
Na ₂ O	0,23	3,50	4,27	4,05	3,94	0,40	5,21	7,05	1,90	4,72	2,61	2,89
K ₂ O	< L.D.	3,56	3,84	3,35	3,58	0,25	3,25	1,56	8,71	4,51	3,73	5,41
TiO ₂	0,13	0,05	0,04	0,01	0,04	0,02	< L.D.	0,01	0,08	0,05	0,05	0,30
P ₂ O ₅	0,06	0,12	0,13	0,17	0,14	0,03	0,21	0,11	0,61	0,31	0,27	0,07
PF	2,66	0,53	0,32	0,21	0,35	0,16	0,33	0,24	0,55	0,37	0,16	0,89
Total	96,73	99,28	99,05	99,13	99,15	0,12	99,35	99,52	99,51	99,46	0,09	99,43
As	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	8	7	6	7	1	4
Ba	17	68	67	46	60	12	3571	66	746	1461	1859	953
Be	1	2	1	2	2	0	13	6	< L.D.	9	5	2
Bi	0	1	2	8	3	4	3	< L.D.	0	2	2	< L.D.
Cd	< L.D.	0	0	1	0	0	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	< L.D.
Co	5	< L.D.	< L.D.	1	1	-	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	5
Cr	18	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	7	7	< L.D.	7	0	9
Cs	0	2	1	1	1	0	4	3	8	5	3	2
Cu	7	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	11
Ga	7	20	18	27	21	5	26	23	14	21	6	19
Ge	2	2	2	4	3	2	3	2	1	2	1	1
Hf	1	2	2	17	7	9	0	0	4	2	2	2
In	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	< L.D.
Mo	1	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	1	< L.D.	< L.D.	1	-	38
Nb	1	4	3	39	16	20	3	4	4	4	1	8
Ni	14	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	11
Pb	1188	42	46	67	52	13	167	40	48	85	71	29
Rb	2	136	146	156	146	10	145	52	253	150	101	180
Sb	1	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	1	1	0	1	0	1
Sn	4	3	3	3	3	0	3	6	5	5	2	1
Sr	17	35	40	15	30	13	58	20	43	40	19	174
Ta	0	0	0	7	3	4	4	1	1	2	2	1
Th	1902	5	8	67	27	35	0	0	1	0	0	89
U	4118	8	15	84	36	42	4	3	2	3	1	15
V	20	< L.D.	< L.D.	2	2	-	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	32
W	1	0	< L.D.	3	2	2	4	0	0	1	2	0
Y	45	16	32	49	32	16	3	2	33	13	18	5
Zn	23	15	15	18	16	2	24	9	< L.D.	16	10	50
Zr	16	48	38	281	122	138	6	3	138	49	77	75

	GASC Minéralisé à U-Th	Leucosome à grenat					Pegmatite A					Granite A'
	CA-08-13A	CA-07- 9A	CA-07- 9C	CA-07- 10A	Moy	σ	CA-07- 6A Peg	CA-07- 6C	CA-08- 12B	Moy	σ	CA-08-7B
CO2 tot%	2,06				-	-				-	-	
S tot%	<0.01				-	-				-	-	
C org%	<0.01				-	-				-	-	
Cl ppm	280				-	-				-	-	
F ppm					-	-				-	-	
B ppm	10				-	-				-	-	
Li ppm	7				-	-				-	-	
Se ppm	0				-	-				-	-	
La	118,00	5,52	7,78	22,33	11,88	9,12	2,20	1,45	7,13	3,59	3,09	5,63
Ce	216,10	11,04	15,98	55,59	27,54	24,42	3,85	2,27	19,19	8,44	9,35	11,78
Pr	21,50	1,21	1,75	7,10	3,35	3,25	0,40	0,21	2,57	1,06	1,31	1,29
Nd	73,22	3,94	5,93	25,90	11,92	12,15	1,25	0,61	10,29	4,05	5,41	5,00
Sm	13,18	1,09	1,61	10,92	4,54	5,53	0,42	0,20	3,41	1,35	1,79	1,16
Eu	0,97	0,21	0,25	0,10	0,18	0,08	0,38	0,04	0,38	0,27	0,20	0,66
Gd	9,83	1,18	1,99	8,69	3,95	4,12	0,37	0,18	4,15	1,57	2,24	1,02
Tb	1,56	0,28	0,50	1,50	0,76	0,65	0,08	0,04	0,95	0,36	0,52	0,15
Dy	9,14	2,12	3,95	8,10	4,72	3,06	0,47	0,26	6,05	2,26	3,28	0,85
Ho	1,71	0,45	0,87	1,28	0,87	0,42	0,07	0,05	0,99	0,37	0,54	0,16
Er	4,63	1,38	2,77	3,74	2,63	1,19	0,22	0,13	2,32	0,89	1,24	0,42
Tm	0,62	0,24	0,46	0,75	0,49	0,25	0,05	0,03	0,29	0,12	0,15	0,06
Yb	3,66	1,77	3,36	6,69	3,94	2,51	0,37	0,20	1,62	0,73	0,77	0,38
Lu	0,47	0,26	0,50	0,98	0,58	0,36	0,05	0,03	0,21	0,10	0,10	0,06

Figure Anx- 9: Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons leucosome à grenat, de pegmatite A et de granite A'

	Pegmatite A'				
	CA-07-30B	CA-07-34A	CA-08-7A	Moy	σ
SiO ₂	75,39	94,47	64,81	78,22	15,03
Al ₂ O ₃	8,62	1,26	13,43	7,77	6,13
Fe ₂ O ₃	5,11	1,40	5,84	4,12	2,38
MnO	0,03	0,01	0,04	0,03	0,02
MgO	1,95	0,45	3,06	1,82	1,31
CaO	0,14	0,02	0,31	0,16	0,14
Na ₂ O	0,49	0,13	1,15	0,59	0,52
K ₂ O	5,28	0,54	7,13	4,32	3,40
TiO ₂	0,53	0,19	0,58	0,44	0,21
P ₂ O ₅	0,08	< L.D.	0,08	0,08	0,00
PF	1,02	0,45	2,10	1,19	0,84
Total	98,65	98,93	98,52	98,70	0,21
As	9	< L.D.	14	12	4
Ba	891	39	1206	712	604
Be	< L.D.	0	1	1	1
Bi	< L.D.	< L.D.	0	0	-
Cd	1	1	< L.D.	1	0
Co	9	3	14	9	5
Cr	118	14	61	64	52
Cs	3	2	4	3	1
Cu	30	9	78	39	35
Ga	16	3	21	13	9
Ge	1	1	1	1	0
Hf	20	32	6	19	13
In	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-
Mo	66	194	41	101	82
Nb	22	5	17	15	9
Ni	23	< L.D.	25	24	2
Pb	149	90	73	104	40
Rb	228	53	278	186	118
Sb	6	< L.D.	4	5	1
Sn	1	1	3	1	1
Sr	70	5	123	66	59
Ta	2	1	1	1	1
Th	205	885	89	393	430
U	309	127	87	174	119
V	62	22	105	63	41
W	2	1	1	1	1
Y	22	7	5	11	9
Zn	100	25	80	68	39
Zr	655	1032	222	636	405

	Pegmatite A'				
	CA-07-30B	CA-07-34A	CA-08-7A	Moy	σ
CO2 tot%				-	-
S tot%				-	-
C org%				-	-
Cl ppm				-	-
F ppm				-	-
B ppm				-	-
Li ppm				-	-
Se ppm				-	-
La	90,32	1,59	4,44	32,12	50,43
Ce	187,00	4,52	8,52	66,68	104,22
Pr	20,46	0,49	0,98	7,31	11,39
Nd	70,31	2,14	3,88	25,44	38,87
Sm	11,91	0,70	1,09	4,57	6,36
Eu	0,81	0,05	0,68	0,51	0,41
Gd	8,36	0,91	1,07	3,45	4,26
Tb	1,02	0,16	0,18	0,45	0,49
Dy	5,03	1,06	1,05	2,38	2,30
Ho	0,81	0,23	0,21	0,42	0,34
Er	2,01	0,77	0,59	1,13	0,77
Tm	0,25	0,14	0,08	0,15	0,08
Yb	1,59	1,12	0,55	1,09	0,52
Lu	0,27	0,21	0,10	0,19	0,09

Figure Anx- 10 : Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons de pegmatite A'

