Minéralisations associées aux complexes mafiques-ultramafiques en domaine océanique et continental

Daniel Ohnenstetter

▶ **To cite this version:**

Daniel Ohnenstetter. Minéralisations associées aux complexes mafiques-ultramafiques en domaine océanique et continental. Sciences de la Terre. Université Henri Poincaré - Nancy 1, 1990. Français. NNT : 1990NAN10539 . tel-01747175

HAL Id: tel-01747175
https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01747175

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

N° d'enregistrement au C.N.R.S. - A.O.

Sc N 90/539 B

UNIVERSITE DE NANCY I

U.E.R. GEOSCIENCES ET MATERIAUX

LABORATOIRE DE PETROLOGIE

THESE

Présentée devant

l'UNIVERSITE DE NANCY I

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR ES-SCIENCES NATURELLES

PAR

Daniel OHNENSTETTER

MINERALISATIONS ASSOCIEES AUX COMPLEXES MAFIQUES-ULTRAMAFIQUES EN DOMAINE OCEANIQUE ET CONTINENTAL.

Soutenue publiquement le 26 avril 1990 devant la Commission d'Examen :

MM	**ROCCI**	**Georges**	Président-rapporteur
	BROWN	**William L.**	Rapporteur
	WATKINSON	**David H.**	Rapporteur
	BARBEY	**Pierre**	Examinateur
	JOHAN	**Zdenek**	Examinateur
	JUTEAU	**Thierry**	Examinateur
	NALDRETT	**Anthony J.**	Examinateur

REMERCIEMENTS

Ce mémoire de thèse sur les roches basiques - ultrabasiques et leurs minéralisations associées correspond à une partie de mes travaux de recherche entrepris depuis la thèse de troisième cycle sur les ophiolites de Corse (1975).

Les études menées en vue de la thèse d'état ont été réalisées jusqu'en 1982 à Nancy dans le cadre de l'ERA "Pétrogenèse et évolution des domaines ophiolitiques" dirigée par le professeur G. Rocci, ainsi que grâce à une action concertée DGRST "Facteurs contrôlant la minéralisation sulfurée de nickel". Depuis 1983, date de mon arrivée au GIS, groupement d'intérêt scientifique dirigé par Z. Johan, je me suis spécialisé dans l'étude cristallochimique des phases porteuses des platinoïdes.

Ce mémoire de thèse doit beaucoup aux collaborateurs et amis qui ont participé à la réalisation de travaux en commum. Parmi ceux ci, je tiens à souligner en particulier Bill et Maryse qui m'ont toujours prodigué de nombreux encouragements.

Je ne saurais par ailleurs oublier l'ambiance chaleureuse du Service Commum de Microanalyse de l'Université de Nancy I avec lequel j'ai toujours continué à travailler, celle du Groupement Microsonde BRGM-CNRS-Université d'Orléans ainsi que l'ambiance joyeuse autour des Macintoshs dans l'ancienne salle des micro-ordinateurs. Je tiens à remercier tout particulièrement C. Fontaine, O.Legendre, M. Souelim et Wu Xin pour leur coup de main de dernière heure.

Enfin, je tiens à remercier les membres du jury qui ont bien voulu relire ce travail et participer au jury.

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Ce mémoire de thèse comporte deux parties: l'une sur les ophiolites et l'autre sur la minéralisation de divers complexes basiques - ultrabasiques, dont les ophiolites, les komatiites et les sills archéens et protérozoïques.

Les travaux réalisés lors de la thèse de 3ème cycle sur les ophiolites ont abouti à deux résultats majeurs: 1) la reconstitution du puzzle ophiolitique corse; 2) la diversité des ophiolites avec une classification en deux grands types, dont le magmatisme de l'un (ophiolites de Méditerranée occidentale) s'apparente à celui des rides médio-océaniques, tandis que le magmatisme de l'autre (ophiolites de Méditerranée orientale) ressemble à celui des arcs insulaires immatures. Les études ultérieures ont conforté cette classification par la quantification des processus magmatiques et en ont montré l'intérêt d'un point de vue métallogénique.

Les minéralisations magmatiques de nickel sulfuré associées aux laves basiques et ultrabasiques archéennes et protérozoïques ont été étudiées dans le cadre de l'action concertée DGRST "Facteurs contrôlant les minéralisations sulfurées de nickel". Des guides permettant de comprendre la répartition des gisements ont été recherchés. Les ophiolites, réputées stériles en gîtes de nickel sulfuré, ont été également étudiées comme contre-type par opposition aux associations basiques et ultrabasiques archéennes et protérozoïques porteuses de gisements de nickel.

L'intérêt économique évoluant du nickel vers les métaux de la mine du platine m'a conduit à travailler sur les platinoïdes, et principalement sur la cristallochimie de quelques minéraux du groupe du platine dans des sills archéens (Bird River Sill, Fosse du Labrador) et protérozoïques (Coldwell complex). Des travaux en collaboration portant sur la géochimie et la pétrologie des complexes ont souvent été menés en parallèle, afin de mieux comprendre la gîtologie des PGE et des métaux de base associés ou non.

De toutes ces études sur la minéralisation des corps basiques - ultrabasiques, il ressort que la nature du magma parental est importante pour juger de leur potentiel métallogénique (Cr, Ni, PGE). Cette hypothèse a été émise dès les premières études sur la métallogénie des ophiolites (Ohnenstetter et al., 1979) et s'est confortée par les études successsives sur les concentrations de Ni sulfuré ainsi que sur les PGE.

Le caractère saturé à sursaturé des magmas basiques a été noté dans les ophiolites porteuses de gisement de chrome, dans les lopolites stratifiés enrichis en Cr, PGE et autres métaux de base (Stillwater, Bushveld) ainsi que dans d'autres complexes mafiques - ultramafiques (Sudbury, Fosse du Labrador). Des magmas de type boninitique seraient à l'origine de certains de ces complexes mis en place dans des domaines différents: continental à océanique.

Ce constat nous a conduit à étudier en détail, tant du point de vue pétrologique que géochimique, les boninites récentes de Nouvelle Calédonie dont les premiers résultats sont présentés. D'autres études portant sur la potentialité métallogénique de ce type de magmatisme seront engagées à l'avenir.

En conclusion de la thèse est présentée une classification des complexes basiques-ultrabasiques basée sur l'ordre de cristallisation des minéraux qui permet de discuter de l'origine des gisements de PGE par rapport à celle des autres minéralisations (chromite, concentration sulfurées).

PREMIERE PARTIE

OPHIOLITES ET ROCHES OCEANIQUES

CHAPITRE I

DIVERSITE GEOCHIMIQUE DES OPHIOLITES

PREMIERE PARTIE

CHAPITRE 1

Lors de notre reconstitution du puzzle ophiolitique corse, (thèse de 3ème cycle), l'originalité de cette séquence ophiolitique est apparue par rapport à celles décrites de par le monde, entre autre en Méditerranée orientale. L'idée de la dualité des ophiolites téthysiennes a ainsi été formulée dès 1975 d'après la nature du manteau, des cumulats et des laves des différents assemblages ophiolitiques (Rocci et al., 1975). En fait, cette dualité résulte de processus pétrogénétiques distincts, réalisés dans des environnements tectoniques particuliers (voir chap. 2).

L'idée, très simple, de la dualité des ophiolites téthysiennes a été très fructueuse: de nombreux travaux dans la littérature traitent de cette distinction que ce soit à propos de la comparaison géochimique ou minéralogique des différents membres des ophiolites ou à propos de leur environnement géotectonique.

En particulier, de nombreuses discussions ont porté sur le lieu de formation des ophiolites selon qu'on adoptait l'hypothèse (1) d'une origine unique à partir de rides médio-océaniques ou de bassins marginaux, (2) d'origines multiples à partir de dorsales médio-océaniques mais aussi d'arcs insulaires, voire de rifts inracratoniques.

Les ophiolites jurassiques de corses, représentatives des ophiolites de Méditerranée occidentale, montrent de fortes ressemblances avec le manteau et la croûte des océans actuels, tandis que les ophiolites de Méditerranée orientale présentent de fortes analogies avec le magmatisme des arcs insulaires immatures (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975; Ohnenstetter et al., 1975; Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1976).

Au fil des ans, un consensus s'est dégagé sur les affinités géochimiques respectives des différents types d'ophiolites. Toutefois, de nombreuses discussions portent encore sur le site géotectonique possible, bien que l'hypothèse d'une origine à partir d'un grand océan ait été progressivement abandonné. Ainsi les ophiolites constitueraient des témoins de bassins océaniques étroits dont les produits des dernières activités magmatiques ont été préférentiellement charriés sur la marge continentale.

J'ai participé à plusieurs articles traitant des problèmes de distinction entre les assemblages ophiolitiques au moyen des diagrammes de discrimination sur les laves (Beccaluva et al., 1979) ou sur les minéraux (Kornprobst et al., 1981; chap. 4), et en réalisant des études statistiques (Marchal et Ohnenstetter, 1984; Ohnenstetter et Marchal, 1984; 2ème partie). Les conséquences métallogéniques de la dualité sont également discutées dans la deuxième partie du mémoire (Ohnenstetter et al., 1979; Marchal et Ohnenstetter, 1984).

Dans ce premier chapitre, trois articles ont été sélectionnés pour présenter la diversité des ophiolites. Le premier, qui porte sur la dualité des ophiolites (Rocci et al., 1975), souligne le contraste lithologique entre les assemblages des ophiolites méditerranéennes. Il montre que les ophiolites de Méditerranée occidentale (type I) sont constituées d'un manteau lherzolitique peu appauvri, de cumulats, où le plagioclase apparaît précocement, et de laves (tholéïtes à olivine) riches en titane. Au contraire, les ophiolites de Méditerranée orientale (type II) comprennent un manteau harzburgitique appauvri, des cumulats, où les pyroxènes sont souvent plus précoces que le plagioclase, et des laves pauvres en titane (tholéïtes à quartz). Ce deuxième type peut être subdivisé en fonction de la nature des laves mais aussi selon la prépondérance et la précocité des pyroxènes les uns par rapport aux autres.

Le deuxième article présenté traite de la discrimination des laves dans les ophiolites en fonction des équivalents actuels (Beccaluva et al., 1979). L'importance du titane est très vite apparue en raison de sa stabilité lors de l'altération, de son pouvoir de discrimination ainsi que de l'obtention aisée d'analyses (Pearce et Cann, 1971; 1973; Pearce, 1975; 1980; Rocci et al., 1975; Bebien, 1980).

Ceci nous a conduit à proposer en collaboration avec Beccaluva un diagramme Ti/Cr vs Ni permettant de séparer de part et d'autre d'une droite empirique les basaltes des rides médio-océaniques (97%) de ceux des arcs insulaires immatures (93%).

Les laves des ophiolites tombent de part et d'autre de cette droite, en accord avec la classification précédemment proposée. De plus, dans les ophiolites du type II, deux sous-types ont pu être définis. Les laves les plus pauvres en titane (<0,6% de TiO_2) forment un sous-type mis en place tardivement et accusant par-là les caractéristiques du magmatisme d'arc, variables avec le temps.

Le troisième article (Marchal et Ohnenstetter, 1984) présente un traitement statistique des données portant sur plus de 7800 roches analysées. Dans les basaltes (≈1000 analyses), la discrimination en deux types est évidente. Toutefois dans chacun de ces types, trois sous-types peuvent être définis selon les teneurs de TiO_2.

Dans les ophiolites de type I, la première population, à 1,35% de TiO_2, est la plus abondante. Elle correspond aux basaltes normaux des rides médio-océaniques (MORB). La seconde population, à 1,9% de TiO_2, est représentative des MORB enrichis et des ferrobasaltes peu évolués des MORB normaux. La troisième population, centrée autour de 2,25% de TiO_2, représente des ferrobasaltes et des ferroandésites des MORB normaux.

Dans les ophiolites de type II, la première population centrée à 0,25% de TiO_2 présente de fortes analogies avec les séries boninitiques d' arcs. La deuxième population, la plus importante, montre un maximum à 0,6% de TiO_2 et est caractéristique des tholéïtes pauvres en potassium des arcs insulaires immatures. La troisième population avec un maximum à 0,9% de TiO_2 est transitionnelle entre les IAT et les MORB.

Dans les ophiolites de type I, les variations graduelles en TiO_2 ($1,35<TiO_2<2,25\%$) s'expliquent principalement par un processus de cristallisation fractionnée. Dans les ophiolites de type II, les variations plus tranchées de TiO_2 ($0,25<TiO_2<0,9\%$) résultent de fusions partielles distinctes à partir de manteaux plus ou moins appauvris (voir chap. 2).

Les diagrammes de variation effectués à partir des cumulats reflètent, d'une part, l'enrichissement en fer des ophiolites de type I avec possibilité d'immiscibilité en fin de différenciation entre un liquide riche en fer et un autre riche en silice et, d'autre part, l'enrichissement en silice des ophiolites de type II.

Pétrologie, 1975, t. I, n° 2, 172-174

Note brève - Short communication

La dualité des ophiolites téthysiennes
Duality of tethyan ophiolites

G. ROCCI, D. OHNENSTETTER et M. OHNENSTETTER

Université de Nancy I, Laboratoire de Pétrologie, C.O. n° 140, 54037 Nancy Cedex.

ABSTRACT. — *The comparison of different cumulates, hypabyssal rocks and lavas leads to the separation of two ophiolitic areas : a western one and an eastern one. The western unit shows plagioclase peridotites, troctolites, gabbros, ferrogabbros, massive dolerites, scarce dykes and olivine tholeiitic basalts. The eastern unit shows harzburgites, dunites, chromitites, pyroxenolites, norites or olivine gabbros and diorites. Sheeted complex and lavas are well differentiated. The boundary of the two areas lies in Greece and Yougoslavia.*

Dans la Tethys, certaines constatations récentes dont la répartition des péridotites (NICOLAS et JACKSON, 1973), l'importance du complexe filonien (MAXWELL, 1973), les âges des sédiments associés (SMITH, 1973), laissent pressentir une dualité d'évolution des provinces orientales et occidentales durant la période dite géosynclinale mésozoïque.

Une comparaison succinte de certains éléments (cumulats, roches hypabyssales, laves) conduit à la séparation de deux types d'ophiolites (types I et II) qui correspondent probablement à des situations géotectoniques différentes.

1. — Dans la plupart des ophiolites, on observe deux sortes de *péridotites* (cf. MÉSORIAN, 1973) : les tectonites et les péridotites à cumulats. Certains auteurs (THAYER, 1969) pensent que les tectonites sont d'anciens cumulats. Néanmoins, quelle que soit l'histoire des ultramafites, on constate des variations significatives dans leurs assemblages minéraux et leur contenu chimique. Dans le type I, des harzburgites passent progressivement aux lherzolites par l'intermédiaire des péridotites plagifères : Pinde (BRUNN, 1955 ; PARROT, 1967 ; TERRY, 1974), Othris (MENZIES et ALLEN, 1974) et en Corse (OHNENTETTER et al., 1975 a). Dans le type II, il existe des harzburgites en masses souvent très importantes surmontées par des lherzolites, des wehrlites et quelques péridotites plagifères accompagnées de niveaux dunitiques importants associés à des chromitites : Vourinos (BRUNN, 1955 ; MOORES, 1969), Troodos (WILSON, 1959), Antalya JUTEAU, 1974), Hatay (PARROT, 1973), Neyriz (RICOU, 1974), Esfandagheh (SABZEHEI, 1974), Oman (REINHARDT, 1969 ; ALLEMANN et PETERS, 1972).

Le passage des cumulats péridotitiques aux gabbros se fait par une « zone de transition » (MOORES, 1969) dont BRUNN reconnaissait dès 1955 la double nature pétrographique : troctolitique ou pyroxénolitique. Dans le type I, le passage des péridotites aux troctolites a été observé dans le Pinde (BRUNN, 1955 ; PARROT, 1967 ; TERRY, 1974), en Othris (MENZIES, 1973), dans les Apennins ligures (BEZZI et PICCARDO, 1971) et en Corse (OHNENSTETTER et al., 1975). Dans le type II, la transition s'effectue par des pyroxénolites : Vourinos (BRUNN, 1955 ; MOORES, 1969), Troodos (WILSON, 1959), Antalya (JUTEAU, 1974), Iran (SABZEHEI, 1974) et Oman (ALLEMANN et PETERS, 1972).

2. — Les *gabbros* sont également de deux sortes. Les troctolites sont suivies de gabbros à clinopyroxène (euphotides) auxquels succèdent des ferrogabbros dont la présence n'a été signalée qu'en Corse (OHNENSTETTER et al., 1975 a, 1975 b). Aux pyroxénolites succèdent dans le Vourinos, le Troo-

dos et les nappes d'Antalya, des gabbros à olivine, des gabbros noritiques puis des diorites. Les trondjhémites, produits finaux de la différenciation, recoupent gabbros et laves susjacentes, mais leur importance est très inégale. Dans le type I, elles sont discrètes et essentiellement albitiques. Dans le type II, elles peuvent occuper des volumes importants et constituent les termes ultimes riches en quartz de la suite diorites-tonalites-granophyres.

3. — Les *roches hypabyssales* se répartissent également en deux lots (BÉBIEN et al., 1975). Le type I présente des dolérites tholéitiques d'aspect massif à la base des pillows et en rares filons recoupant gabbros et laves. Dans le type II, on observe des complexes filoniens plus largement développés, souvent différenciés et d'affinité calco-alcaline. C'est ainsi que les teneurs élevées en silice du « sheeted complex » et des laves basales du Troodos sont en grande partie primaires comme l'a souligné MIYASHIRO (1975).

4. — La dualité se poursuit dans les *laves*. Dans le type I, la différenciation est faible. Il s'agit essentiellement de basaltes transitionnels ou de tholéites à olivine. Dans le type II, ce sont le plus souvent des tholéites à quartz pouvant évoluer jusqu'aux andésites et dacites. A cet égard, il faut noter dans la répartition des éléments une particularité chimique : les laves et les roches hypabyssales du type I ont une teneur en TiO_2 comparable aux basaltes des rides océaniques, alors que celle du type II est anormalement faible.

Le tableau ci-dessous résume les faits précédents :

	SUCCESSION	TYPE I	TYPE II
	Tectonites	Lherzolites	Harzburgites
1. —	*Peridotites à cumulats*	Harzburgites plagifères, lherzolites	Lherzolites, wehrlites, dunites, chromitites
	Zone de transition	Troctolites	Pyroxénolites
2. —	*Gabbros*	Gabbros à clinopyroxène (euphotides) Ferrogabbros	Norites ou gabbros à olivine Diorites
	Trondjhemites	rares	Tonalites, granophyres abondants
3. —	*Roches hypabyssales*	rares filons, dolérites massives tholéitiques	Complexes filonien développé, souvent à tendance calco-alcaline
4. —	*Laves*	Tholéites à olivine	Tholéites à quartz ± andésites

Dans chaque type d'ophiolite, on constate que les laves et surtout les roches hypabyssales possèdent les mêmes caractères chimiques que les cumulats sous-jacents. De ce fait, le chimisme des roches hypabyssales est représentatif du magma initial.

Le tableau montre également deux types d'évolution : une série à enrichissement rapide en fer (tendance FENNER) bien représentée dans la Tethys occidentale, et une série à enrichissement en silice (tendance BOWEN) bien développée dans la Tethys orientale.

Les processus d'accumulation magmatique sont caractéristiques des deux types d'évolution. Les cumulats tholéitiques (type I), adcumulats et localement hétéradcumulats, possèdent en abondance des plagioclases en cumulus conférant aux gabbros leur texture « doléritique ». Le plagioclase peut même apparaître antérieurement aux clinopyroxènes dans les harzburgites et dunites plagifères. L'orthopyroxène disparaît très vite dès la base des troctolites dans les Apennins et en Corse ; les rares orthopyroxènes (3 % max.) qui existent dans les gabbros du Pinde disparaissent vers le milieu de la série gabbroïque (PARROT, 1967), de même que les olivines au niveau des gabbros inférieurs. Le litage des cumulats est le plus souvent fruste et s'estompe rapidement dans les gabbros. La croissance par adcumulat a expulsé vers le haut de la chambre de nombreux éléments qui, à partir des ferrogabbros à méso-orthocumulats sont entrés dans les minéraux tardifs tels que apatite, zircon, tourmaline, allanite, etc... Au cours de la cristallisation fractionnée, la fugacité d'oxygène toujours réduite explique le peu de chromite (HILL et ROEDER, 1974) et l'apparition de titanomagnétite dans les ferrogabbros et les ferrodolérites.

Les cumulats d'affinité calco-alcaline (type II) à méso-orthocumulats et hétéradcumulats possèdent des rubannements nets dus en partie à l'alternance de lits monominéraux. Ils sont riches en orthopyroxènes qui subsistent jusque dans les termes dioritiques. Les orthopyroxènes peuvent manquer mais alors, l'olivine reste présente jusque dans les termes supérieurs. De larges amphiboles pœcilitiques appa-

raissent relativement tôt, tandis que les plagioclases ne sont automorphes que dans les termes supérieurs (REINHARDT, 1969 ; JUTEAU, 1974).

Ainsi, la comparaison d'un certain nombre de massifs ophiolitiques mésozoïques tethysiens permet de distinguer d'ouest en est, deux domaines dont la jonction s'effectue au niveau de la Grèce et de la Yougoslavie. Il est encore prématuré de choisir entre diverses hypothèses qui expliqueraient cette dualité : rifts successifs de type Mer Rouge, nature et profondeur de la fusion pyrolitique, vitesse et durée d'expansion, mer marginale, etc... Enfin, il est probable qu'une telle distinction se retrouve au niveau des croûtes océaniques actuelles.

BIBLIOGRAPHIE

ALLEMANN F., PETERS J. (1972). — *Eclog. Geol. Helv.*, 65, 657-697.

BÉBIEN J., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., PAUPY A., ROCCI G. (1975). — (Ce volume).

BEZZI A., PICCARDO G. B. (1971). — *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 10, 53-63.

BRUNN J. H. (1955). —Thèse Doct. d'Etat. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 1956, 7, 358 p.

HILL R., ROEDER P. (1974). — *J. Geol.*, 82, 709-730.

JUTEAU T. (1974). — Thèse Doct. d'Etat, Nancy.

MAXWELL J. C. (1973). — Preprint du symposium « Ophiolites in the Earth's Crust », Moscou, 31 mai-2 juin 1973.

MENZIES M. (1973). — *Contr. Mineral. and Petrol.*, 42, 273-285.

MENZIES M., ALLEN C. (1974). — *Contr. Mineral. and Petrol.*, 45, 197-213.

MESORIAN H. (1973). — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 15, 478-493.

MIYASHIRO A. (1975). — *Earth Planet. Sci. Letters*, 25, 227-235.

MOORES E. M. (1969). — *Geol. Soc. Am., spec. pap.*, 118, 74 p.

NICOLAS A., JACKSON E. D. (1972). — *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 52, 479-495.

OHNENSTETTER M., OHNENSTETTER D., ROCCI G. (1975 a). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 280, 395-398.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., ROCCI G. (1975 b). — (En préparation).

PARROT J.-F. (1967). — Thèse 3e Cycle, Orsay, O.R.S.T.O.M.

PARROT J.-F. (1973). — *Sci. de la Terre*, 18, 143-172.

REINHARDT B. M. (1969). — *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 49, 1-30.

RICOU L.-E. (1974). — Thèse Doct. d'Etat, Orsay.

SABZEHEI M. (1974). — Thèse Doct. d'Etat, Grenoble.

SMITH A. G. (1973). — In : D. H. TARLIN and K. S. RUNCORN : Implications of continental drift to the Earth Sciences, Academic Press, 2, 977-986.

TERRY J. (1974). — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 16, 204-213.

THAYER T. P. (1969). — *Tectonophysics*, 7, 511-516.

WILSON R. A. M. (1959). — *Mem. Geol. Surv. Dep. Cyprus*, 1, 1-135.

Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites—application to some ophiolites

L. BECCALUVA
Istituto di Petrografia, Via Gramsci 9, 43100 Parma, Italia
AND
D. OHNENSTETTER AND M. OHNENSTETTER
Laboratoire de Pétrologie, Université Nancy I, CO 140 54037 NANCY Cédex, France

Received January 23, 1979
Revision accepted May 23, 1979

Two discriminative diagrams are proposed to separate island-arc tholeiites (IAT) and ocean-floor tholeiites (OFT). The first diagram, Ti/Cr vs. Ni, has been drawn using 84 island-arc (IAT) and 178 ocean-floor (OFT) samples with silica contents between 40 and 56%. About 97% of OFT and 93% of IAT samples fall, respectively, on opposite sides of the empirical boundary. In the second diagram, where the Ba/Y is less than 4.4 for the OFT and more than 3.9 for the IAT, the overlap between the two groups is about 6%.

Owing to alteration effects, only the discrimination diagram Ti/Cr vs. Ni has been applied to ophiolitic basalts from the Mediterranean belts, Newfoundland, Central and North America, and Mongolia. The effusive and hypabyssal formations plotting either in one group or in the other lead to the suggestion that they have been formed in several possible geotectonical environments. It appears that ophiolites generated in a mid-oceanic ridge are scarce in opposition to those formed in an island-arc setting. In this latter case, ophiolite associations may correspond to the juxtaposition of either island-arc – marginal basin or island-arc – offshore oceanic crust formations.

Deux diagrammes de discrimination sont proposés pour séparer les tholéïtes d'arc (IAT) de celles de la croûte océanique (OFT). Le premier diagramme Ti/Cr vs. Ni a été établi à partir de 84 roches des arcs et de 178 échantillons des rides médio-océaniques dont les teneurs en silice sont comprises entre 40 et 56%. Environ 97% et 93% des laves des OFT et des IAT tombent

0008-4077/79/091874-09$01.00/0
©1979 National Research Council of Canada/Conseil national de recherches du Canada

respectivement de part et d'autre d'une limite empirique. Dans le deuxième diagramme où sont reportées les valeurs du rapport Ba/Y: inférieures à 4.4 pour les OFT et supérieures à 3.9 pour les IAT, le recouvrement des deux groupes concerne 6% des échantillons.

A cause de l'altération, seul le diagramme de discrimination Ti/Cr vs. Ni a été appliqué aux basaltes des ophiolites de Méditerranée, de Terre-Neuve, de la cordillère de l'Amérique centrale et du nord, et de Mongolie. Les formations effusives et hypabyssales tombant dans l'un ou l'autre domaine laissent suggérer plusieurs environnements géotectoniques possibles pour leurs formations. Il apparaît que les ophiolites formées dans une dorsale de type médio-océanique sont rares à l'opposé de celles créées dans un environnement d'arc insulaire. Dans ce dernier cas, elles peuvent correspondre à la juxtaposition de formations issues soit de bassins marginaux et d'arcs, soit de croûte océanique "avant-arc" et d'arcs.

Can. J. Earth Sci., 16, 1874–1882 (1979)

Introduction

During the last few years, many attempts, based on geochemical parameters, have been carried out in attempting to identify the serial character of basic volcanic rocks (Floyd and Winchester 1975; Winchester and Floyd 1976) and (or) their original tectonic setting (Pearce and Cann 1971, 1973; Pearce 1975, 1976). However, as far as tholeiitic basalts are concerned, serious difficulties continue to exist in discriminating between "ocean-floor" and "island-arc" tholeiites (Jakes and White 1972; Hart *et al.* 1972; Pearce and Cann 1973; Gill 1976). Generally, the island-arc tholeiites have (sometimes drastically) lower contents of Ti, Cr, Ni, Zr, Y, Mg, and Fe and higher Ba, K, Rb, Cs, Pb, and Sr (Jakes and Gill 1970; Gorton 1977), but the chemical variations resulting from differentiation processes prevent any simple discrimination based on the absolute values of these elements.

In this paper we propose new discriminant diagrams for distinguishing ocean-floor and island-arc tholeiites based on the distribution of Ti, Ni, Cr, Ba, and Y.

Furthermore, the results obtained are applied to test the original tectonic setting of some well-known ophiolitic complexes. The diversity of ophiolites, according to the geochemistry of their lavas or the petrography of their cumulates (Allègre *et al.* 1973; Mésorian 1973; Pearce 1975; Church 1977; Church and Riccio 1977; Parrot and Ricou 1976) has lead to several classifications (Miyashiro 1975*a*, 1977; Rocci *et al.* 1975). The differences observed may be assigned to geophysical variations in a single setting (Church and Riccio 1977; Parrot and Ricou 1976) or to various tectonic environments as follows: (1) oceanic environment: mid-oceanic ridges, aseismic ridges, etc., (2) marginal basins or inter-arc basins, and (3) immature island arcs.