	Pegmatite B						Pegmatite B'			
	CA-07-11A	CA-07-13A	CA-07-17A Peg	CA-07-20A	Moy	σ	CA-08-14C	CA-08-14D	Moy	σ
SiO ₂	77,64	75,80	69,08	78,13	75,16	4,18	71,35	65,68	68,52	4,00
Al ₂ O ₃	10,87	11,15	13,42	9,15	11,15	1,75	13,66	15,31	14,48	1,17
Fe ₂ O ₃	0,46	1,43	0,80	2,26	1,24	0,79	2,67	4,29	3,48	1,15
MnO	0,01	0,02	0,01	0,07	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01
MgO	1,11	1,29	1,94	0,25	1,15	0,70	0,16	1,41	0,79	0,88
CaO	0,86	0,93	3,25	0,59	1,41	1,24	0,93	1,53	1,23	0,43
Na ₂ O	5,85	3,89	7,53	3,46	5,18	1,88	2,77	2,88	2,83	0,08
K ₂ O	0,36	3,39	0,33	2,64	1,68	1,57	6,37	6,28	6,32	0,06
TiO ₂	0,27	0,01	0,06	0,73	0,27	0,33	0,11	0,56	0,33	0,32
P ₂ O ₅	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	0,07	0,26	0,17	0,13
PF	1,41	1,67	2,35	0,61	1,51	0,72	0,42	0,73	0,58	0,22
Total	98,85	99,56	98,76	97,88	98,76	0,69	98,51	98,97	98,74	0,32
As	< L.D.	4	< L.D.	2	3	1	< L.D.	< L.D.	-	-
Ba	79	85	11	70	61	34	1112	1358	1235	174
Be	16	38	13	50	29	18	< L.D.	1	1	-
Bi	< L.D.	0	< L.D.	1	0	0	< L.D.	< L.D.	-	-
Cd	1	0	0	0	0	0	< L.D.	0	0	-
Co	1	0	< L.D.	1	1	0	2	7	4	3
Cr	65	71	< L.D.	86	74	11	< L.D.	23	23	-
Cs	< L.D.	3	0	3	2	2	0	1	1	1
Cu	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	< L.D.	11	11	-
Ga	47	46	39	98	57	27	19	24	21	3
Ge	1	4	2	11	4	5	1	1	1	0
Hf	30	30	11	38	27	12	12	12	12	0
In	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-	< L.D.	< L.D.	-	-
Mo	1	2	1	1	1	0	< L.D.	< L.D.	-	-
Nb	129	12	23	570	183	263	1	11	6	7
Ni	7	9	< L.D.	10	9	2	< L.D.	10	10	-
Pb	452	40	32	189	178	196	30	34	32	3
Rb	2	457	37	664	290	324	185	217	201	22
Sb	1	0	< L.D.	0	1	0	< L.D.	< L.D.	-	-
Sn	4	2	3	47	14	22	1	7	4	4
Sr	16	11	12	30	17	9	282	312	297	21
Ta	39	2	4	36	20	20	0	1	0	0
Th	291	13	81	1025	353	464	257	155	206	72
U	786	22	43	260	278	356	2	7	5	3
V	8	2	9	2	5	4	27	38	32	7
W	1	1	< L.D.	2	1	0	< L.D.	< L.D.	-	-
Y	42	102	33	443	155	195	11	34	22	17
Zn	< L.D.	16	< L.D.	18	17	1	14	54	34	28
Zr	738	551	352	620	565	162	450	491	470	29

	Pegmatite C				Pegmatite D						
	CA-08-11A	CA-08-11B	Moy	σ	CA-07-30C +Qtz	CA-07-30C - Qtz	CA-08-5F	CA-08-5G	CA-08-13G	Moy	σ
SiO ₂	72,83	77,04	74,94	2,97	87,82	69,44	74,57	73,45	66,81	74,42	8,11
Al ₂ O ₃	12,90	11,66	12,28	0,87	6,12	16,99	13,62	14,67	17,82	13,85	4,64
Fe ₂ O ₃	2,63	2,14	2,38	0,35	1,13	1,00	0,21	0,42	0,06	0,57	0,48
MnO	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	< L.D.	0,01	0,00
MgO	0,70	0,66	0,68	0,03	0,65	0,73	0,14	0,15	0,07	0,35	0,32
CaO	1,16	1,49	1,33	0,23	0,26	0,24	0,75	0,74	0,08	0,41	0,31
Na ₂ O	3,27	3,69	3,48	0,30	1,79	6,58	2,10	2,74	1,41	2,92	2,10
K ₂ O	4,23	1,96	3,10	1,60	1,20	3,41	8,43	7,96	12,81	6,76	4,56
TiO ₂	0,29	0,31	0,30	0,01	0,10	0,05	0,06	0,05	0,01	0,05	0,03
P ₂ O ₅	< L.D.	0,03	0,03	-	< L.D.	< L.D.	0,04	0,06	< L.D.	0,05	0,01
PF	0,57	0,44	0,51	0,09	0,86	1,02	0,80	0,45	0,25	0,67	0,31
Total	98,59	99,43	99,01	0,59	99,93	99,46	100,73	100,69	99,32	100,03	0,66
As	2	< L.D.	2	-	4	2	214	13	< L.D.	58	104
Ba	494	220	357	194	157	434	3602	2728	1748	1734	1471
Be	1	2	1	0	1	1	< L.D.	< L.D.	< L.D.	1	0
Bi	< L.D.	0	0	-	< L.D.	< L.D.	1	0	< L.D.	0	0
Cd	1	0	0	0	1	< L.D.	1	0	< L.D.	1	0
Co	2	3	3	1	2	2	11	2	< L.D.	4	5
Cr	12	10	11	2	8	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	8	-
Cs	2	2	2	0	0	0	2	2	3	1	1
Cu	9	< L.D.	9	-	74	39	31	10	< L.D.	39	27
Ga	17	17	17	0	8	17	13	15	21	15	5
Ge	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	0
Hf	51	14	32	27	17	1	0	4	0	4	7
In	< L.D.	< L.D.	-	-	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-
Mo	10	8	9	1	51	13	14	1	< L.D.	20	22
Nb	9	8	8	1	4	2	2	2	0	2	1
Ni	< L.D.	6	6	-	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-	-
Pb	87	254	171	119	116	25	411	92	7	130	164
Rb	175	99	137	53	38	74	251	242	360	193	134
Sb	0	0	0	0	2	1	2	1	< L.D.	1	1
Sn	1	1	1	0	0	0	3	1	< L.D.	1	1
Sr	109	106	107	2	38	68	104	115	146	94	42
Ta	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Th	236	551	394	222	502	54	11	19	0	117	216
U	46	381	213	237	391	79	58	114	0	129	153
V	21	23	22	2	11	6	2	3	< L.D.	6	4
W	< L.D.	1	1	-	1	< L.D.	0	1	< L.D.	1	0
Y	7	13	10	4	15	4	6	8	< L.D.	8	5
Zn	46	40	43	4	14	10	126	39	< L.D.	47	54
Zr	1802	455	1129	952	580	22	15	122	< L.D.	185	268

	Pegmatite C				Pegmatite D						
	CA-08-11A	CA-08-11B	Moy	σ	CA-07-30C +Qtz	CA-07-30C - Qtz	CA-08-5F	CA-08-5G	CA-08-13G	Moy	σ
CO2 tot%			-	-						-	-
S tot%			-	-						-	-
C org%			-	-						-	-
Cl ppm			-	-						-	-
F ppm			-	-						-	-
B ppm			-	-						-	-
Li ppm			-	-						-	-
Se ppm			-	-						-	-
La	3,82	11,93	7,87	5,74	10,97	5,50	3,54	12,92	0,72	6,73	5,10
Ce	7,03	20,85	13,94	9,77	26,38	11,66	7,36	25,53	0,85	14,36	11,27
Pr	0,72	2,23	1,47	1,07	3,10	1,24	0,86	2,77	0,07	1,61	1,29
Nd	2,62	8,56	5,59	4,20	12,60	4,43	3,42	10,25	0,29	6,20	5,08
Sm	0,55	2,25	1,40	1,20	3,13	0,92	0,92	1,99	0,08	1,41	1,18
Eu	0,74	0,70	0,72	0,03	0,58	0,49	0,48	0,67	0,12	0,47	0,21
Gd	0,54	2,38	1,46	1,30	3,06	0,86	0,96	1,64	0,07	1,32	1,12
Tb	0,10	0,42	0,26	0,23	0,47	0,12	0,17	0,25	0,01	0,20	0,17
Dy	0,77	2,61	1,69	1,30	2,75	0,66	1,14	1,42	0,07	1,21	1,00
Ho	0,22	0,51	0,37	0,20	0,53	0,12	0,23	0,26	0,01	0,23	0,19
Er	0,98	1,40	1,19	0,29	1,47	0,31	0,61	0,70	0,04	0,62	0,54
Tm	0,21	0,19	0,20	0,02	0,21	0,03	0,09	0,10	0,01	0,09	0,08
Yb	2,01	1,15	1,58	0,61	1,39	0,20	0,51	0,67	0,04	0,56	0,53
Lu	0,45	0,19	0,32	0,18	0,23	0,03	0,07	0,11	0,00	0,09	0,09

Figure Anx- 12: Compositions en éléments majeurs, traces et ETR des échantillons de pegmatites C et D.