The first two geotectonical settings are more or less accepted, the last has been much more controversial (cf. Miyashiro (1973, 1975*b*,*c*) and the successive replies (Gass *et al.* 1975; Hynes 1975; Moores 1975)). Nevertheless, it appears that differences of petrography and geochemistry between ophiolites are more and more assigned to various geotectonic settings (Ohnenstetter and Ohnenstetter 1975; Beccaluva *et al.* 1977; Ohnenstetter *et al.*, in press; Sun and Nesbitt 1978).

Discrimination between Ocean-floor and Island-arc Tholeiites

Selection of Data

A total of 262 analyses, taken from the recent literature, were classified into two main a priori groups: (1) ocean-floor tholeiites (OFT, 178 analyses) from present-day mid-oceanic ridge environments and (2) island-arc tholeiites (IAT, 84 analyses) from present-day volcanic island-arcs. The data were selected as follows:

Only *tholeiitic* volcanic rocks with SiO_2 between 40.0 and 56.0% were used. This compositional range includes the picritic and andesitic end members of the basaltic clan. The OFT group includes normal ridge basalts as well as tholeiites probably slightly enriched in incompatible elements (cf. Schilling 1975), but volcanics referred to by authors as plume-ridge segments, and hot spots (i.e., oceanic islands) were excluded.

Analyses of samples with strong evidence of accumulation phenomena as well as of severe alteration (like abnormally high loss on ignition) were disregarded.

Analyses carried out with semiquantitative methods or of doubtful quality were disregarded.

A list of references and localities of the analyses from the literature is reported in Table 1.

Ti/Cr vs. Ni Plot

A discriminant diagram based on Ti and Cr contents has already been shown useful for distinguishing between ocean-floor basalts and low-potassium tholeiites of island arcs (Pearce 1975). A new discrimination diagram is proposed by consid-

TABLE 1. Localities and references of analyses

Location	Reference
Ocean-floor tholeiites	
(1) Mid.-Atlantic ridge, DSDP Leg. 37	Baragar *et al.* (1977)
(2) Mid.-Atlantic ridge, DSDP Leg. 37	Flower *et al.* (1977)
(3) Mozambique ridge, DSDP Leg. 25	Erlank and Reid (1974)
(4) Southeast Indian Ocean, DSDP Leg. 28	Ford (1975)
(5) Pacific Ocean, DSDP Leg. 32	Marshall (1975)
(6) Central Indian ridge	Engel and Fisher (1975)
(7) Indian Ocean, DSDP Leg. 26	Kempe (1974)
(8) Rift valley, Atlantic Ocean, 36°50′ N	Bougault and Hekinian (1974)
(9) Nazca plate, Leg. 34	Rhodes *et al.* (1976)
(10) Mid.-Atlantic ridge, DSDP Leg. 37	Lambert and Holland (1977)
(11) Mid.-Atlantic ridge, DSDP Legs. 2 and 3	Frey *et al.* (1974)
Island-arc tholeiites	
(12) Tonga	Ewart *et al.* (1973)
(13) Viti Levu, Fiji	Gill (1970)
(14) Lau–Colville	Gill (1976)
(15) Lesser Antilles	Brown *et al.* (1977)
(16) New Hebrides	Gorton (1977)
(17) South Sandwich Islands	Hawkesworth *et al.* (1977)
(18) Tonga–Kermadec	Ewart *et al.* (1977)
(19) Mariana trench	Dietrich *et al.* (1978)

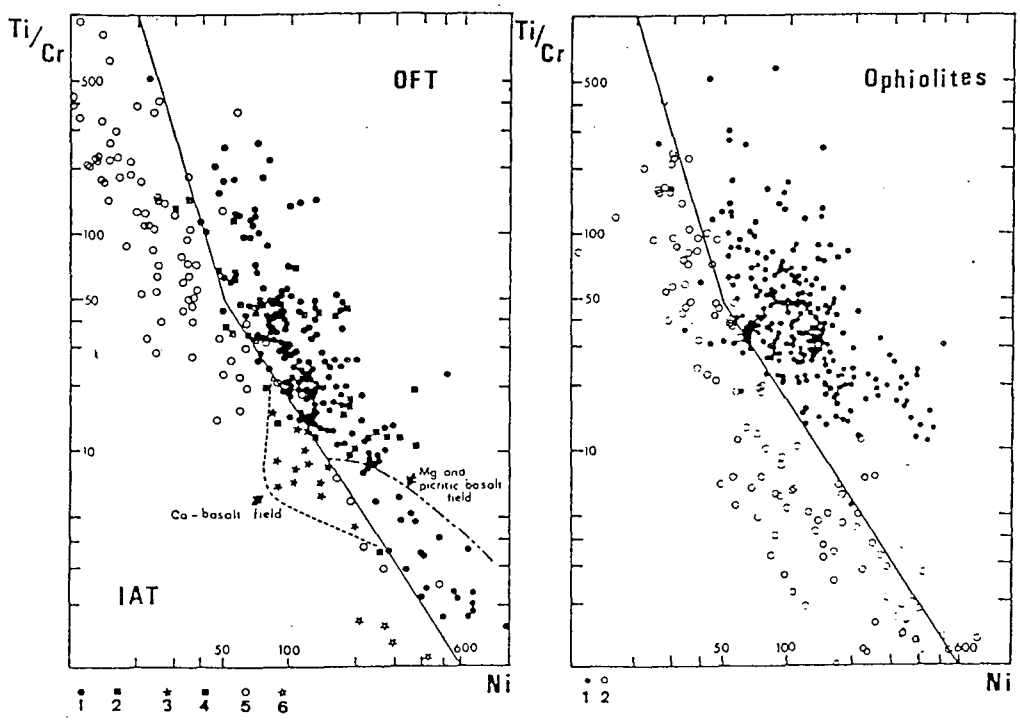


FIG. 1. Ti/Cr versus Ni diagram. On the left, are plotted the present-day basaltic rocks (40% < SiO_2 < 56%) of tholeiitic affinities coming from island-arc and oceanic environments. One hundred and seventy-eight analyses of ocean-floor tholeiites (1) and 84 analyses of island-arc tholeiites (5), have been used to draw the empirical boundary between the two types. Special attention has been paid to the Ca basalts from Leg 37 (3), and to basalts from marginal basins (2), fore-arc lavas (4), and boninites (6). On the right, basaltic and metabasaltic rocks from different ophiolites have been split into two groups. For each ophiolite, a geotectonic environment has been assumed after discrimination (see Fig. 3). Ninety-six percent of the oceanic-type ophiolites (1) are well discriminated, as well as up to 92% of the island-arc ophiolites (2).

ering Ti, Cr, and Ni, the Ti/Cr ratio being lower in IAT at a given Ni content. Ocean-floor tholeiites and IAT in the Ti/Cr vs. Ni diagram of Fig. 1, are clearly separated by an empirical boundary. About 97% of OFT and 93% of IAT samples fall, respectively, in distinct fields. Owing to the scarcity of data, there is a higher degree of uncertainty in the lower part of the boundary (i.e., that regarding the picritic rocks). In such a diagram, the trend of fractional crystallization is parallel to the boundary and the more differentiated rocks are displaced towards the upper left with increase of Ti/Cr and Ni decrease according to tholeiitic fractionation trends. High-calcium oceanic basalts (CaO > 14%) defined in the DSDP 37 (Deep Sea Drilling Project) (especially in holes 332 A and B, and 333 holes; Flower *et al.* 1977; Lambert and Holland 1977) and lavas from marginal basins and from fore-arc are also reported.

All the lime-rich basalts fall in the IAT field. As noted by Lambert and Holland (1977), their composition can not be solely explained by accumulative phenomena (mainly plagioclase), but is also indicative of peculiar magmatic characteristics, different from associated typical OFT. The efficiency of the discrimination is, however, maintained owing to the restricted field of the Ca basalts which cluster around an IAT minimum distribution. Most of the lavas from the marginal basins (Hart *et al.* 1972; Hawkins 1976; Dietrich *et al.* 1978), although scattered, fall in the OFT field. The fore-arc tholeiites, dredged from the nearshore Mariana trench (Dietrich *et al.* 1978), plot along the boundary in the two fields.

In conclusion, the proposed diagram allows one to discriminate between island-arc tholeiites on the one hand and ocean-floor tholeiites from mid-oceanic ridges and marginal basins on the other. Thus, this diagram may be usefully applied to the tholeiitic basalts of ophiolites since the elements involved in this diagram have been postulated as being relatively insensitive to secondary mobilization (Pearce 1975).

Ba/Y Plot

The usefulness of Ba as an indicator of island-arc or ocean-floor tholeiitic affinity has been remarked by Pearce and Cann (1973) and Hart *et al.* (1972), who also state that the K/Ba ratios are invariably less than 30–40 in island-arc tholeiites.

Figure 2 shows the distribution of Ba/Y ratios in OFT and IAT, which generally have values less than 4.4 and more than 3.9 respectively. The overlap between the two groups of rocks is very small

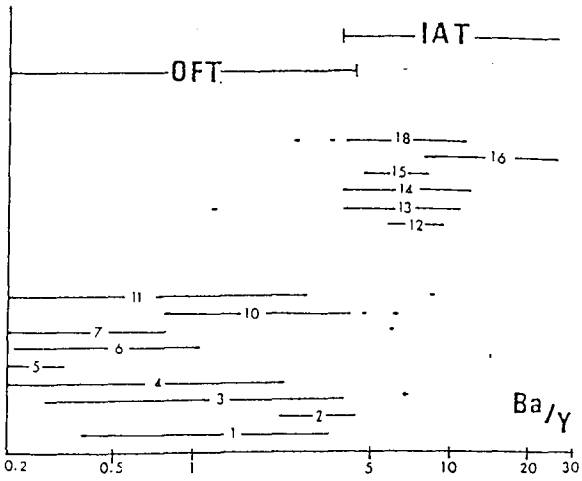


FIG. 2. Ba/Y ratio distribution in ocean-floor tholeiites (OFT) and island-arc tholeiites (IAT). In general, the Ba/Y ratios are less than 4.4 for OFT and more than 3.9 for IAT. Numbers correspond to those listed in Table 1.

and involves only about 6% of the samples. However, it must be noted that in ridge rocks, large-ion-lithophile enriched tholeiites present higher values of barium which would cause an overlap over the IAT range. The mobility of Ba during secondary processes limits the use of this diagram for ophiolites.

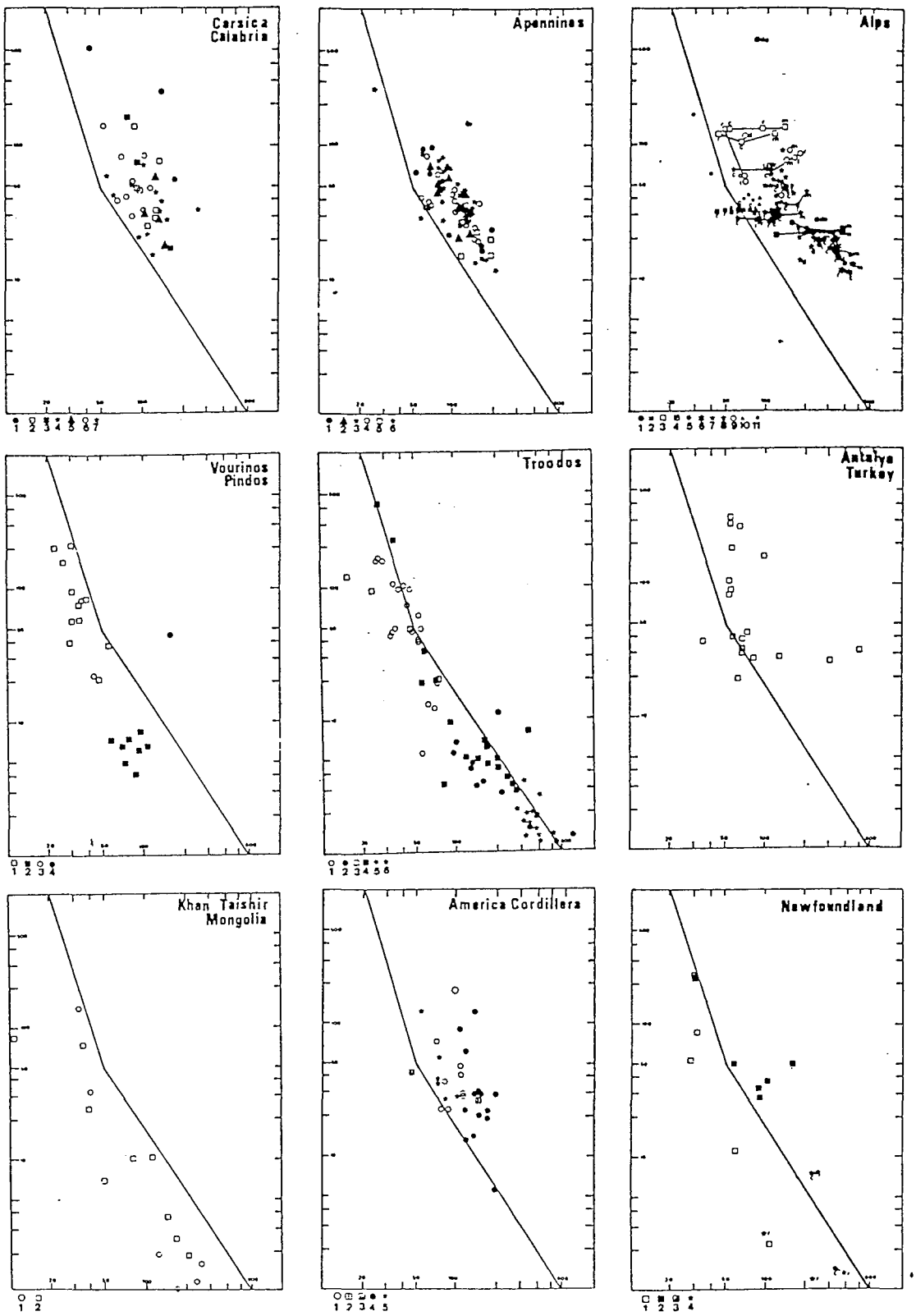
Application of Ti/Cr vs. Ni Diagram to Ophiolites

Analyses of ophiolitic basalts from the Tethyan belt, the Appalachian system, the Central and North America Cordillera, and the western Mongolia complex, are plotted on the Ti/Cr vs. Ni diagram of Fig. 3. The rocks in question occupy the two previously defined fields (Fig. 1). Basalts from each lava group generally plot in a single field, thus emphasizing the validity of the discriminative boundary. Despite the scarcity of analyses in some groups, most of the ophiolite analyses plot in the IAT field, thus confirming the observation that ophiolites with pure oceanic character are scarce, especially in the Tethyan belt (Cann 1976; Rocci *et al.* 1976).

Ophiolites in the Ocean-floor Tholeiite Field

The ophiolites from the western Alpine system (Corsica, Alps, Apennines, Calabria) and from Central and North America occupy the OFT field.

In the western Alpine system, the Ti/Cr and Ni variations may be related either to primary magmatic features and (or) to fractional crystallization. Basalts from Balagne, Còrsica (Baud 1975; Gruppo di Lavoro sulle Ofioliti Mediterranee (GLOM)' 1977), and the Mt. Maggiorasca, Apennines (Bec-


Corsica
Calabria
Apennines
Alps
Vourinos
Pindos
Troodos
Antalya
Turkey
Khan Taishir
Mongolia
America Cordillera
Newfoundland

caluva *et al.* 1976; Ohnenstetter and Beccaluva, unpublished data), despite fractionation, show the highest initial Ti/Cr content. The hypabyssal rocks from eastern Corsica (GLOM 1977; Beccaluva *et al.* 1977) show the most evolved ferrobasaltic compositions. The variations of Ti/Cr and Ni of the lavas from the French Alps (Bertrand 1970; Mevel 1975) appear to be closely related to their respective geographic locations. Alteration from core to matrix in pillow lavas mainly affects the Ni distribution: the matrix is generally enriched in nickel and the rim is often depleted, resulting in a right to left alteration trend in Figs. 1 and 3 which could shift lavas across the boundaries and introduce errors in characterization. This trend may be clearly observed for the Get lavas whose pillows plot in the IAT field and the cores near the boundary. Four means of metabasalts from the eastern Alps, Austria (Raith *et al.* 1977), plot in the centre of the distribution for the western Alpine system. These results emphasize the lack of geochemical evidence of island-arc magmatism among ophiolitic basalts from the Alps, Apennines, Corsica, and Calabria.

In the Antalya ophiolites, Turkey (Juteau 1975), dikes cutting the harzburgites and gabbros fall in the OFT field.[1]

Tholeiitic lavas from Central and North American ophiolites: Preston Peak, California, western Ecuador, northwestern Colombia, and southeastern Panama (Goosens *et al.* 1977; Snoke *et al.* 1977) plot in the OFT field except for a sample from the upper basic igneous complex of Ecuador. In Ecuador, the development of IAT and calc-alkalic magmatism (Goosens *et al.* 1977) after OFT suggests an evolution of an island arc above oceanic crust. Ocean-floor tholeiite lavas of the Preston Peak ophiolites probably formed in a basin where independent island-arc magmatism developed as for several other ophiolites of the Klamath Mountains (Snoke *et al.* 1977).

In the western America Cordillera, the general association of OFT lavas with IAT and (or) calc-alkalic rocks is in favour of the generation of oceanic crust in marginal basins near the continental margin.

Ophiolites in the Island-arc Tholeiite Field

Most of the eastern Tethyan, the Newfoundland ophiolites, and those from the Khan-Taishir complex of western Mongolia plot in the IAT field.

About 83% of the Troodos basalts (Smewing 1975; Desmet 1977; Simonian and Gass 1978) fall in the IAT field. They show a wide variation in Ti/Cr ratios, which decrease from the so-called axis sequence towards the upper pillow lavas reaching the boninite field. The Arakapas fault basalts (Simonian and Gass 1978) fall in the boninite area. Similarly, the Vourinos lavas from the Krapa and Asprokambo areas (Paupy 1976; Beccaluva *et al.*, in

[1]The data about the dikes of Antalya have been obtained with semiquantitative methods.

FIG. 3. Ti/Cr versus Ni diagrams for different ophiolitic complexes.

Corsica: Dolerites (1) and pillow lavas (4) from Inzecca massif; basaltic dikes from Monte Piano Maggiore (3) (after Beccaluva *et al.* 1977). Prasinites (2), from eastern Corsica, pillow lavas from Balagne (6) (after GLOM 1977); dolerites from Balagne (5) (after Baud 1975).

Calabria: Metabasalts (7) (after Dostal *et al.* 1979).

Apennines: Pillow lavas of Monte Penna (1), Monte Quatese (2), and Monte Maggiorasca (3) (after Beccaluva *et al.* 1976; Ohnenstetter and Beccaluva, unpublished data). Pillow lavas from Levanto, Aulla, Crevole, Vallerano, Roccafederighi, Rio nell'Elba, and Capo Stella (4); basaltic dikes from Impruneta, Rosignano, and Fiume Farma (5); massive lava flows from Val Graveglia, Bargone, Levanto, Fiume Pavone, and Rio nell'Elba (6) (after Ferrara *et al.* 1976).

Alps: Pillow and dolerite from the Deux Pelvats (1) and (8), pillows and a dike from the Gets (2), pillows and a dike from Roche Noire (3), pillows from Ubaye – Roche Noire (4), pillow lavas and a massive flow from Péas (5), pillow lavas from Combe Bremond (6), pillow lavas and dikes from Chenaillet (7), pillow lavas and dikes from Pic Marcel (9) (after Mevel 1975).

Means of metabasites of the lower and upper Schiefferhülle (10) (after Raith *et al.* 1977), and diabases from the Gets (11) (after Bertrand 1970). The symbols are as follows: d = dike, do = dolerite, c = core of pillow, i = intermediate zone of pillow, r = rim of pillow, m = intra-pillow matrix.

Vourinos: Pillow lavas, massive lava flows, sills, and dikes of Krapa (1) and dikes from Asprokambo (2) (after Beccaluva *et al.*, in press).

Pindos: Spilitic lavas (3) and a dolerite (4) (after Montigny *et al.* 1973; Montigny 1975).

Troodos: Pillow lavas, prismatic lavas, and dikes from the basal group and lower pillow lavas (1), and upper pillow lavas (2) (after Desmet 1977); the "axis sequence" (3) and upper pillow lavas (4) (after Smewing 1975); the "axis sequence" (5) and upper pillow lavas (6) from the Arakapas fault (Simonian and Gass 1978).

Turkey: Tholeiitic dikes cutting the Antalya ophiolitic complexes (after Juteau 1975).

Mongolia (Khan-Taishir): Pillow lavas (1) and dikes (2) (after Zonenshain and Kuzmin 1978).

America Cordillera: Lavas from Panama (1), Ecuador lower unit (2) and upper unit (3), Colombia (4) (after Goosens *et al.* 1977); diabases from Preston Peak ophiolite (5) (after Snoke *et al.* 1977).

Newfoundland: Lavas from Stag Island, intrusive member (1), lower basaltic group (2), and upper basaltic group (3) (after Kean and Strong 1975). Betts Cove lower pillow lava member (4) (after Coish 1977). C = core and r = rim of the pillows.

press) plot in the previous two different fields, the Asprokambo rocks corresponding to the Troodos upper series.

In all the above mentioned sequences, a bimodal distribution of Ti/Cr ratios may be observed which suggests at least two different magma pulses.

A dolerite from the Pindos (Montigny *et al.* 1973; Montigny 1975) plots in the OFT field (Bébien *et al.* 1975), whereas two spilites have an IAT character. This distribution improves the existence of two different ophiolite associations in this area (Paupy 1976).

In Mongolia, lavas from dikes cutting the gabbros, those belonging to the sheeted complex, and from the pillows (Zonenshain and Kuzmin 1978), mainly fall in the two previously noted IAT fields of the eastern Tethyan rocks.

Analyses of Newfoundland effusive tholeiitic rocks (Kean and Strong 1975; Coish 1977), of the Stag Island formation and the Betts Cove ophiolite, fall in the IAT field except for the Stag Island lower lavas which plot in the OFT field. The Betts Cove samples fall towards the lower part whereas the other rocks are spread out in the upper part of the diagram. A special occurrence exists for the OFT Stag Island lavas which occur between two IAT formations. The andesites of Long Island correspond to a later development of a mature island arc above an immature arc (Kean and Strong 1975) and perhaps above oceanic crust.

Conclusions

The Ti/Cr vs. Ni diagram and the Ba/Y ratio permit an efficient separation of present-day oceanic and island-arc tholeiites (from picrites up to basaltic andesites and ferrobasalts). The Ca-rich oceanic tholeiites occupy a peculiar position in the IAT field of the Ti/Cr vs. Ni diagram, which corresponds to a minimum in the frequency of the island-arc tholeiites.

Application of the Ti/Cr vs. Ni diagram to ophiolitic complexes shows that their constituent basalts may generally be clearly assigned to one or the other type. Ophiolites composed only of IAT basalts have probably been formed in or near an immature island arc. Among IAT, the effusive rocks which show a picritic character are also sometimes (Troodos), of younger age.

Ophiolitic basalts belonging to the OFT field may have been formed in two main settings: either in an ocean or in a marginal basin.

If these basalts are found with ophiolitic lavas of IAT character, this association would suggest an island-arc – marginal basin or island-arc – offshore oceanic crust environment. It is to be noted that some marginal basin basalts might plot also in the IAT field if they were being generated in a spreading centre above a subduction zone.

Consequently, the geotectonical environment of ophiolites may be proposed after considering the spatial and chronological relationships of the whole association. In this respect, it appeared that on-land ophiolites generated in mid-oceanic ridges are probably scarce in contrast to those developed in an island-arc – marginal basin system.

Acknowledgments

We are indebted to J. D. Smewing (The Open University, Milton Keynes, England), and to M. C. Blake (United States Geological Survey, Menlo Park, CA) for discussions and extensive reviews of the manuscript. Thanks are also due to Prof. G. Rocci (University of Nancy I, France) for offering many suggestions and to Prof. W. L. Brown (University of Nancy I, France) for aid in translation. Financial means were provided by the Consiglio Nazionale delle Richerche (Italy), by the Centre National de la Recherche Scientifique (France), through the Action thématique programmée, International Phase of Ocean Drilling "IPOD", and by the Délégation Générale à la Recherche Scientifique et Technique "Action concertée Ni S."

ALLÈGRE, C. J., MONTIGNY, R., and BOTTINGA, Y. 1973. Cortège ophiolitique et cortège océanique, géochimie comparée et mode de génèse. Bulletin de la Société Géologique de France, 7ème Série, 15, 5/6, pp. 461–477.

BARAGAR, W. R. A., PLANT, A. G., PRINGLE, G. J., and SCHAU, M. 1977. Petrology and alteration of selected units of Mid-Atlantic ridge basalts sampled from sites 332 and 335, DSDP. Canadian Journal of Earth Sciences, 14, pp. 837–874.

BAUD, J.-P. 1975. Etude géologique du Massif de roches vertes de Haute-Balagne (Corse). Thèse 3ème cycle, Besançon, France. 171 p.

BÉBIEN, J., OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M., PAUPY, A., and ROCCI, G. 1975. The role of hypabyssal magmatic rocks in our understanding of ophiolite models. Pétrologie, 1, pp. 157–168.

BECCALUVA, L., MACIOTTA, G., and VENTURELLI, G. 1976. Differenzazione e caratteri geochimici delle vulcaniti basaltiche oceaniche dell' appennino ligure-emiliano. Ofioliti, 1, pp. 33–65.

BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M., and VENTURELLI, G. 1977. The trace element geochemistry of Corsican ophiolites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 64, pp. 11–31.

BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M., and PAUPY, A. In press. The Vourinos ophiolite have been created in an island-arc setting.

BERTRAND, J. 1970. Etude pétrographique des ophiolites et des granites du flysch des Gets (Haute-Savoie, France). Archives des Sciences de Genève, 23, pp. 279–542.

BOUGAULT, H., and HEKINIAN, R. 1974. Rift valley in the Atlantic ocean near 36°50'N: petrology and geochemistry of basaltic rocks. Earth and Planetary Science Letters, 24, pp. 249–261.

——— 1975*a*. Classification, characteristics, and origin of ophiolites. Journal of Geology, 83, pp. 249–281.

——— 1975*b*. Origin of the Troodos and other ophiolites: a reply to Hynes. Earth and Planetary Science Letters, 25, pp. 217–222.

——— 1975*c*. Origin of the Troodos and other ophiolites: a reply to Moores. Earth and Planetary Science Letters, 25, pp. 227–235.

——— 1977. Subduction-zone ophiolites and island-arc ophiolites. *In* Energetics of geological processes. *Edited by* S. K. Saxena and S. Bhattacharji. Springer-Verlag, New York, NY, pp. 188–213.

MONTIGNY, R. 1975. Géochimie comparée des cortèges de roches océaniques et ophiolitiques. Problème de leur genèse. Thèse doctorat d'état, Paris VII, France. 288 p.

MONTIGNY, R., BOUGAULT, H., BOTTINGA, Y., and ALLÈGRE, C. J. 1973. Trace element geochemistry and genesis of the Pindos ophiolite suite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37, pp. 2135–2148.

MOORES, E. M. 1975. Discussion of "Origin of Troodos and other ophiolites: a reply to Hynes" by Akiho Miyashiro. Earth and Planetary Science Letters, 25, pp. 223–226.

OHNENSTETTER, D., and OHNENSTETTER, M. 1975. Le puzzle ophiolitique corsé. Un bel exemple de paléo-dorsale océanique. Thèse 3ème cycle, Nancy I, France. 418 p.

OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M., PAUPY, A., and ROCCI, G. In press. La diversité des ophiolites: importance de la nature du fractionnement et consequences metallogéniques, Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (France).

PARROT, J. F., and RICOU, L. E. 1976. Evolution des assemblages ophiolitiques au cours de l'expansion océanique. Cahiers de l'Office de la Recherche Scientifique et technique Outre-Mer, Série Géologie, 8, pp. 49–68.

PAUPY, A. 1976. Nouvelles données sur un type de différenciation du magma ophiolitique: le massif du Vourinos (Grèce). Thèse 3ème cycle, Nancy, France. 173 p.

PEARCE, J. A. 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. Tectonophysics, 25, pp. 41–67.

——— 1976. Statistical analysis of major element patterns in basalts. Journal of Petrology, 17, pp. 15–43.

PEARCE, J. A., and CANN, J. R. 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr, and Y. Earth and Planetary Science Letters, 12, pp. 339–350.

——— 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19, pp. 290–300.

PEARCE, J. A., and FLOWER, F. J. 1977. The relative importance of petrogenetic variables in magma genesis at accreting plate margins: a preliminary investigation. Journal of the Geological Society, 134, pp. 103–127.