B. Etudes isotopiques

1. Préparation des échantillons

Afin de faire des études isotopiques sur différentes phases minérales pures telles que les diopsides, amphiboles, molybdénite, zircon..., les échantillons sélectionnés ont tout d'abord été broyés à l'aide d'un broyeur à mâchoires, puis de rouleaux. Les différents résidus de broyage ont ensuite été tamisés afin de récolter tous les minéraux de taille inférieure à 400 μm qui sont ensuite séparés en fonction de leur densité à l'aide de liqueurs denses : bromoforme (Figure I - 2) et diodométhane.

Le bromoforme pur permet une séparation des minéraux en deux classes, ceux ayant une densité supérieure à lui (2,89) tels que amphibole, biotite... (étape 1) et ceux ayant une densité inférieure (tels que quartz, feldspath...) (étape 2).

L'étape suivante consiste en une séparation en deux nouveaux groupes de minéraux à partir du mélange bromoforme + éthanol fixé à une densité de 2,63 (densité maximale de l'albite) : groupe des minéraux ayant une densité comprise entre 2,63 et 2,9 tels que quartz, plagioclase... (étape 3) et groupe des minéraux ayant une densité inférieure à 2,63 (tels que les argiles, microcline, orthose, feldspathoïdes...) (étape 4).

A l'aide du diodométhane (iodure de méthylène ayant une densité de 3,3), le même protocole expérimental peut être suivi pour obtenir deux classes densimétriques : celle des minéraux ayant une densité supérieure à 3,3 (zircon, magnétite...) et celle des minéraux ayant une densité inférieure à 3,3 (carbonates, hornblendes, apatites...).

Enfin, à l'aide d'une loupe binoculaire, la séparation finale, « à la main », des différents minéraux d'intérêt se fait à partir de leurs caractéristiques pétrographiques en particulier le tri des zircons pour étudier les phases les plus pures

2. Les isotopes stables de l'oxygène et du carbone

Les analyses d'isotope stable ont été réalisées à *l'université de Rennes* en collaboration avec P.Boulvais et K.Suchorski.

2.1. La ligne des silicates

La pesée des échantillons est alors la première étape. Pour les analyses des silicates (roches totales, albites, feldspaths potassiques), il faut peser entre 6,70 et 7,70 mg de poudre, quantité délivrant environ 100 μ moles d' O_2 .

L'eau absorbée sur les échantillons est enlevée en enfermant les échantillons dans un dessiccateur P_2O_5 pendant 3 à 4 jours.

Les fours de cette ligne des silicates vont être mis en marche pendant environ une nuit pour être stabilisés à une température approximative de 680°C. Ce temps de chauffe va permettre aux réactions chimiques non terminées des manipulations anciennes de se terminer et ainsi une vidange des gaz résultants pourra être faite. Après vérification des températures, une vidange des circuits en fer (clarinettes et tubes en nickel inclus) et en verre est effectuée en circuit primaire puis en circuit secondaire où la pression du vide est préconisée.

Une fois les fours éteints, les échantillons seront introduits dans leurs tubes respectifs. Avant leur introduction, de l'azote est introduit dans la ligne de façon à avoir une pression plus forte que celle de l'air atmosphérique, il n'y aura ainsi pas d'appel d'air lors de la remise des tubes sur la clarinette et par conséquent les poudres des échantillons ne seront pas aspirés dans la ligne.

Les échantillons introduits, les tubes remis sur la clarinette, du BrF_5 est introduit dans chacun des tubes et réagit avec les poudres (attaque chimique des poudres par le BrF_5) à environ 680°C. Une fois celle-ci finie, les tubes sont refroidis pour piéger les gaz émis.

L'ouverture d'un tube permet alors la détente d' O_2 dans la ligne jusqu'à sa mise en contact avec du graphite chaud dans une enceinte spécifique. La réaction $C_{\text{graphite}} + O_2 \rightarrow CO_2$ opère alors et une fois terminée, on mesure la quantité de CO_2 grâce à un manomètre de mercure et on le récupère dans un tube porte-échantillon. L'analyse isotopique se fait sur un spectromètre de masse triple collection VG Sira 10.

Le facteur de fractionnement à 50°C utilisé est de $\alpha^{18}OCO_2\text{-Cal} = 1,009306$ (facteur de Swart *et al.*(1991)). Les incertitudes ont été estimées par duplication des analyses du standard NBS 28 (quartz). Elles sont de $\pm 0,2$ pour l'oxygène dans les silicates.



Figure Anx- 13 : Lignes à silicates

2.2. La ligne des carbonates

Pour les analyses des carbonates, il faut qu'il y ait dans la poudre pesée 8 à 10 % de carbonate (la pesée est donc fonction de la teneur en calcite de la roche totale).

Dans un tube à deux embouts, l'échantillon est introduit et mis en contact avec du H₃PO₄ sous forme de liquide déshydraté. Une fois que chaque tube a été replacé sur la ligne où le vide a préalablement été fait, la ligne (tubes inclus) est mise sous vide en pompage secondaire.

Chaque tube est ensuite placé dans un bain marie à une température de 50°C activant la réaction chimique suivante : $3 \text{CaCO}_3 + 2 \text{H}_3\text{PO}_4 \rightarrow \text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 + 3 \text{CO}_2 + 3 \text{H}_2\text{O}$.

Une fois la réaction chimique terminée, les échantillons sont replacés sur la ligne. Le CO₂ est ensuite récupéré dans un tube en verre et analysé par le spectromètre de masse triple collection VG Sira 10.

Les incertitudes ont été estimées par duplication des analyses du standard NBS 19 (calcaire). Elles sont de $\pm 0,15$ pour l'oxygène dans les carbonates et $\pm 0,1$ pour le carbone dans les carbonates.

3. Les isotopes radiogéniques Sm/Nd et Rb/Sr

Les analyses d'isotope radiogéniques ont été faites à *l'Université de Rome* en collaboration avec Jessica Bonhoure et au *Service d'Analyse des Roches et Minéraux (SARM) du CRPG (Nancy, France)*.

3.1. Préparations des échantillons

(i) 100 mg d'échantillon en poudre est mélangé à un mélange HF + HNO₃ (proportions 8:1) dans un récipient en téflon avec couvercle. Le récipient fermé est laissé sur une plaque à 60°C toute une nuit afin de permettre l'attaque complète de l'échantillon. Il est ensuite ouvert, l'évaporation est réalisée à une température de 150°C. Cette étape permet l'évaporation de la majeure partie de l'Hf (si nécessaire la température est portée à 200°C afin d'évaporer complètement le mélange d'attaque). Ensuite l'échantillon est repris avec 2 ml d'HNO₃ et est à nouveau séché une nuit. Puis il est repris avec 6 ml d'HCl 6,6N et il est complètement évaporé à basse température (60°C). A cette étape nous vérifions que toute la poudre a bien été dissoute, sinon le même protocole est recommencé une deuxième fois. L'échantillon complètement solubilisé est repris avec 1 ml d'HCl 2.5N dans une éprouvette de type Eppendorf, puis il est centrifugé et immédiatement introduite dans une colonne d'échange cationique : Sr est séparé des autres éléments dans une colonne à résine organique AG 50 W-X8 de 3 ml. (White et Pachett, 1984; McCulloch et Wasserburg, 1978).

(ii) Le passage en colonne à résine organique permet de séparer Rb et Sr, qui ont la même masse, ainsi que les éléments de terres rares (ETR). Cette colonne fonctionne par pH et sépare tous les cations alcalins, alcalino-terreux ainsi que quelques métaux. Elle est calibrée à l'aide de Ca, Sr et des ETR. Sr est analysé sous forme de nitrate, il faut donc à cette étape faire évaporer à chaud tout le HCl, puis ajouter quelques gouttes de NaCl. Les ETR sont également séchées à chaud.

(iii) Les ETR sont reprises avec HCl 0,25N, puis elles sont passées dans une colonne séparatrice de terres rares afin de récupérer le Nd.

3.2. Descriptif technique du matériel utilisé

Les analyses isotopiques sont réalisées à l'aide d'un spectromètre de masse multicollecteur FINNIGAN MAT 262 RPQ en mode statistique. Sr et Nd sont mesurés sur des filaments doubles à Re. La précision d'un résultat d'analyse est donnée à deux erreurs standard de la moyenne. Les analyses répétées des standards ont donné des moyennes et

des erreurs exprimées en deux écart-type (2s) comme suit : $\text{NBS 987 } ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710214 \pm 7$; $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ est normalisé à 0,1194.

3.3. Calculs utilisés

Le système Sm-Nd est plus connu comme traceur que comme outil de datation. Son succès tient à la possibilité de modélisation pétrogénétique des fractionnements du Sm par rapport au Nd. De plus, ce système offre la plus remarquable résistance aux mobilisations postérieures à la mise en place des roches et autant à l'altération qu'au métamorphisme (Dickin, 1998). Le Sm et le Nd ont le même comportement géochimique car leurs rayons ioniques sont très proches et ont des valences identiques. Le Sm possède sept isotopes, dont seul l'isotope 147, représentant 15 % du Sm total, est radioactif. Il se transforme par émission α en donnant l'isotope 143 du Nd. Le Nd est également composé de sept isotopes dont seul l'isotope 143, qui compte pour 12 % du Nd total, est radioactif. Le fractionnement des rapports isotopiques ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) lors de l'analyse par spectrométrie de masse requiert des corrections. L'utilisation de l'écart par rapport à la droite d'évolution isotopique des chondrites, dont le rapport Sm/Nd est proche à celui de la Terre, permet de pallier à cette difficulté. Par ailleurs le rapport ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) ne varie que très peu, du fait de la valeur élevée de la demi-vie du ^{147}Sm et les faibles variations des rapports ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$).