RAITH, M., HÖRMANN, P. K., and ABRAHAM, K. 1977. Petrology and metamorphic evolution of the Penninic ophiolites in the western Tauern window (Austria). Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 57, pp. 187–232.

RHODES, J. M., BLANCHARD, D. P. RODGERS, K. V., JACOBS, J. W., and BRANNON, J. C. 1976. Petrology and chemistry of basalts from the Nazca plate: part 2—major and trace element chemistry. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, XXXIV, United States Government Printing Office, Washington, DC, pp. 238–244.

ROCCI, G., OHNENSTETTER, D., and OHNENSTETTER, M. 1975. Duality of Tethyan ophiolites. Pétrologie, 1, pp. 172–174.

——— 1976. Mise en évidence de deux groupes d'ophiolites dans les chaînes alpines méditerranéennes. Signification géotectonique. Colloque final: Action Thématique Programmée (ATP) géodynamique de la Méditerranée Occidentale et de ses abords, Montpellier, France, p. 128.

SCHILLING, J. G. 1975. Rare-earth variations across "normal segments" of the Reykjanes ridge, 60-53 N, Mid-Atlantic ridge, 29 S, and East Pacific rise, 2-19 S, and evidence on the composition of the underlying low-velocity layer. Journal of Geophysical Research, 80, pp. 1459–1473.

SIMONIAN, K. O., and GASS, I. G. 1978. Arakapas fault belt, Cyprus: a fossil transform fault. Geological Society of America Bulletin, 89, pp. 1220–1230.

SMEWING, J. D. 1975. Metamorphism of the Troodos massif, Cyprus. Ph.D. thesis, Open University, Milton Keynes, England. 131 p.

SNOKE, A. W., BOWMAN, H. R., and HEBERT, A. J. 1977. The Preston Peak ophiolite, Klamath Mountains, California, an immature island arc: petrochemical evidence. Short contribution to California, Geology Special Report 129, pp. 67–79.

SUN, S. S., and NESBITT, R. W. 1978. Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. Geology, 6, pp. 689–693.

WINCHESTER, J. A., and FLOYD, P. A. 1976. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth and Planetary Science Letters, 28, pp. 459–469.

ZONENSHAIN, L. P., and KUZMIN, M. I. 1978. The Khan-Taishir ophiolitic complex of western Mongolia, its petrology, origin and comparison with other ophiolitic complexes. Contributions to Mineralogy and Petrology, 67, pp. 95–109.

Ofioliti, 1984, 9 (3), 633-676

THE OPHRA DATA BANK

M. Marchal[+] and D. Ohnenstetter[++]

[+] Service EDTA, CRPG, 54501 Vandoeuvre lès Nancy, France.
[++] GIS CNRS-BRGM, CRSCM, 45045 Orleans, France.

Key words: data bank, ophiolite, bulk-rock chemistry, chemical classification.

Résumé

Dans la banque de données OPHRA sont stockées sur bandes magnétiques plus de 7800 analyses chimiques concernant les ophiolites et roches associées.

Chaque échantillon est décrit d'un point de vue géologique: âges stratigraphique et/ou radiométrique, localisation sur le terrain par coordonnées précises, désignation de la roche avec tous les adjectifs, minéralogie détaillée (jusqu'à 11 minéraux). 86% des échantillons proviennent de suites ophiolitiques principalement issues de la Téthys.

Les basaltes plus ou moins métamorphosés sont représentés par 1011 analyses et forment la plus importante famille de roches. Les roches effusives et hypabyssales sont représentées par 3500 échantillons alors que les roches plutoniques et mantellaires sont au nombre de 3000.

A l'aide de nombreuses études statistiques (spécialement sur les teneurs en TiO_2), il apparaît que la classification des ophiolites en deux groupes définie par Rocci et al. (1975) est confirmée. Cependant, les discriminations plus fines permettent de distinguer plusieurs sous-types dans chaque groupe.

Les roches effusives et hypabyssales de la suite ophiolitique riche en titane (Type I) peuvent être subdivisées en trois sous-types en fonction des concentrations en TiO_2:

- $.7<TiO_2<2$ avec un maximum à 1.35. Ce sous-type correspond aux roches basaltiques les plus répandues à affinité de MORB;
- $1.5<TiO_2<2.2$ avec un maximum à 1.9. Il correspond aux MORB enrichis et aux ferrobasaltes;
- $1.9<TiO_2<3$ avec un maximum autour de 2.25. Ce sous-type représente les ferrobasaltes évolués et les ferroandésites.

La suite faible en TiO_2 (Type II) peut être également subdivisée en trois types:

- $0<TiO_2<.6$ avec un maximum à .25. Ce sous-type représenté par les roches basaltiques à très faible teneur en TiO_2, présente des ressemblances chimiques avec les boninites;
- $.3<TiO_2<.7$ avec un maximum à .6. Ce sous-type correspond aux basaltes faibles en titane caractéristiques des tholéiites pauvres en K des arcs insulaires;
- $.7<TiO_2<1.3$ avec un maximum autour de .9. Ce sous-type présente quelques analo-

gies avec le type I. L'affinité océanique plus importante de ce sous-type est également confirmée par le comportement des éléments traces. Ce sous-type existe dans les ophiolites grecques (Pinde et Othris) où il coexiste avec les sous-types faibles en titane, ainsi que dans les filons recoupant la plupart des membres des ophiolites turques.

Les différents sous-types sont mis en parallèle avec les nouvelles classifications des complexes ophiolitiques. Une relation étroite entre géochimie et environnement géotectonique est constatée.

Abstract

Over 7,800 published chemical analyses of ophiolitic and associated rocks (Ophiolites et Roches Associées) are stored on magnetic tapes in the Ophra data bank.

Each sample is described from a geological point of view: stratigraphic and/or radiometric ages, field location with precise coordinates, designation of the rock with all its attributes, detailed mineralogy (up to 11 minerals). 86% of the samples belong to the ophiolitic suites coming mainly from the Tethyan Belts.

Basalts (more or less metamorphosed) are represented by 1011 analyses and are the most important rock family. The effusive and hypabyssal rocks are represented by 3500 samples; plutonic and mantle rocks are about 3000 in number.

From many statistical studies (especially on the TiO_2 content), it appears that the two main groups of ophiolites defined by G. Rocci et al. (1975) are confirmed. However, fine chemical discrimination can distinguish several types in each group.

The high-Ti ophiolitic suite (type I) may be subdivided into three subtypes based on the TiO_2 content of the effusive and hypabyssal rocks:

- $7<TiO_2<2$ with the maximum at 1.35 represent the most common basaltic rocks with normal MORB affinity;
- $1.5<TiO_2<2.2$ with a maximum about 1.9 correspond to enriched MORB and to ferrobasalts;
- $1.9<TiO_2<3$ with a maximum around 2.25 represent the evolved ferrobasalts and ferroandesites.

The low-Ti suite (type II) may be subdivided too into three subtypes:

- $0<TiO_2<.6$ with a maximum at .25 represent basaltic rocks of the very-low TiO_2 group which shows some chemical resemblance to boninites;
- $.3<TiO_2<.7$ with a maximum at .6 correspond to low-Ti basalts characteristic of island arc low K tholeiites;
- $.7<TiO_2<1.3$ with a maximum at .9 show some resemblance to type I. The more oceanic affinity of this subtype is also confirmed by its trace element behaviour. These samples are mainly located in Greek ophiolites (Pindos and Othris areas) where they coexist with the two other low-Ti subtypes, or in the dyke swarms often intruded in Turkish ophiolites.

These different subtypes may be linked to recent ophiolitic classifications. A relationship between the chemistry and the geotectonic environments is observed.

Introduction

There has been a marked increase in the amount of available data on ophiolites in the last decade. It seems, therefore, that the creation of a geochemical data bank would greatly facilitate the retrieval of geological and petrographical information. To this end, in 1979, the Nancy Group began collecting and logging all published data relating to ophiolites and associated rocks. The aims of this paper are:

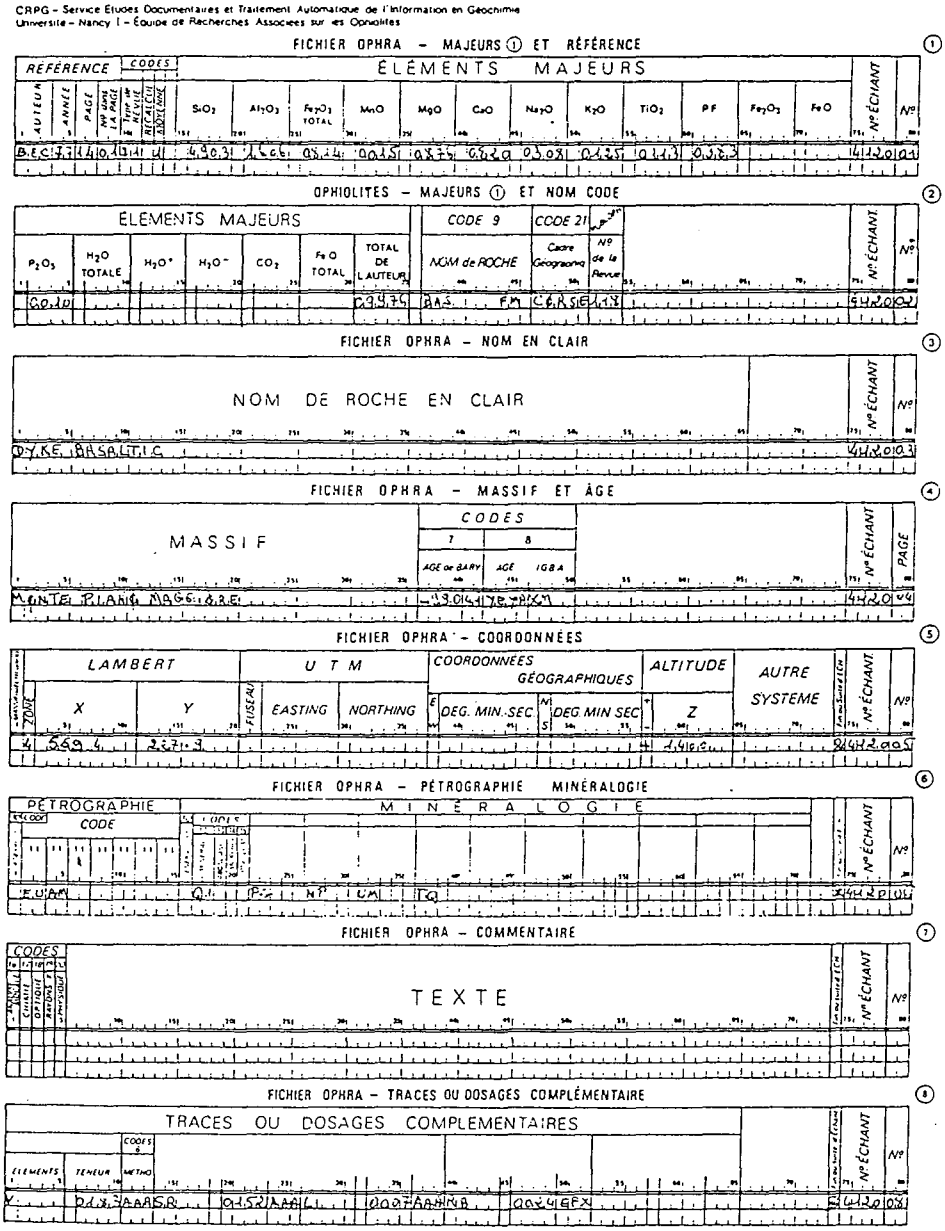


Fig. 1 - OPHRA coding forms. 1 - Major elements; 2 - Major elements (following) and coded rock name; 3 - Author's rock name; 4 - Massif and ages; 5 - coordinates; 6 - petrography and mineralogy; 7 - comments; 8 - trace elements.

- to present the descriptors and the method for the storage of the data;
- to describe statistically the different sample populations contained within the file;
- to present some uses of the file's geochemical data;
- to replace and to compare the different evolutionary trends of the ophiolitic liquids and cumulates with respect to the preexisting classifications;
- to give the keys of the data bank - which may be open in 1984 - to the IGCP working group on ophiolites and to all future users.

Constitution of the data file and formalization of the data

Document retrieval

Chemical analyses included in papers and theses without exception are stores within the data files. The sources of chemical analyses have been compiled using various bibliographic files: e.g. Pascal, Chemical Abstracts and Georef. The different articles are annotated and a sequence number is given for each geological sample.

Each sample also has an indicator which comprises a) the first letters of the author's name, b) the last two numbers of the page in the review where the analysis is located and c) the number indicating the position of the analysis within the page.

The coding forms

Each example is described by eight coding forms (see Fig. 1):

1) The first coding form comprises:

a) The first set of nine characters indicating the bibliographic reference of the sample corresponding to the sequence number described above. In the other example given in Fig. 1 we can observe the first three characters of the author's name B E C caluva et al.; followed by the two characters representing the two last numbers of the year in which the article was published: 19 7 7; the next two characters are the last two page numbers of the scientific article: 00 1 4 ; and the last two characters of this set represent the position of the analysis within the page: 0 1 .

b) A second set of characters represents the journal code; for example 2 1 indicates that the analysis has been taken from Contributions to Mineralogy and Petrology (for the list of codes see appendix 1) the nature of the analysis is indicated by the next character: bank = raw data, 1 = recalculated analysis (this kind of information is often seen in papers giving analyses of glass, or of highly weathered rocks such as calcitized basalts or serpentinized peridotites which are often recalculated water free); the following character shows whether the analysis represents a single sample or a mean composition of less than ten, ten to one hundred, or more than a hundred analyses (see appendix 3); the last character of this set concerns the analytical method used to obtain the analysis; in the example given, 1 indicates that the analysis was performed by the XRF method.

c) The major element chemistry is reported at the end of the first coding sheet and the beginning of the second. Each major element is represented by five characters; four for the weight percent of each oxide; for example SiO_2 4 7 0 3 . The first character can also show a less than or greater than sign, which may be useful for low abundance: e.g. K_2O 0 0 0 1 . On this coding sheet special attention is given to the description of the iron oxidation state as given by the author. For this reason four columns exist for iron: total iron may be expressed as FeO, Fe_2O_3, or

as both divalent and trivalent iron. Similarly water and CO_2 may be shown as loss on ignition (= PF, perte au feu), H_2O^+, H_2O^- and CO_2 or total water content.
2) The second coding form comprises the end of the major element description, the total of the analysis given by the author, followed by the rock name indexed by the compiler of the coding sheet (see code 9 in the appendix). This column is the most subjective, since the compiler must sometimes reinterpret the chemical analysis with respect to the petrographical description. For example, some Alpine blueschists have been reclassified metagabbros or metabasalts and have been renamed G,A,B, bro and M, etamorphic respectively. Alternatively, if we take bulk chemistry into account, the volcanics, for example, have been subdivided according to their SiO_2 contents within the boundaries given by Peccerillo and Taylor (1976). The rock name is denoted by three characters, with the possibility of two additional adjectives. For example, a pegmatitic olivine gabbro may be coded G,A,B,Ø, L,I,P,E,G,M, , the last character indicating that the sample is metamorphic. The rock name given by the author may be written on the third coding sheet so that the terminology used in Nancy is not retransmitted to the other data files such as IGBA or to other users of the OPHRA band. Each user may himself rename the given sample according to the author's description, the petrography and the bulk chemistry described in the file. The next five characters are devoted to the geographical location; for example, C,O,R,S,E, for Corsica (see the coding list in appendix 21); the next three characters indicate the arrival number of the publication within the PUBLOPH file; for example, paper 1,1,8, corresponds to the paper by Beccaluva et al. (1977) in the ophiolite bibliographic file (this program has been written by Sarre); the last twenty free characters may be reserved for comments.
3) The third coding sheet gives the rock name in the original language of the bibliographic source.
4) The massif's name - for example I,N,Z,E,C,C,A, - may be written on coding sheet 4 with a maximum of 36 characters. The age of the ophiolites are given in two forms. The first one is based on De Bary's (1974) dichotomycal age table (Fig. 2 and appendix 7). For example the Mesozoic is coded 0,2,8,0,6,0, with three characters for the beginning of the era and the last three for the end of Mesozoic time. For the studied case, the pre-Malm age of western Mediterranean ophiolites - such as the Corsican - must be indexed - 9,9,0,4,1 .

To be compatible with the IGBA data bank (Chayes et al., 1982) the age has also been coded using the notes accompanying the IGBA coding sheet, as accepted by the IGCP project 163 at the Bochum meeting (see appendix 8). In the present example the age of Corsican ophiolites is indexed as Y,E,Y,A,X,M, . The last 25 characters of this coding sheet are reserved for comments concerning the method of age determination. This may be by isotopic, physical or stratigraphic means, or the age may have been assigned according to the compiler's knowledge of the geology. For example, while some Corsican ophiolitic rocks have been attributed by older authors to the Paleozoic, our present knowledge of the stratigraphy and radiometric data for these rocks suggests an Early Mesozoic age (Lower to Middle Jurassic); for these reasons the compiler of the coding sheet has reinterpreted the age determination.
5) Coding form 5 gives the exact location of the sample in the field, expressed either in Lambert projection, UTM or geographic coordinates (for a comparison of the systems, see Grandclaude; 1977). Altitude, if mentioned, may also be stored. In the set of characters concerning the sample location, the first character indicates whether the sample location is known specifically or only within the bounds of a massif.
6) Coding sheet 6 shows the petrographic description of the sample using the lexicon

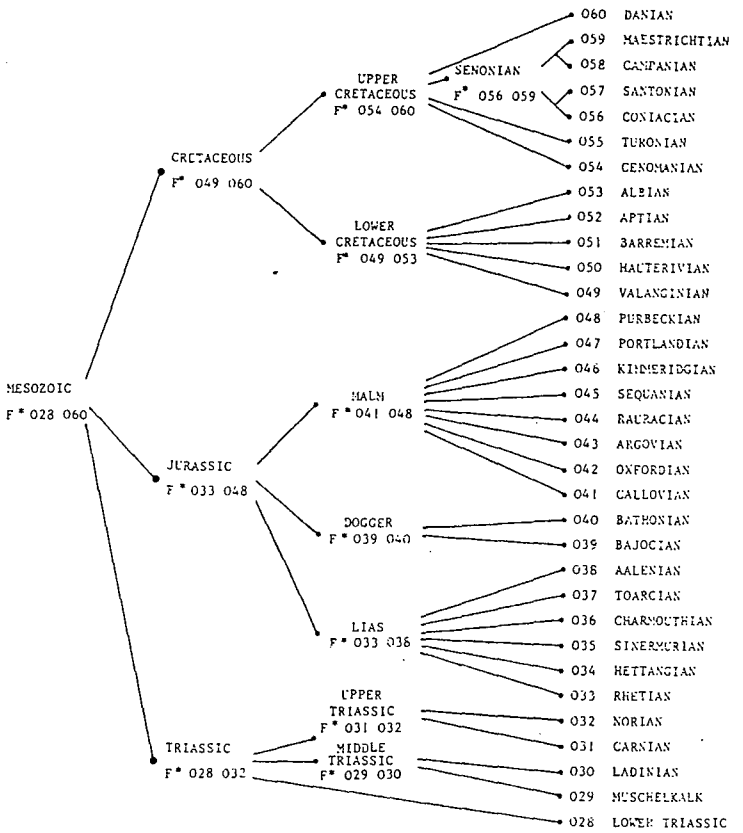


Fig. 2 - Age lexicon following de Bary (1975).

given in the IGBA petrographic coding form (see appendix 11). Fourteen characters (7 x 2) permit the description of the structure and texture of the sample. In the present example, the doleritic dyke may be indexed E U A M, indicating the intersertal texture (E U) and the dyke structure (A M). The mineralogy of the rock may be indexed either through a generalized description of a rock-type given in the publication or by a proper mineralogical description. The minerals are described with a maximum of four characters. The first two characters correspond to the mineral assemblage coding form of IGBA (see appendix 12), the third indicates the relative abundance of the mineral (appendix 13), the fourth gives the description of the shape of the mineral (appendix 14) and the last indicates whether the mineral is of secondary origin or is pseudomorphosed.

7) The next coding form is reserved mainly for comments. The first four characters indicate whether the samples possess a modal analysis, and whether the mineral has been studied optically or by microprobe or X-ray (appendix 16 to 20). The comments themselves may indicate whether the analysis has been published elsewhere (for example, in a thesis or in a paper), or may link analyses: for example, whether the

centre, border and matrix of the same pillow lava have been analyzed.
8) The last coding form permits the description and storage of trace elements and the method of analysis. The code of the analytical method is described by Roubault et al. (1968). In the present example if the Sr and Rb have been analyzed by atomic absorption and XRF respectively, this will be expressed as S R _ _ _ 0 1 5 2 A A A and R B _ _ _ 0 0 2 4 E F X .

Statistical presentation of the data file

The capacity and completeness of the data file

Since the published data are accompanied with few or many comments, most of descriptors are more or less filled. The completeness of each descriptor is given below:

- rock names 100%
- references 100%
- geographical location 99.99%
- major element analyses 80%
- stratigraphic and radiometric ages 80% (more than half given by the compiler)
- analytical method 60%
- petrography and mineralogy 60% (generalized description)
- detailed petrographic description 30%
- precise location with coordinates 5%
- altitude 2%
- other studies (optical, modal, etc.) 1%

Table 1 - Account of the OPHRA records according to the rock-names of the analyzed samples.

NAME	SAMPLE POPULATIONS	NAME	SAMPLE POPULATION
Basalt	1 777	Picrite	47
Gabbro	872	Troctolite	38
Diabase	388	Norite	37
Dolerite	345	Lamprophyre	35
Harzburgite	262	Plagiogranite	32
Lherzolite	259	Granophyre	31
Andesite	232	Labradorite	31
Péridotite	213	Euphotide	30
Serpentinite	197	Monchiquite	29
Amphibolite	165	Tuf	29
Eclogite	137	Tonalite	26
Dunite	136	Phonolite	25
Pyroxenite	134	Websterite	23
Rodingite	125	Ophicalcite	23
Spilite	115	Hyaloclastite	21
Diorite	112	Granodiorite	18
Rhyolite	98	Clinopyroxenite	17
Trondjheimite	88	Orthopyroxenite	15
Granite	82	Tephrite	13
Ferrogabbro	77	Micaschiste	12
Keratophyre	70	Volcanosédimentary sample	14
Trachyte	69	Anorthosite	11
Dacite	66	Basanite	11
Wehrlite	62	Ankaramite	9
Prasinite	53		

Table 2 - Account of the OPHRA records according to the geographical location of the analysed samples.

GEOGRAPHICAL LOCATION	SAMPLE POPULATION	GEOGRAPHICAL LOCATION	SAMPLE POPULATION
Italy without Alps	1 147	Chile	55
Cyprus	950	Taïwan	39
Turkey	845	Oregon	37
Yugoslavia	441	New Zealand	35
Syria	398	Colombia-Equator	36
French and Italian Alps	392	Australia	33
Iran	360	Norvege	22
Greece	339	Oman	18
Corsica	294	Quebec	16
Newfoundland	195	Soudic Arabia	11
California	190	Spain	14
Switzlerland	139	Borneo	7
Austria	132	Great Britain	3
Maroco	126	Japan	2
Guatemala	93		
Brittany	89		
New Caledonia	69		

Statistical analysis of the major element contents

Effusives and hypabyssal rocks

The abundance and behaviour of the major elements of effusive and hypabyssal rocks are identical for both rock types, as demonstrated by Marchal (1983). Means and standard deviations for the basalt, diabase and dolerite families and for the whole effusive and hypabyssal rocks are given in Tab. 3. Histograms for the major oxides are presented in Fig. 3.

Table 3 - Mean and standard deviation of the major elements in the basalt-dolerite -diabase set (n = 1580) and of the effusive and hypabyssal rocks as a whole (n = 2011).

Variable	Basalts - Dolerites - Diabases			Effusive and hypabyssal rocks		
	$\bar{x}$	σ	V	$\bar{x}$	σ	V
SiO_2	49.66	3.90	7.8 %	51.61	6.79	13.1 %
Al_2O_3	15.26	1.92	12.6 %	15.05	2.18	14.5 %
FeO_t	9.03	1.92	22.1 %	8.57	2.38	27.8 %
MgO	7.15	3.09	43.2 %	6.63	3.77	56.9 %
CaO	8.36	2.91	34.8 %	7.65	3.36	43.9 %
Na_2O	3.58	1.54	43.0 %	3.68	1.65	44.8 %
K_2O	0.57	0.74	129 %	0.63	0.88	139 %
TiO_2	1.25	0.69	55.2 %	1.15	0.70	60.7 %

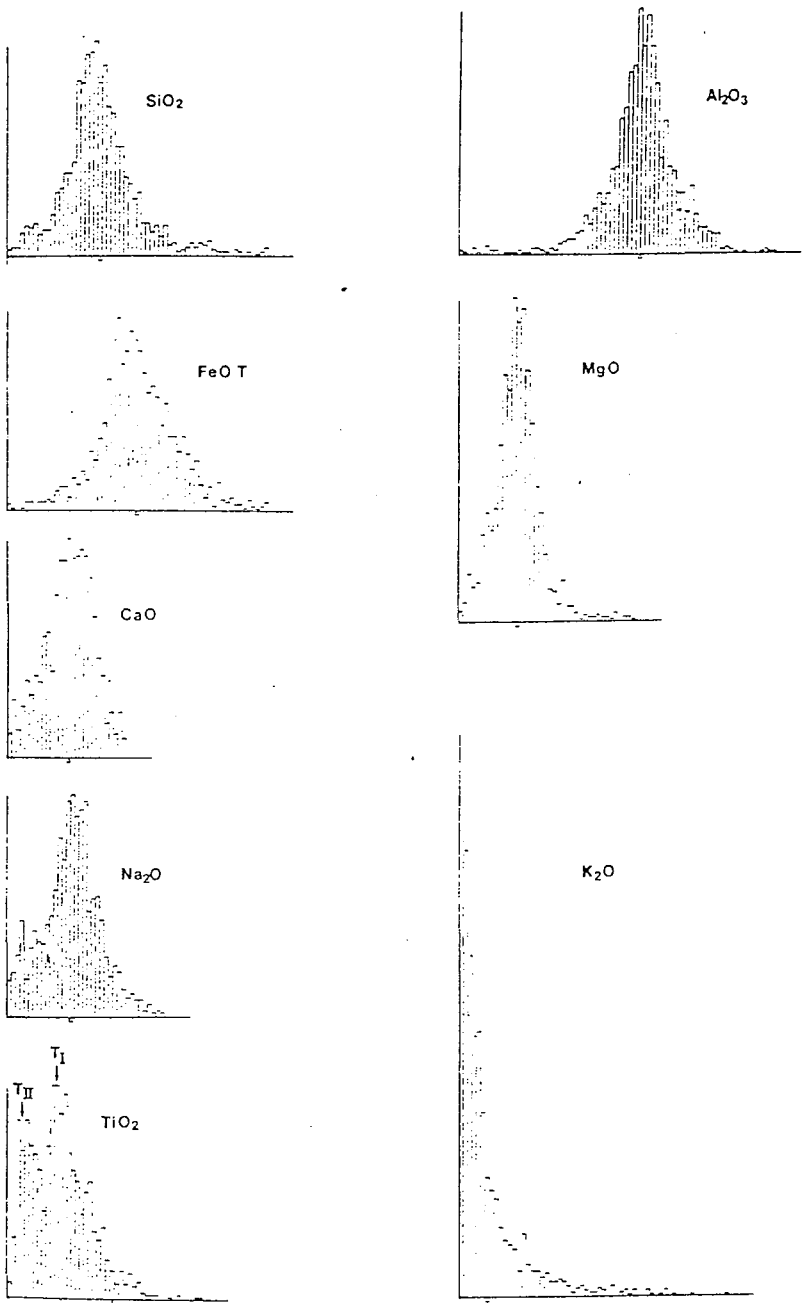


Fig. 3 - Major element frequency histograms for the ophiolitic effusive and hypabyssal rocks.

A clear bimodality is shown in the TiO_2 histogram, with maxima around .45 and 1.30 per cent; the very low potassium content of these rocks is shown. SiO_2, Al_2O_3, FeOt, and MgO exhibit well defined gaussian probability curves with maxima at 50.75, 15.12, 10.5 and 7.5 per cent respectively. The behaviour of CaO and Na_2O is more erratic, due mainly to secondary alteration processes such as spilitization.

The plutonic rocks

The basic plutonic rock family includes 835 gabbros, ferrogabbros, norites and euphotides. The chemical abundances are listed in Tab. 4. Large dispersion for TiO_2 and total FeO results from the presence in this group of ferrogabbros. Conversely, high MgO are restricted to troctolites and Ol-gabbros.