Les équations suivantes sont utilisées, sachant que λ = constante de désintégration du ^{147}Sm ($6,54 \times 10^{-12}$ années) :

$$(1) \left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_t = \left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_0 - \left(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \right) (e^{\lambda t} - 1)$$

$$(2) \varepsilon_{\text{Nd}(T)} = 10^4 \times \frac{\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right) - \left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_{\text{CHUR},t}}{\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_{\text{CHUR},t}}$$

où CHUR est le Réservoir Chondritique Uniforme dont l'évolution isotopique est semblable à celle de la Terre indifférenciée. Le modèle CHUR assume qu'à la formation de la terre, la composition isotopique globale de cette dernière était la même que celle d'une météorite chondritique moyenne et que son évolution isotopique est semblable à celle de la référence chondritique. La valeur de son rapport ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) actuel est de 0,512638 et celle de son rapport ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) actuel est de 0,1967 d'après l'équation :

$$(3) \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR};t} = 0,512638 - 0,1967(e^{\lambda t} - 1)$$

$\epsilon\text{Nd}_{(T)}$ représente la valeur initiale de sNd dans une roche au moment de la cristallisation. Cette variable nous renseigne sur la source. Par exemple, si la valeur de $\epsilon\text{Nd}_{(T)} = 0$ le matériel provient d'une source magmatique semblable au réservoir mantellique qui a un rapport Sm/Nd chondritique de l'origine jusqu'à l'âge (t). Une valeur $\epsilon\text{Nd}_{(T)} > 0$ pour des roches ignées suggèrent que leur source magmatique a des rapports Sm/Nd plus élevés ceux du CHUR ce qui correspond à un manteau appauvri. Des valeurs négatives de $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$ impliquent une source magmatique dont les rapports Sm/Nd sont plus faibles que ceux du CHUR. Cette région-source pourrait être le manteau enrichi ou la croûte terrestre.

$$(4) f(\text{Sm/Nd}) = \left[\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_0 / \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}} \right] - 1$$

Le paramètre f est le facteur de fractionnement et est pour le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ce que ϵ est pour le rapport $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$. L'âge modèle est calculé en utilisant le modèle du manteau appauvri de Jacobsen (1988) qui est adéquat pour les roches sédimentaires à cause des variations isotopiques dues à l'érosion des reliefs les plus élevés qui sont généralement les plus jeunes et qui ont donc un temps de résidence plus court dans la croûte que celui des vieilles roches (Jacobsen, 1988). L'équation pour estimer l'évolution du manteau appauvri est :

$$(5) T_D = \frac{1}{\lambda_{\text{Sm}}} \ln \left[1 + \frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{mesuré}} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{DM}}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{mesuré}} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{DM}}} \right]$$

où T représente l'âge modèle en milliards d'années, $\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{DM}} \sim 0,2136$ et $\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{DM}} = 0,512359$. L'âge modèle est déterminé par l'intersection entre la courbe d'évolution de la roche analysée, basé sur le rapport $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})$ de la roche et la courbe d'évolution du manteau appauvri. À ce point d'intersection, l'âge modèle = T = t (Patchett et Ruiz, 1989). L'âge modèle d'une roche est la mesure de la période de temps qui s'est que écoulée depuis que cette roche a été séparée du manteau. L'âge modèle est généralement mesuré en utilisant le système isotopique Sm-Nd car il peut être calculé pour un seul échantillon à partir d'un rapport isotopique d'une seule paire (père et fils). Cependant, il est important de l'interpréter avec prudence car celui-ci ne représente pas l'âge de cristallisation de la roche et il peut être influencé par le recyclage de la croûte (DePaolo, 1981).

4. Datations U/Pb sur zircons

Les datations U/Pb sur zircon ont été menées au CRPG (Nancy, France) sur la microsonde ionique CAMECA IMS 1270 en collaboration avec Etienne Deloule. Cette microsonde ionique utilise un faisceau d'ion primaire d'O₂ accéléré à 13 kV avec une intensité de 10 nA (Deloule *et al.*, 2002). La taille du spot est de 25 µm. Les détections se font en monocollection sur un multiplicateur d'électrons et les mesures sont faites sur 15 cycles (environ 35 minutes) avec une résolution de masse de ~ 4000. L'intensité du signal sur ²⁰⁶Pb des échantillons est de l'ordre de 9880 (en moyenne) pour une intensité de 2177 (en moyenne) pour le standard. Les données analytiques seront corrigées du fractionnement instrumental à l'aide d'un standard, «zircon 91500 », daté à 1062,4 ± 0,4 Ma (Wiedenbeck *et al.*, 1995); et les corrections faites sur le Pb commun utiliseront les teneurs de ²⁰⁴Pb mesurées, en prenant compte de l'évolution du Pb de Stacey and Kramers (1975).

4.1. Résultats

échantillon	Pb ppm	U ppm	Th ppm	Pb 207/U 235	± abs	Pb 206/ U 238	± abs	Correl.err	Age 7/6	±
CA-07-1B1-4	558,15	9975,07	67,99	0,95	0,04	0,07	0,0029	1,00	1736,33	7,52
CA-07-1B1-5	571,88	7062,36	73,50	1,41	0,05	0,09	0,0035	1,00	1770,85	3,86
CA-07-1B1-6	397,35	5091,75	55,49	1,35	0,06	0,09	0,0039	0,97	1764,84	18,19
CA-07-1B1-7	428,45	7518,73	56,58	0,99	0,04	0,07	0,0025	0,99	1770,79	7,36
CA-07-1B3-2	789,05	8482,30	153,46	1,62	0,06	0,11	0,0042	1,00	1769,60	4,17
CA-07-1A1-1	444,35	5402,96	208,56	1,44	0,06	0,10	0,0036	0,98	1790,75	13,35
CA-07-1A1-3	655,90	7721,92	146,58	1,49	0,06	0,10	0,0037	1,00	1788,26	5,07
CA-07-1A1-4	642,99	7441,81	161,97	1,51	0,06	0,10	0,0037	1,00	1777,51	4,04
CA-07-1A-1	441,50	1614,31	363,26	4,89	0,12	0,32	0,0073	0,97	1821,18	11,00
CA-07-1A-3	319,85	1083,54	159,77	6,62	0,15	0,34	0,0075	0,97	2225,06	9,15
CA-07-1A-4	169,29	568,71	506,51	6,74	0,19	0,35	0,0094	0,96	2241,19	13,72
CA-07-1B2-1	277,96	3299,41	297,45	1,97	0,08	0,10	0,0037	0,99	2299,52	6,86
CA-07-1B1-2	314,82	2951,02	115,04	2,39	0,09	0,12	0,0047	1,00	2219,44	5,59

échantillon	Pb ppm	U ppm	Th ppm	Pb 207/U 235	± abs	Pb 206/ U 238	± abs	Correl.err	Age 7/6	±
CA-07-11A1-1	837,50	2745,42	10,26	5,38	0,31	0,36	0,0202	1,00	1797,36	2,72
CA-07-11A1-2	1159,50	4380,67	15,12	4,62	0,28	0,31	0,0186	1,00	1777,85	2,35
CA-07-11A1-3	1263,01	4505,55	18,50	4,91	0,30	0,33	0,0196	1,00	1786,23	3,06
CA-07-11A1-4	919,23	2969,22	14,15	5,48	0,31	0,36	0,0205	1,00	1804,03	1,73
CA-07-11A-4	2108,53	4288,15	313,74	8,29	0,32	0,57	0,0212	0,95	1715,99	23,26
CA-07-11A-1	133,13	385,52	128,46	6,46	0,35	0,40	0,0142	0,65	1904,62	72,09
CA-07-11A-2	82,91	213,73	113,68	9,19	0,22	0,45	0,0106	0,97	2318,39	9,17
CA-07-11A-5	128,49	350,66	132,25	8,84	0,22	0,43	0,0104	0,99	2349,83	6,52