Table 4 - Mean and standard deviation of the major elements in the ophiolitic plutonic rocks of the gabbro family (n = 853).

VARIABLE	MEAN $\bar{X}$	STANDARD DEVIATION σ	VARIATION COEFFICIENT
SiO_2	48.08	4.69	9.7 %
Al_2O_3	16.16	3.97	24.5 %
FeO_t	7.42	3.80	51.1 %
MgO	9.57	4.76	49.7 %
CaO	11.65	3.96	34.0 %
Na_2O	2.21	1.51	70.1 %
K_2O	0.28	0.45	160 %
TiO_2	0.81	1.20	148 %

The acid differentiates are the least represented family in the data bank, due in part to their scarcity in ophiolitic complexes. The mean composition of 219 diorites, granophyres, trondhjemites, albitites and plagiogranites is given in Tab. 5. The large coefficient of variation is due to the heterogeneity of this family. The same may be true for the ultramafic rocks in which pyroxenites and peridotites are included (Tab. 6).

Chemical composition versus geographic location

Bimodality of some major elements suggests that the different populations may arise from the geographical location of the samples. Two main populations may be defined. (Rocci et al., 1975). The Student test (Hald, 1952), program written by Isnard (1982), confirms that significant differences in the major element composition of the two groups exist. The mean, sigma ratio and sample population permit the calculation of the significance levels of these differences.

Application of the Wilcoxon ranking method (Wilcoxon, 1945; program written by Piboule, 1979) indicates that TiO_2, Al_2O_3, SiO_2 exhibit the most striking differences between the two groups. Data for Na_2O, CaO, and K_2O must be treated cautiously, given their mobility during alteration (Tab. 7).

Table 5 - Mean and standard deviation of the major elements in the ophiolitic acid differentiates (n = 219).

VARIABLE	MEAN $\bar{X}$	STANDARD DEVIATION σ	VARIATION COEFFICIENT
SiO_2	65.45	8.93	13.6 %
Al_2O_3	14.37	2.71	18.8 %
FeO_t	4.94	3.02	61.1 %
MgO	2.69	2.82	105 %
CaO	4.61	3.01	65.3 %
Na_2O	4.20	1.85	44.1 %
K_2O	0.74	1.07	144 %
TiO_2	0.48	0.33	69.8 %

Table 6 - Mean and standard deviation of the major elements in the ophiolitic ultramafic rocks (n = 880).

VARIABLE	MEAN $\bar{X}$	STANDARD DEVIATION σ	VARIATION COEFFICIENT V
SiO_2	41.83	4.63	11.1 %
Al_2O_3	2.98	3.08	103.3 %
FeOt	7.84	1.67	21.3 %
MgO	35.54	7.48	21.1 %
CaO	3.16	4.16	132 %
Na_2O	0.26	0.44	169 %
K_2O	0.08	0.13	162 %
TiO_2	0.15	0.20	133 %

Table 7 - Results of a Student test between the means of the major elements of the effusive and hypabyssal rocks of the Tethyan Belt.

	BASALTS	ANDESITES	DOLERITES-DIABASES	EFFUSIVE AND HYPABYSSAL ROCKS	WESTERN MEDITERRANEAN (Type I)	EASTERN MEDITERRANEAN (Type II)
SiO_2	NO	NO	NO	YES(95%)	49.92(± 4.3)	51.28 (± 6.1)
Al_2O_3	YES(95%)	YES(90%)	YES(95%)	YES(99%)	16.10(± 1.8)	14.48 (± 2.1)
FeO_t	NO	YES(90%)	YES(95%)	NO	8.63(±2.2)	8.44 (± 1.8)
MgO	YES(95%)	NO	NO	NO	6.58(±2.4)	7.11 (± 4.6)
CaO	YES(95%)	NO	YES(95%)	YES(95%)	7.10(±3.0)	8.43 (± 3.2)
Na_2O	YES(95%)	YES(95%)	YES(95%)	YES(99%)	4.58(±1.6)	3.17 (± 1.6)
K_2O	YES(95%)	YES(90%)	NO	YES(90%)	0.52(±0.7)	0.67 (± 0.8)
TiO_2	YES(99%)	YES(95%)	YES(99%)	YES(99%)	1.65(±0.5)	0.89 (± 0.6)

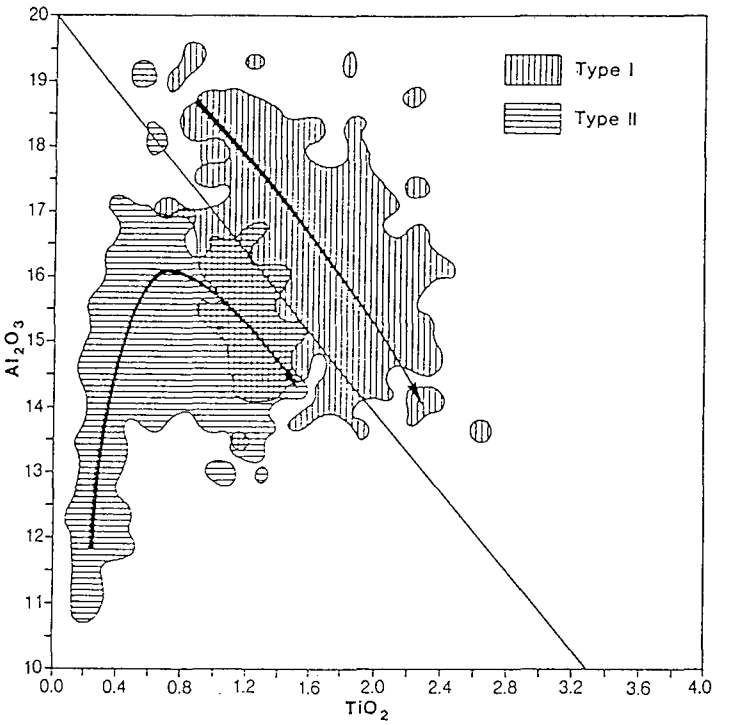


Fig. 4 - Al_2O_3 versus TiO_2 for the effusive and hypabyssal rocks. 85% of the type I samples lie to the right side of an empiric line defined by $y = -3x + 20$ while 82% of the type II samples lie to its left.

Petrogenetic implications of the two groups of ophiolites

Effusive and hypabyssal rocks

Since Miyashiro's (1973) pioneering study on the Troodos ophiolitic complex, it has become increasingly apparent that most ophiolites do not represent oceanic crust formed in mid-oceanic ridge systems (Rocci et al., 1975; Cann, 1976). Furthermore, the duality of low Ti and high Ti ophiolites corresponds respectively to the eastern and western Tethys. Using the step by step discriminant analysis programme MAHAL 3 (Piboule, 1979) or the DISCR programme (Isnard, 1982), we can calculate the mean and standard deviation of the chemical variables for each group and thus allocate individual samples to group I or to group II. The stepwise technique takes an increasing number of variables and determines at each step the proportion of samples which may be characterised by the variables. Since the process follows the law of diminishing returns a decision is made concerning the variables which most conveniently discriminate between the groups. The results of this procedure are shown below:

- TiO_2 77.9%
- TiO_2-Al_2O_3 83.1%

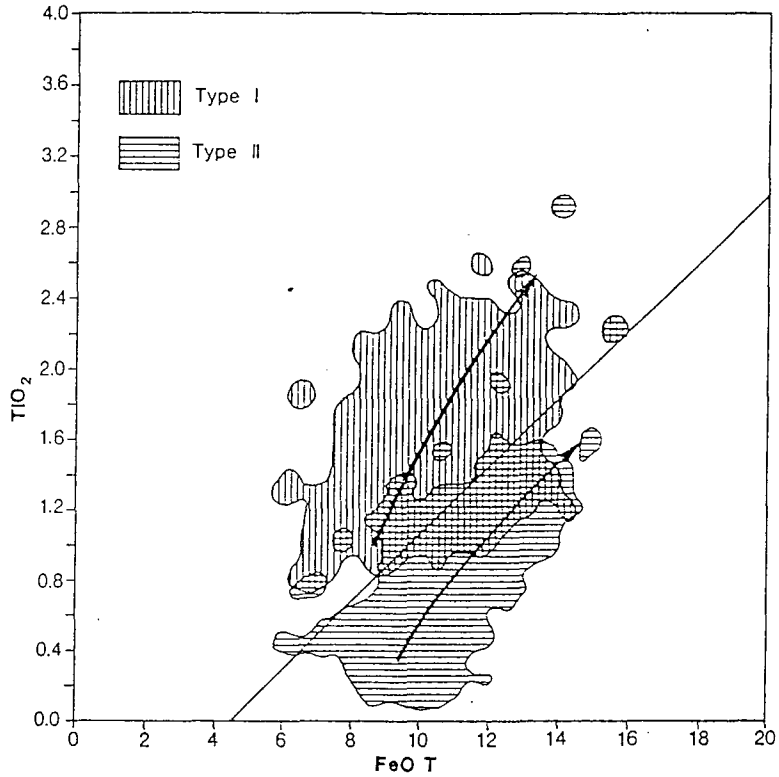


Fig. 5 - TiO_2 versus FeO_t for the effusive and hypabyssal rocks. 83% of the type I samples lie to the left side of an empiric line defined by y = 0.2 x - 1 while 81% of the type II samples lie to its right.

- TiO_2-Al_2O_3-FeO_t 85.2%
- TiO_2-Al_2O_3-FeO_t-MgO 86.7%
- TiO_2-Al_2O_3-FeO_t-MgO-Na_2O 86.8%
- TiO_2-Al_2O_3-FeO_t-MgO-Na_2O-SiO_2 86.6%

It appears clearly from these results that TiO_2, combined with Al_2O_3, FeO_t and MgO are the variables which best separate the two groups. The different diagrams proposed, some of them already used by several authors, clearly distinguish the two populations:

- Al_2O_3 versus TiO_2 (diagram proposed for Icelandic lavas by Sigvaldason in 1974) separates 85% of type I rocks from 82% of the type II rocks.
- TiO_2 versus FeO_t proposed in this study, separates 83% of type I samples from 81% of type II samples (Fig. 5).
- Miyashiro's (1973) TiO_2 vs FeO_t/MgO diagram separates 75% of type I samples from 90% of type II samples (Fig. 6).
- The other diagrams proposed in this paper TiO_2 vs MgO (Fig. 7), Al_2O_3 vs MgO (Fig. 8) and Al_2O_3 vs FeO_t (Fig. 9) separate respectively 82%, 95% and 71% of type I

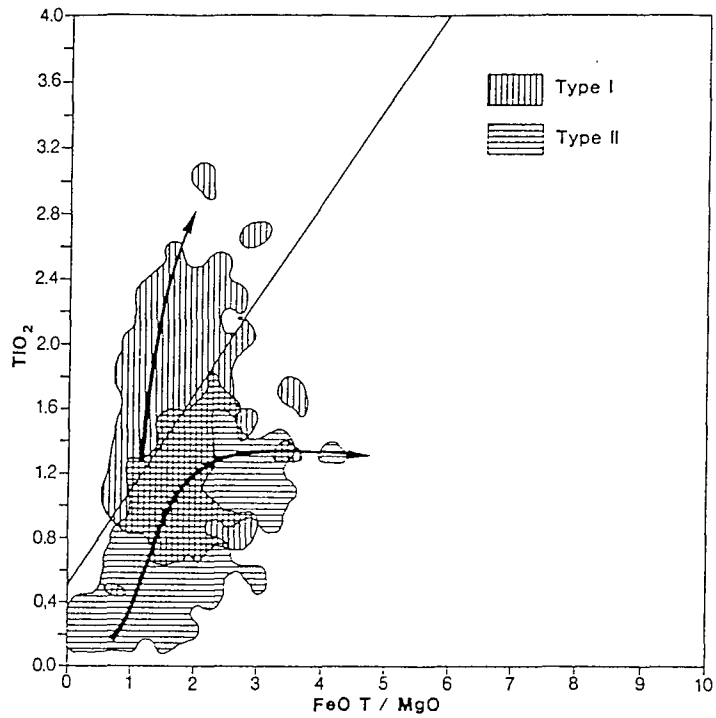


Fig. 6 - Miyashiro (1973) diagram: TiO_2 versus FeO_t/MgO for the effusive and hypabyssal rocks: 75% of the type I samples lie to the left side of an empiric line defined by y = 0.5 x + 0.5 while 90% of the type II samples lie to its right.

effusive and hypabyssal rocks from 73%, 71% and 65% of type II samples.

The diagrams of TiO_2 vs the mafic index IM (Wagner and Deer, 1939) - Fig. 10 - or the solidification index IS defined by Kuno et al. (1957) - Fig. 11 - clearly differentiate the two groups: respectively, 80 and 70% of type I samples are separated from 84 and 82% of type II samples.

Discrimination and evolution of the liquids

Each diagram indicates the evolutionary trends of the two groups. In most of Miyashiro's diagrams, the two trends lie parallel to the dividing line. TiO_2, the most significant element in the discrimination analysis, suggests an island-arc origin for the liquids (Fig. 5). However, type II does not exhibit a true calc-alkaline trend. In Fig. 5 the eastern ophiolites show a slight iron enrichment with respect to TiO_2, coupled with a marked decrease in MgO (Fig. 7). On the contrary, western ophiolitic lavas are strongly enriched in FeO_t and TiO_2 (Fig. 4) but are slightly depleted in MgO (Fig. 7). Type I lavas show either a small Al_2O_3 decrease for low MgO contents (Fig. 8) or strong FeO_t (Fig. 9) and TiO_2 (Fig. 4) enrichment. On the contrary, Al_2O_3 increases strongly and then decreases with respect to TiO_2

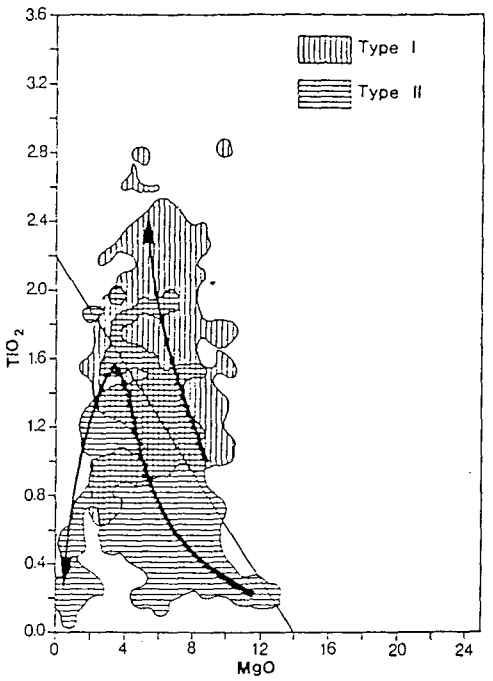


Fig. 7 - TiO_2 versus MgO for the effusive and hypabyssal rocks: 82% of the type I samples lie to the right side of an empiric line defined by y = -0.16 x + 2.2 while 73% of the type II samples lie to its left.