échantillon	Pb ppm	U ppm	Th ppm	Pb 207/U 235	± abs	Pb 206/ U 238	± abs	Correl.err	Age 7/6	±
CA-07-9C1-4	79,21	848,94	136,37	1,91	0,07	0,11	0,0041	0,99	2064,36	9,74
CA-07-9C1-5	69,39	853,78	57,23	1,65	0,06	0,09	0,0036	0,99	2045,13	8,29
CA-07-9C1-7	90,43	1270,27	217,87	1,41	0,08	0,08	0,0048	0,97	2004,90	24,77
CA-07-9C1-8	148,88	2701,88	178,57	1,09	0,08	0,06	0,0044	0,97	2007,67	32,20
CA-07-9C2-2	438,83	4890,38	37,59	1,70	0,06	0,10	0,0040	0,99	1928,39	7,52
CA-07-9C2-3	240,83	2019,95	9,57	2,32	0,09	0,14	0,0052	0,95	1972,11	21,53
CA-07-9C2-4	276,51	2782,46	145,04	2,43	0,09	0,12	0,0044	0,99	2369,41	7,66
CA-07-9C3-1	92,43	772,35	76,06	3,22	0,12	0,14	0,0052	0,99	2537,01	8,46
CA-07-9C3-2	109,32	992,96	91,62	2,97	0,11	0,13	0,0049	0,99	2536,90	8,49
CA-07-9C3-3	107,03	878,95	92,64	3,41	0,13	0,14	0,0054	0,99	2602,79	6,94
CA079C@#3	337,52	3455,04	116,16	2,15	0,08	0,11	0,0043	0,99	2191,63	7,04
CA-07-9C4-1	145,49	1328,11	121,64	2,78	0,11	0,13	0,0049	0,99	2432,98	9,46
CA-07-9C4-2	248,21	2395,11	195,51	2,71	0,10	0,12	0,0045	0,98	2485,56	13,16
CA-07-9C4-3	419,19	4104,78	374,75	2,81	0,11	0,12	0,0045	1,00	2570,70	5,82

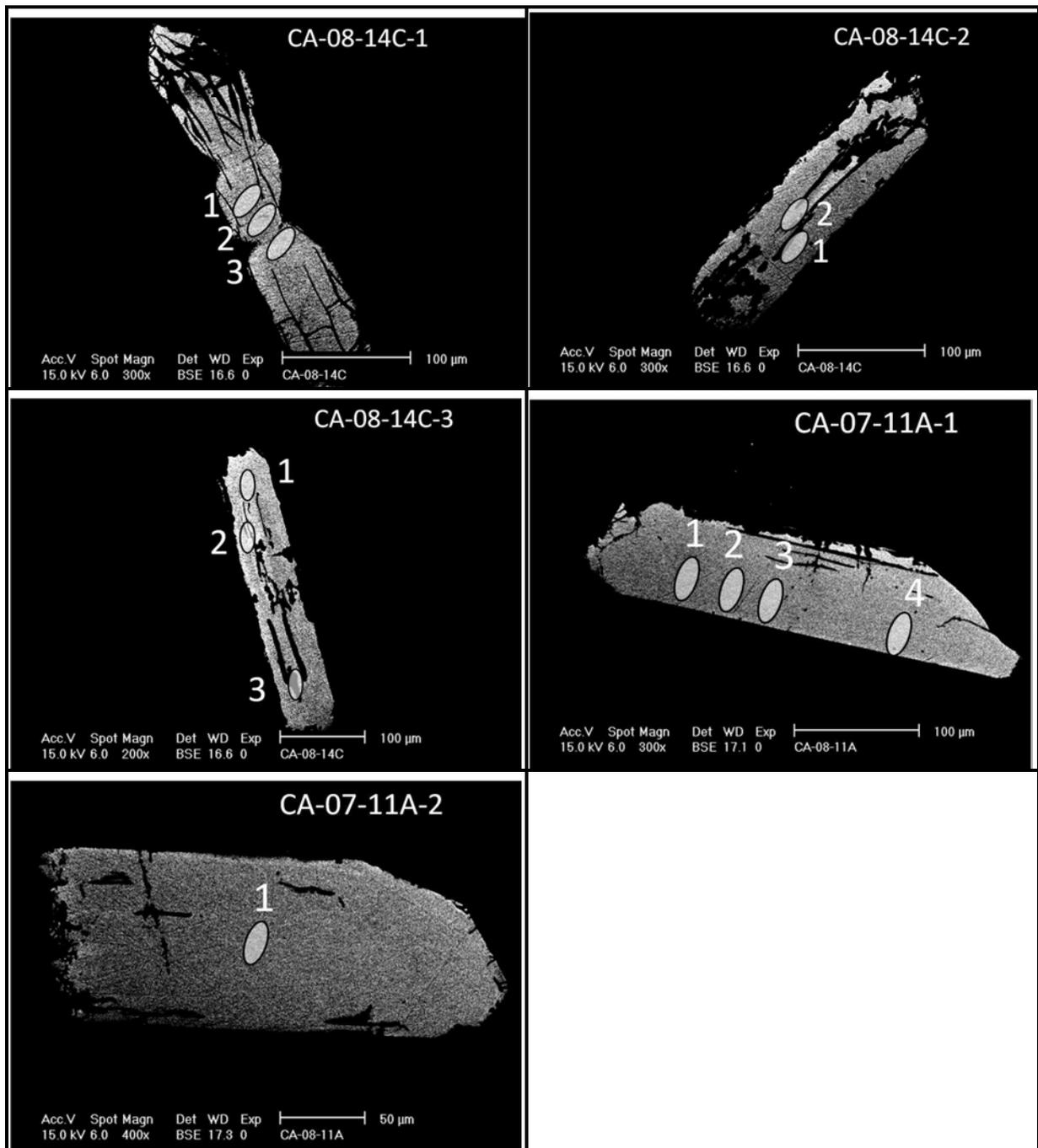
échantillon	Pb ppm	U ppm	Th ppm	Pb 207/U 235	± abs	Pb 206/ U 238	± abs	Correl.err	Age 7/6	±
CA-07-6C1-2	1381,07	15446,85	42,22	1,55	0,06	0,10	0,0039	1,00	1766,02	1,97
CA-07-6C1-3	1081,75	13788,88	40,14	1,33	0,06	0,09	0,0042	0,99	1718,62	12,84
CA-07-6C1-5	1148,31	12920,07	42,93	1,50	0,06	0,10	0,0039	1,00	1719,28	3,65
CA-07-6C1-7	1604,34	24661,96	58,39	1,14	0,04	0,08	0,0029	1,00	1786,82	3,37
CA-07-6C1-10	1375,35	35977,21	63,80	0,66	0,03	0,04	0,0018	1,00	1768,85	2,42
CA-07-6C2-1	660,99	7383,45	33,21	1,51	0,06	0,10	0,0039	1,00	1711,63	3,85
CA-07-6C2-2	751,76	8346,97	35,47	1,56	0,06	0,10	0,0039	0,96	1766,73	20,14
CA-07-6C2-3	3507,31	120543,57	168,28	0,49	0,02	0,03	0,0014	1,00	1727,49	3,85
CA-07-12B-2	88,96	297,92	168,31	7,28	0,16	0,35	0,0073	0,98	2367,52	6,76
CA-07-12B-6	79,16	348,82	115,40	4,78	0,13	0,26	0,0066	0,94	2114,64	15,37
CA-07-12B-1	140,29	357,56	181,97	9,51	0,22	0,46	0,0103	0,98	2357,53	7,10
CA-07-12B-3	49,27	127,60	66,50	9,13	0,21	0,45	0,0101	0,97	2314,87	10,23
CA-07-12B-4	226,31	675,70	199,37	7,11	0,16	0,39	0,0086	0,99	2127,30	5,18
CA-07-12B-5	110,99	302,12	170,17	8,35	0,23	0,43	0,0115	0,99	2246,62	6,49

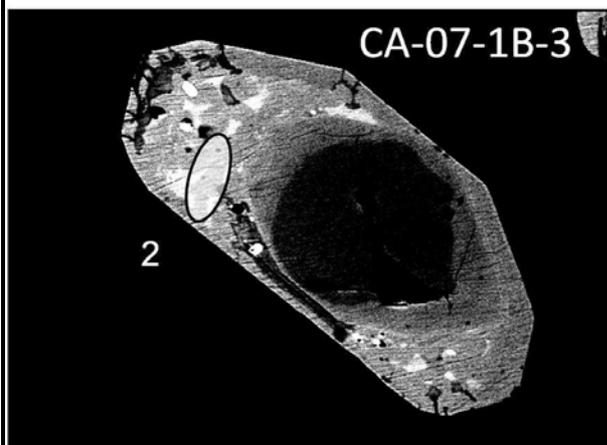
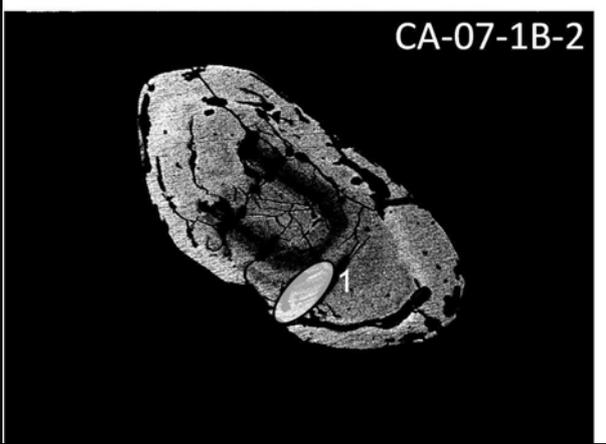
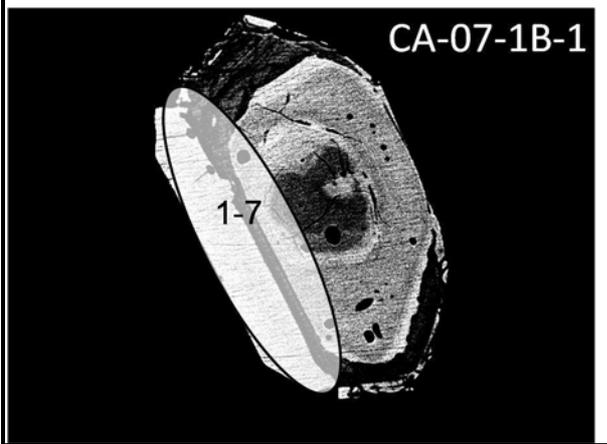
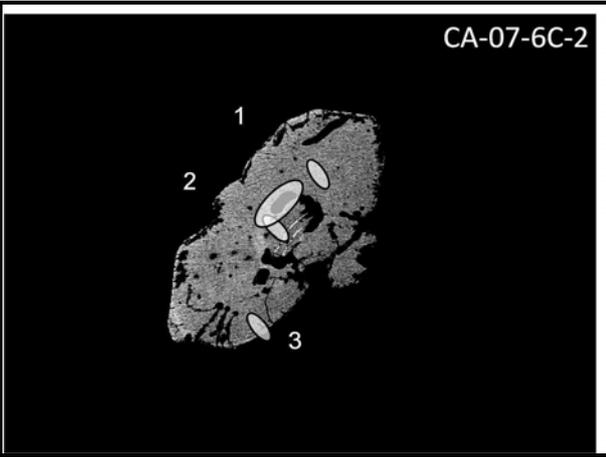
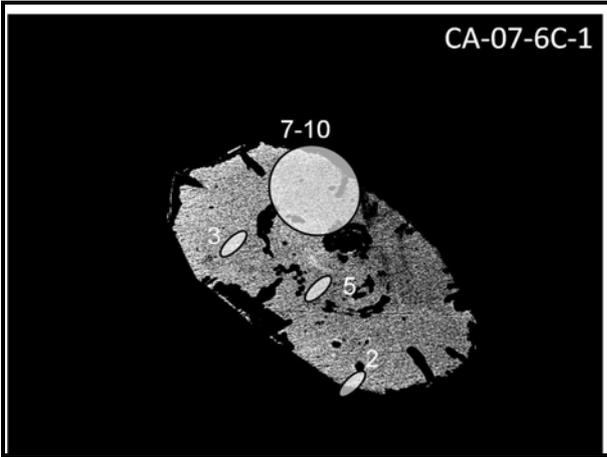
échantillon	Pb ppm	U ppm	Th ppm	Pb 207/U 235	± abs	Pb 206/ U 238	± abs	Correl.err	Age 7/6	±
CA-08-12B1-3	4968,78	161495,84	563,19	0,53	0,02	0,04	0,0015	1,00	1759,76	4,15
CA-08-12B1-4	21955,65	754210,15	2692,51	0,49	0,02	0,03	0,0013	1,00	1714,44	6,12
CA-08-12B1-6	927,21	10015,69	104,35	1,66	0,06	0,11	0,0041	1,00	1824,26	6,06
CA-08-12B1-9	3913,31	53819,00	363,48	1,30	0,05	0,08	0,0035	1,00	1824,99	4,10
CA-08-12B1-10	3261,92	45454,63	252,10	1,27	0,05	0,08	0,0035	1,00	1806,48	1,98
CA-08-12B1-11	4292,97	58722,16	344,57	1,30	0,06	0,09	0,0038	1,00	1810,49	1,44
CA-08-12B3-1	436,03	5482,89	27,25	1,39	0,05	0,09	0,0035	0,99	1777,55	8,49
CA-08-12B3-2	390,61	4893,32	19,14	1,40	0,05	0,09	0,0035	1,00	1792,85	3,55
CA-08-12B4-1	1084,28	13072,64	142,23	1,45	0,07	0,10	0,0045	1,00	1786,90	5,78
CA-08-12B4-2	1581,45	18153,58	222,47	1,56	0,07	0,10	0,0044	1,00	1830,83	7,40
CA-08-12B4-3	11409,25	68435,97	798,08	2,95	0,16	0,19	0,0103	1,00	1806,37	6,04
CA-08-12B4-5	4802,05	57523,88	469,02	1,47	0,08	0,10	0,0053	1,00	1789,43	5,44
CA-08-12B1-5	276,29	2958,45	339,86	1,98	0,08	0,11	0,0042	1,00	2121,85	3,33
CA-08-12B2-1	330,01	3294,18	53,91	2,15	0,09	0,12	0,0045	0,97	2151,47	15,69
CA-08-12B2-2	377,24	4412,91	62,38	1,82	0,07	0,10	0,0037	1,00	2131,19	5,62
CA-08-12B1-7	183,65	3100,35	144,10	2,49	0,11	0,07	0,0028	0,95	3258,54	20,33

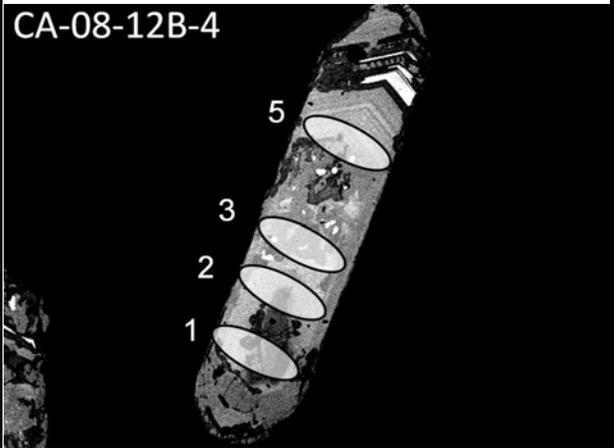
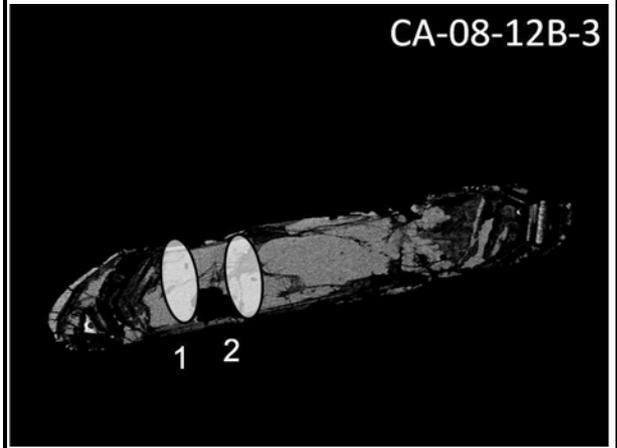
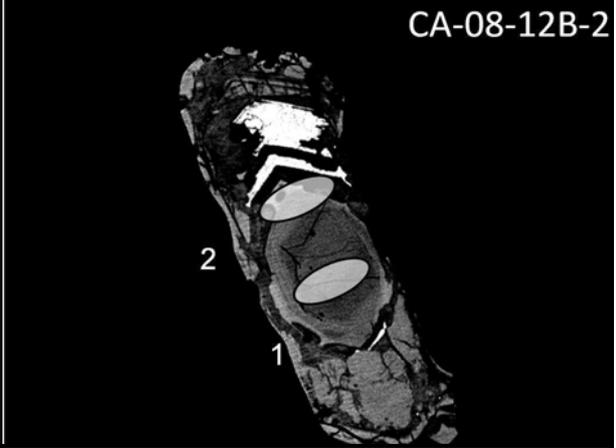
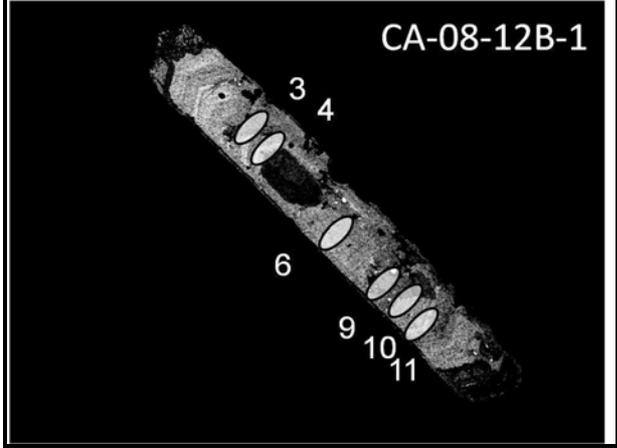
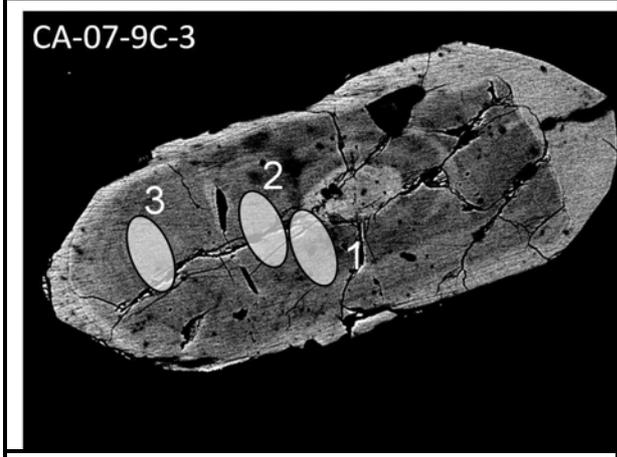
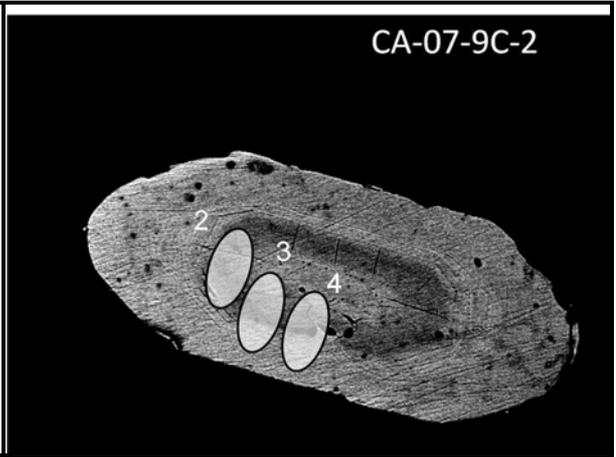
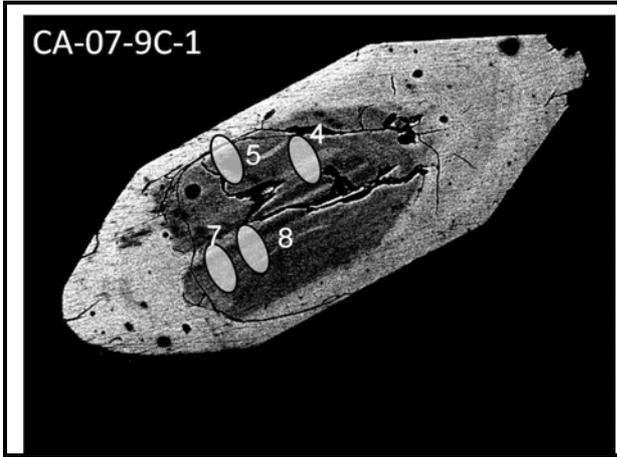
échantillon	Pb ppm	U ppm	Th ppm	Pb 207/U 235	± abs	Pb 206/ U 238	± abs	Correl.err	Age 7/6	±
CA-08-14C1-1	1015,59	3398,76	87,59	5,32	0,3	0,35	0,0198	1	1815,23	3,08
CA-08-14C1-2	1043,24	3542,74	88,29	5,21	0,3	0,34	0,0195	1	1803,47	4,43
CA-08-14C1-3	1386,89	7159,86	169,36	3,4	0,19	0,23	0,0129	1	1786,99	3,19
CA-08-14C2-1	1513,1	5345,23	142,28	5,02	0,3	0,33	0,0196	1	1806,24	3,98
CA-08-14C2-2	1349,29	5988,22	90,97	3,96	0,23	0,26	0,0155	1	1789,12	3,45
CA-08-14C3-1	1492,48	5175,88	167,85	5,1	0,29	0,34	0,0191	1	1804,44	2,7
CA-08-14C3-2	1474,24	6614,63	250,97	3,9	0,22	0,26	0,0149	1	1783,27	4,96
CA-08-14C3-3	2108,97	6483,36	209,32	5,79	0,33	0,38	0,0216	1	1813,8	1,31
CA-08-14C3-4	958,28	3116,35	88,81	5,43	0,31	0,36	0,0204	1	1800,9	2,59
CA-08-7A-1	545,25	1914,96	8,82	5,1	0,12	0,33	0,0076	0,99	1826,74	4,82
CA-08-7A-2	504,3	1620,65	8,57	5,53	0,16	0,36	0,0103	1	1813,16	4,9
CA-08-7A-3	390,39	1443,22	7,04	4,82	0,12	0,31	0,0081	1	1816,1	3,41
CA-08-7A-4	508,84	1632,41	8,32	5,55	0,13	0,36	0,0087	1	1814,02	2,11
CA-08-7A-5	504,93	1982,25	9,64	4,54	0,11	0,3	0,0074	1	1817,6	2,53
CA-08-5G-1	289,78	780,5	2638,88	9,98	0,22	0,43	0,0094	0,99	2533,11	5,69
CA-08-5G-2	321,9	846,02	156,06	10,5	0,23	0,44	0,0093	0,96	2577,58	10,28
CA-08-5G-4	355,19	850,44	979,52	11,81	0,25	0,49	0,0101	0,99	2617,88	4,29
CA-08-5G-9	376,74	1001,86	392,32	9,29	0,19	0,44	0,009	0,99	2389,66	4,98
CA-08-5G-10	330,71	898,81	1148,5	9,24	0,21	0,43	0,0098	1	2418,07	2,6
CA-08-5G-11	333,59	1002,07	1577,57	7,17	0,25	0,39	0,0104	0,76	2154,27	39,14

Figure Anx- 14 : Données des analyses à la microsonde ionique CAMECA IMS 1270 des zircons des différentes générations de pegmatites du district de Cage.

4.2. Localisations des points d'analyse







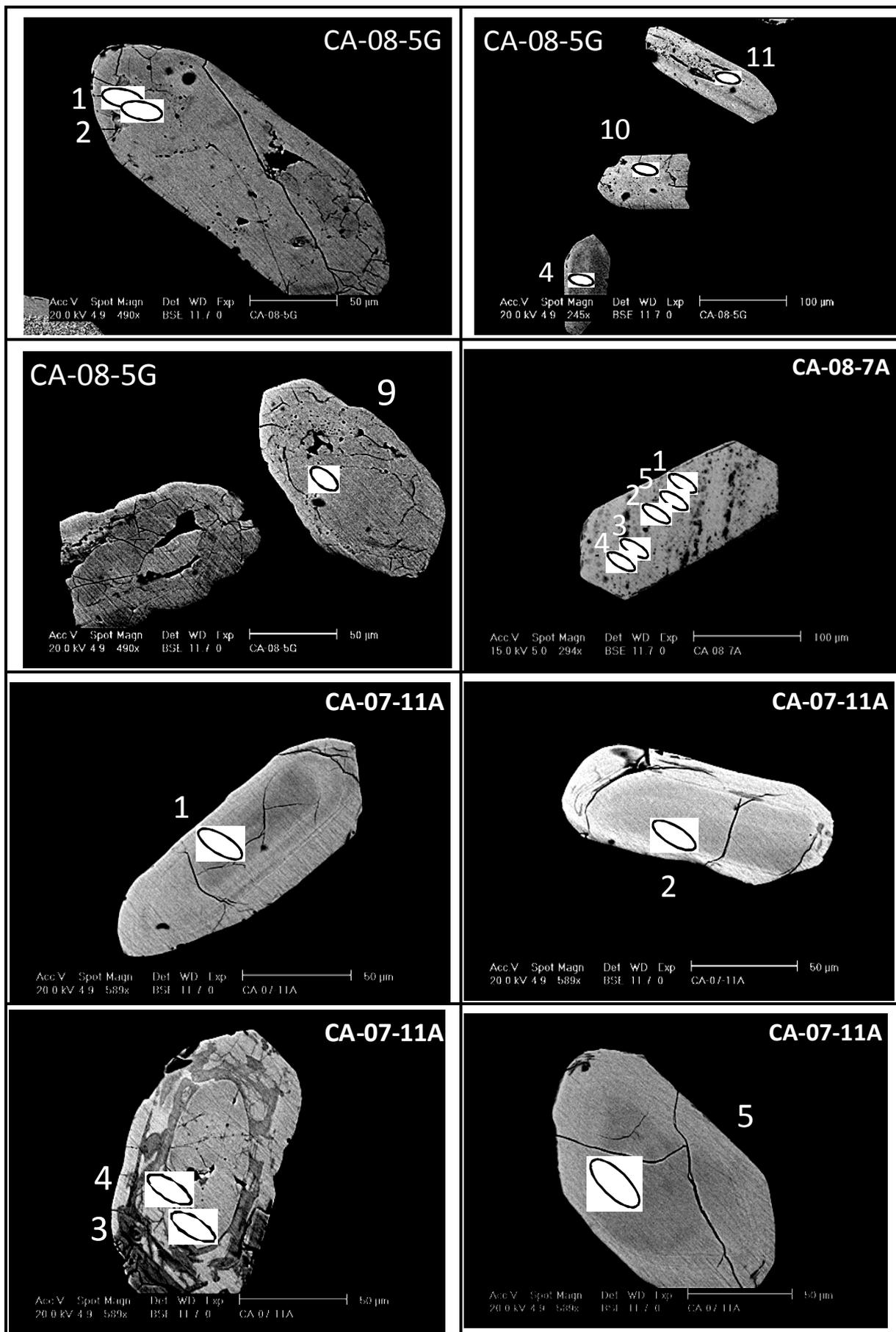


Figure Anx- 15 : Localisations des points d'analyses sur les zircons des pegmatites.

5. Datations U/Pb et spectre ETR sur oxydes d'uranium

Ces analyses ont été menées au *CRPG (Nancy, France)* sur la microsonde ionique IMSF-3F en collaboration avec Etienne Deloule. Cette microsonde ionique détecte en monocollection à l'aide d'un multiplicateur d'électrons, utilise un faisceau d'ion primaire d'O⁻ et un filtrage en énergie « off-set » de -80 V.

Pour les analyses U-Pb, l'intensité du courant primaire varie entre 1,5 et 2 nA, avec une taille de spot de 30 µm environ. Les mesures sont faites sur 60 cycles (environ 55 minutes).

Pour les analyses REE, l'intensité du courant primaire est d'environ 20 nA. Les mesures sont faites sur 15 cycles (environ 2 h 15 min). Les spectres seront ensuite déconvolués (Bonhoure, 2007) afin de déterminer les concentrations des différentes terres-rares (Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu).

6. Datations Re/Os sur molybdénite

Les datations Re/Os ont été réalisées au *CRPG (Nancy, France)* en collaboration avec Laurie Reisberg. La technique employée ici nécessite une extraction chimique de l'osmium et du rhénium en salle blanche. Afin de parer à un rendement relativement faible de l'extraction, on ajoute à l'échantillon dès le début des étapes d'extraction et de purification, un traceur (ou spike) d'une teneur connue, qui est constitué d'un seul isotope de chaque constituant, ¹⁹⁰Os pour l'osmium et ¹⁸⁵Re pour le rhénium. A partir de la teneur estimée de l'échantillon, de sa masse et du rapport isotopique caractéristique d'un bon "spikage", la quantité optimale de spike à ajouter à chaque échantillon doit être calculée, car un sous ou sur-"spikage" induit des incertitudes sur le calcul des teneurs de l'échantillon et affecte donc la qualité des résultats.

Les échantillons subissent ensuite une attaque acide pendant 24h à 230°C, suivie des étapes d'extraction liquide-liquide et de purification par microdistillation pour l'osmium et sur résines anioniques pour le rhénium. Les rapports isotopiques en osmium sont ensuite mesurés avec un spectromètre de masse à thermo-ionisation (TIMS). Les analyses rhénium sont réalisées sur un ICP-MS quadrupôle Elan 6000 du SARM (*CRPG, Nancy.*)

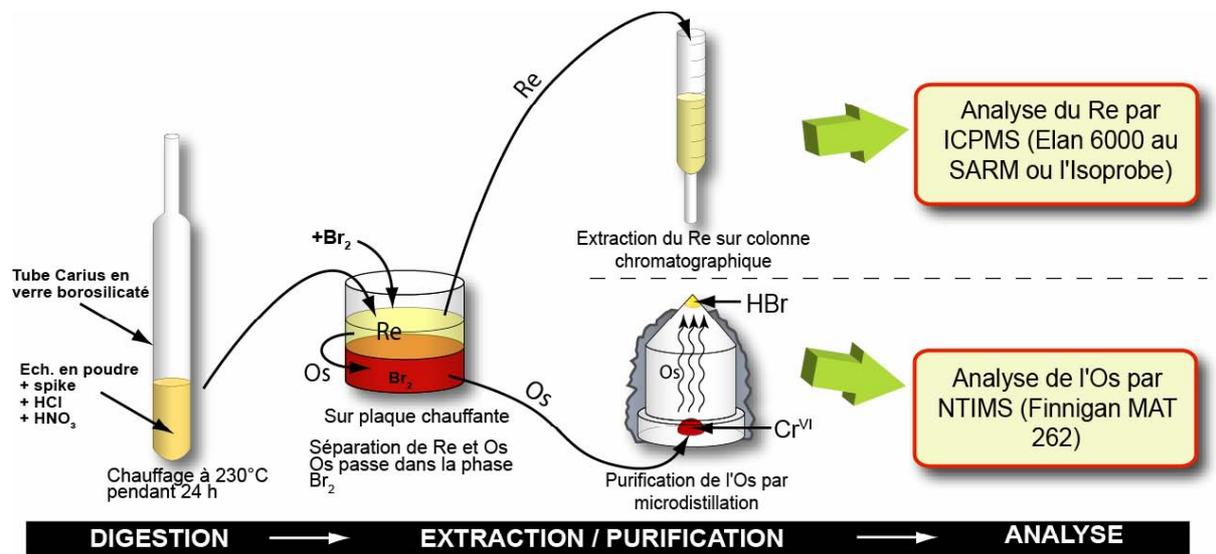


Figure Anx- 16 : Protocole analytique d'une mesure Re-Os.

Le Paléoprotérozoïque est une période charnière de la métallogénie de l'uranium marquée par l'oxyatmoversion (le GOE, ca. 2,4 Ga), rendant possible une mobilité sans précédent de l'U en solution, avec comme conséquences, la remobilisation de (pré)concentrations archéennes et l'enrichissement en U des sédiments marins déposés en contexte de plateforme épicontinentale ou de rift intracontinental riches en carbone et généralement associés à des évaporites.

Dans ce contexte, cette thèse a porté sur l'étude de deux types de minéralisations provenant du district de Cage (Québec).

Une première minéralisation « stratoïde » à U, Ba, V, Mo, Pb, Zn sans Th localisée dans des séries carbonatées paléoprotérozoïques du Groupe de Lake Harbour métamorphisées pendant l'orogène Torngat (1,87-1,77 Ga). La minéralisation uranifère s'est formée par l'interaction entre un fluide météorique oxydant, qui en percolant le long de la plateforme carbonatée s'est enrichi en U au contact de matériel volcanique, et des minéralisations de type MVT préalablement déposés avec de la matière organique.

Une seconde minéralisation à U-Th portée par des « skarn s.l. » est liée à des pegmatites ainsi qu'à des fluides hydro-magmatiques ayant une source commune profonde provenant de la granulitisation de l'Archéen sur lequel repose le Groupe de Lake Harbour.

Les résultats de cette thèse contribuent à une meilleure connaissance des processus qui ont conduit à l'enrichissement en U de la croûte paléoprotérozoïque, en mettant en évidence deux nouvelles possibilités :

- Des concentrations liées au fonctionnement de plateformes carbonatées enrichies en sulfates après le GOE, en contexte de rifting, au cours de la dislocation des méga-continentes formés à la fin de l'Archéen.
- Des concentrations liées aux métamorphismes UHT qui granulitisent la CCI pendant le processus d'amalgamation du supercontinent Nuna.

Ainsi, l'épisode qui voit la formation du premier supercontinent incorporant toute la masse crustale (Nuna) associé au passage de l'oxyatmoversion permettant le passage de l'uranium à l'état oxydé, apparaît-il de plus en plus comme un événement-clé dans la métallogénie globale de l'uranium.

Paleoproterozoic is a key transitory period for Uranium deposits. The appearance of an atmosphere with free oxygen (GOE, ca 2.4 Ga), event generally known as oxyatmoversion, made it possible U mobility via aqueous solutions. The main consequences were the remobilization of Archean (pre)-concentrations and the U enrichment of marine sediments, that were deposited in carbon rich epicontinental platform or intracontinental environments, generally associated with evaporitic deposits. The present thesis deals with two types of uranium districts that are related to this period (Cage district, Québec).

The first "stratoid" deposit is characterized by U, Ba, V, Mo, Pb, Zn mineralization without Th. Host-rocks are carbonate Paleoproterozoic series, from Lake Harbour Group, that were metamorphised during the Torngat orogene (1.87-1.77 Ga). The percolation along the carbonate platforms of an oxidized meteoric fluid lead to Uranium deposits by interaction with U enrichment from volcanic material, and organic rich MVT type mineralization.

The second U-Th mineralization is hosted by "skarn s.l.". It is related to pegmatites and hydro-magmatic fluids with the same deep origin: Granulitisation of Archean terranes on which Lake Harbour Group is situated.

The present work permits a better comprehension of U enrichment processes of Paleoproterozoic crust with two new hypotheses:

- *Ore concentrations related to the carbonate platforms, enriched in sulfate, during rifting and dislocation of mega-continentes at the end of Archean times;*
- *Ore concentrations related to UHT metamorphism and granulitization of continental crust during hypercollision and formation of the so-called Nuna continent.*

Thus, the formation of the first supercontinent that incorporates all the crustal mass (Nuna) at the oxyatmoversion transitory period appears to be a key event for Uranium deposits.