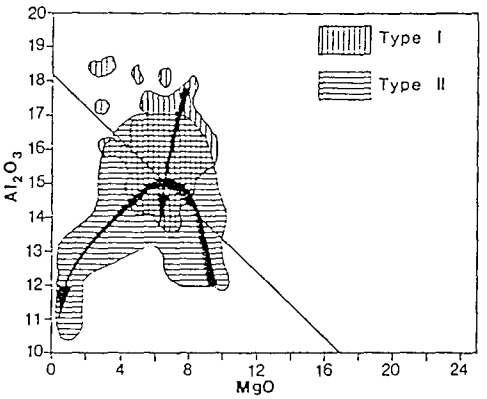


Fig. 8 - Al_2O_3 versus MgO for the effusive and hypabyssal rocks. 95% of the type I samples lie to the right of an empiric line defined by y = -0.5 x + 18 while 71% of the type II samples lie to its left.

in type II ophiolitic effusive and hypabyssal rocks (Fig. 4). Similar behaviour may be observed on the Al_2O_3 vs FeO_t (Fig. 9) diagram; the opposite behaviour may be ob-

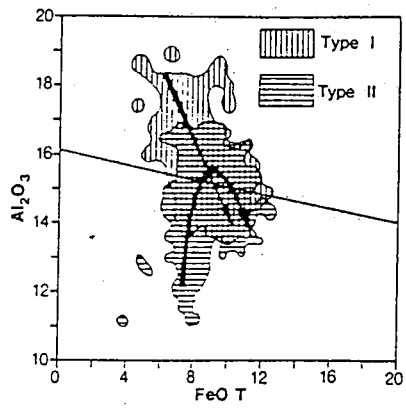


Fig. 9 - Al_2O_3 versus FeO_t for the effusive and hypabyssal rocks. 71% of the type I samples lie to the right of an empiric line defined by $y = 0.2\ x + 17$ while 65% of the type II samples lie to its left.

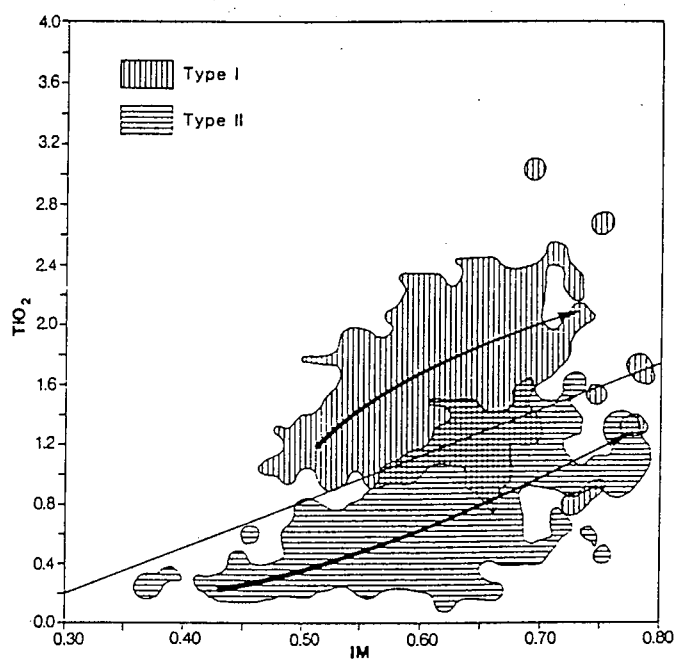


Fig. 10 - TiO_2 versus Mafic Index (as defined by Wager and Brown, 1939) for the effusive and hypabyssal rocks: 80% of the type I samples lie to the left side of an empiric line defined by $y = 3\ x - 0.7$ while 84% of the type II samples lie to its right.

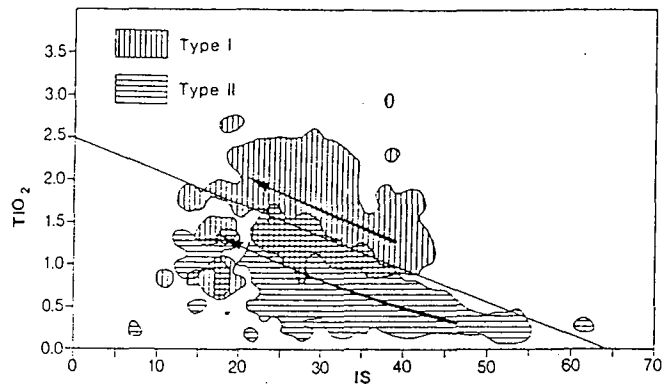


Fig. 11 - TiO_2 versus Solidification Index (as defined by Kuno et al., 1957) for the effusive and hypabyssal rocks: 70% of the type I samples lie to the right side of an empiric line defined by y = - 0.04 x + 2.5 while 82% of the type II samples lie to its left.

served on the Al_2O_3 versus MgO diagram (Fig. 8). In summary, both series show a TiO_2 increase during differentiation (Figs. 10 and 11). Nevertheless, some different variation trends may be distinguished.

In type I:

- TiO_2 and FeO_t increase steadily during differentiation.
- MgO decreases slightly.
- Al_2O_3 varies between 19 and 14%, implying the early appearance of plagioclase as a liquidus phase.
- The high incompatible element concentrations associated with low FeO/MgO variability may be explained by near equilibrium conditions of crystallization within the magma chamber (O'Hara, 1977).

In type II:

- FeO/MgO exhibits great variability.
- TiO_2 is always low, usually less than 1.2%.
- MgO varies greatly, FeO shows a low enrichment during differentiation.
- Al_2O_3 increases and reaches 16%, and then decreases. This behaviour may be related to the later crystallization of plagioclase compared to type I. However, this type shows a slight FeO and TiO_2 enrichment and may be more readily compared with low K tholeiites (Jakes and White, 1971) than with the calc-alkaline system, even if some complexes show more pronounced calc-alkaline trends - e.g. the Vourinous (Beccaluva et al., in press).

Comparison of the two TiO_2 histograms suggests that each group exhibits a tri-modal distribution (Fig. 12). However, it must be noted that for a given TiO_2 range, volcanic rocks are classified into type I or type II rocks whatever their degree of evolution. For example, in type II ophiolites, the group with very low TiO_2 contents includes low-Ti basalts, picrites, andesites and rhyolites. For these reasons, volcanic rocks are further divided according to their SiO_2 contents, following an initial TiO_2 based classification. The different subtypes thus selected are basalts and basaltic andesites with $46\% < SiO_2 < 56\%$. It appears that all show low FeO_t/MgO ra-

Table 8 - Mean and standard deviation of the major elements of the sub-types of the two main groups of ophiolites according to their TiO_2 contents.

	TYPE I						TYPE II					
	I_A		I_B		I_C		II_A		II_B		II_C	
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
SiO_2	49.85	2.21	51.12	2.42	50.61	2.14	50.51	2.45	51.21	2.34	51.28	2.13
TiO_2	1.31	0.28	1.91	0.10	2.44	0.36	1.39	0.53	0.6	0.13	0.28	0.07
Al_2O_3	16.39	1.73	15.66	1.15	15.17	1.43	14.99	1.31	15.17	1.35	13.48	1.86
FeO_t	8.03	1.55	8.93	1.32	9.77	2.09	9.84	1.35	8.00	1.11	7.71	0.82
MnO	0.15	0.07	0.17	0.07	0.19	0.07	0.18	0.08	0.15	0.06	0.15	0.04
MgO	6.81	1.98	6.14	1.62	6.04	1.54	5.81	3.49	7.06	1.65	9.31	2.87
CaO	7.62	2.63	6.77	2.22	6.19	2.71	7.84	2.63	8.62	2.69	9.04	2.34
Na_2O	4.47	1.26	4.88	1.14	5.09	1.15	4.05	1.24	3.07	1.30	2.04	1.45
K_2O	0.55	0.67	0.32	0.45	0.37	0.56	0.49	0.60	0.63	0.77	0.68	0.94
FeO_t/MgO	1.18	-	1.45	-	1.61	-	1.69	-	1.13	-	0.83	-
n	321		111		88		360		278		132	

tios (Tab. 8). Sub-types A and B of type I show significant differences in the TiO_2 content for a narrow variation in FeO/MgO. Type I_C is more evolved as shown by the higher FeO/MgO ratio. In type II, it must be noted that II_C is the more magnesian and silicic and has the lowest Al_2O_3 content. Subtype II_A exhibits a similar composition to type I_C, except for the TiO_2 contents, or to sub-type I_A, except for the Al_2O_3 contents and the FeO/MgO ratio. These rocks occur mainly as dykes intruding into the Taurus ophiolitic complexes (De Graciansky, 1972; Juteau, 1975) but are also found cutting the amphibolitic basement (Çakir et al., 1978) and are present in the Dinarides and Hellenides systems where they occur with low and very low TiO_2 lavas (Bebien et al., 1980; Karamata et al., 1980).

Comparison with present-day volcanics

Comparison of the data for all the effusive and hypabyssal rocks described here with present-day volcanics (Tab. 9) suggests clear analogies between type I (olivine tholeiites) and mid-ocean ridge basalts (MORB) and between type II (quartz tholeiites) and island arc basalts. The different subtypes presented in the preceding section may be compared with different, specific environments. Subtype I_A shows distinct similarities to normal ridge sections, whereas II_B has more affinity with transitional (T) or enriched (E) MORB (cf. Schilling et al., 1983). This conclusion is supported by trace element studies (Venturelli et al., 1981). Subtype II_C is more compatible with evolved rocks such as ferrobasalts from fast spreading ridges (Kay et al., 1970; Byerly et al., 1976; Perfit and Fornari, 1983) as indicated by their higher FeO/MgO ratios and high FeO contents (up to 14%). While subtype II_C is compositionally more similar to type I than type II rocks, its association with low-Ti and very low-Ti basalts suggests that these rocks may represent basalts erupted in marginal seas. Subtype II_B represents the low K tholeiites from island arcs whilst subtype II_A with very low TiO_2 contents bear some resemblance to boninites (Cameron et al., 1979; 1980; see the discussion in the paper of Beccaluva et al., in press). All these differences may be compared with the evolution of the plutonic rocks.

The plutonic sequences

The plutonic rocks from the ophiolitic complexes may be generally subdivided in-

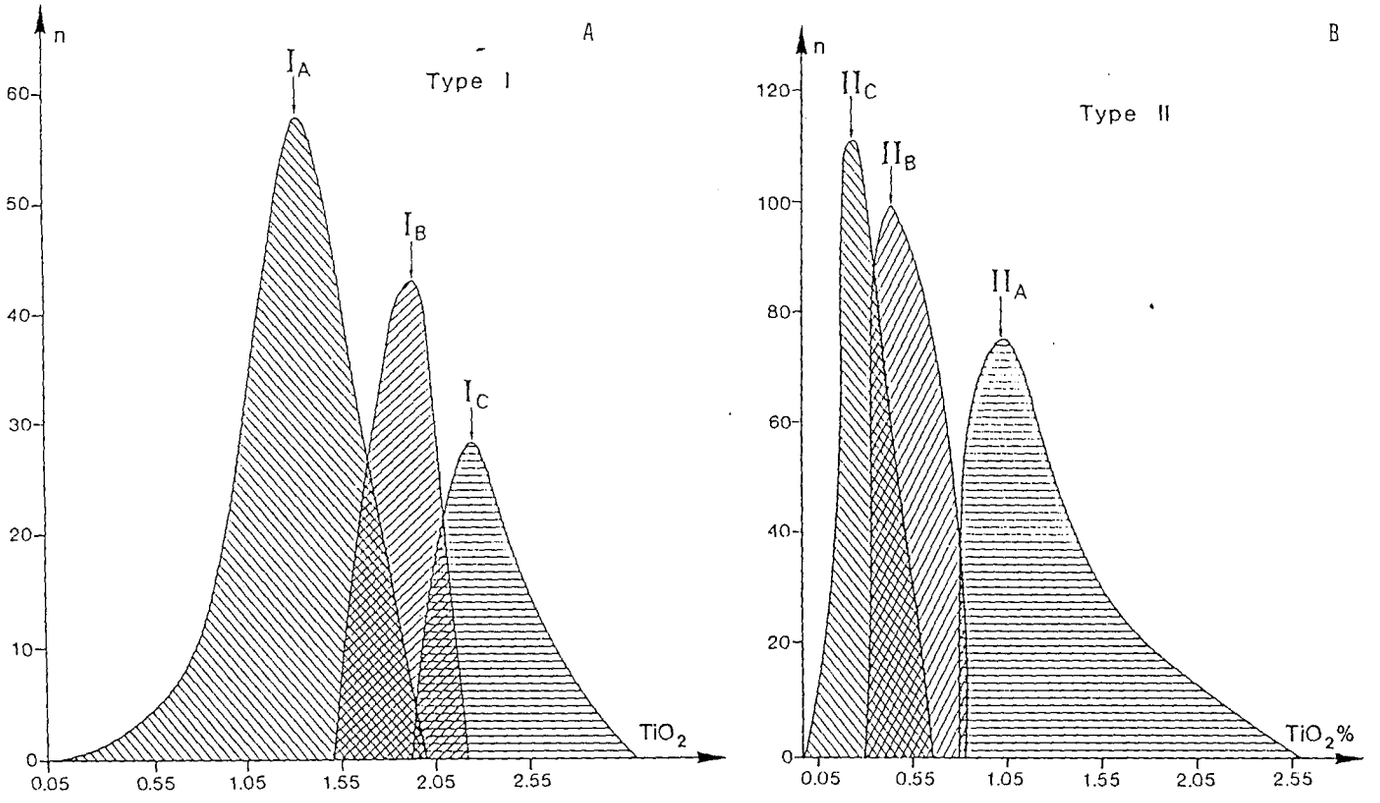


Fig. 12 A and B - TiO_2 frequency histograms fro the two populations of effusive and hypabyssal rocks.

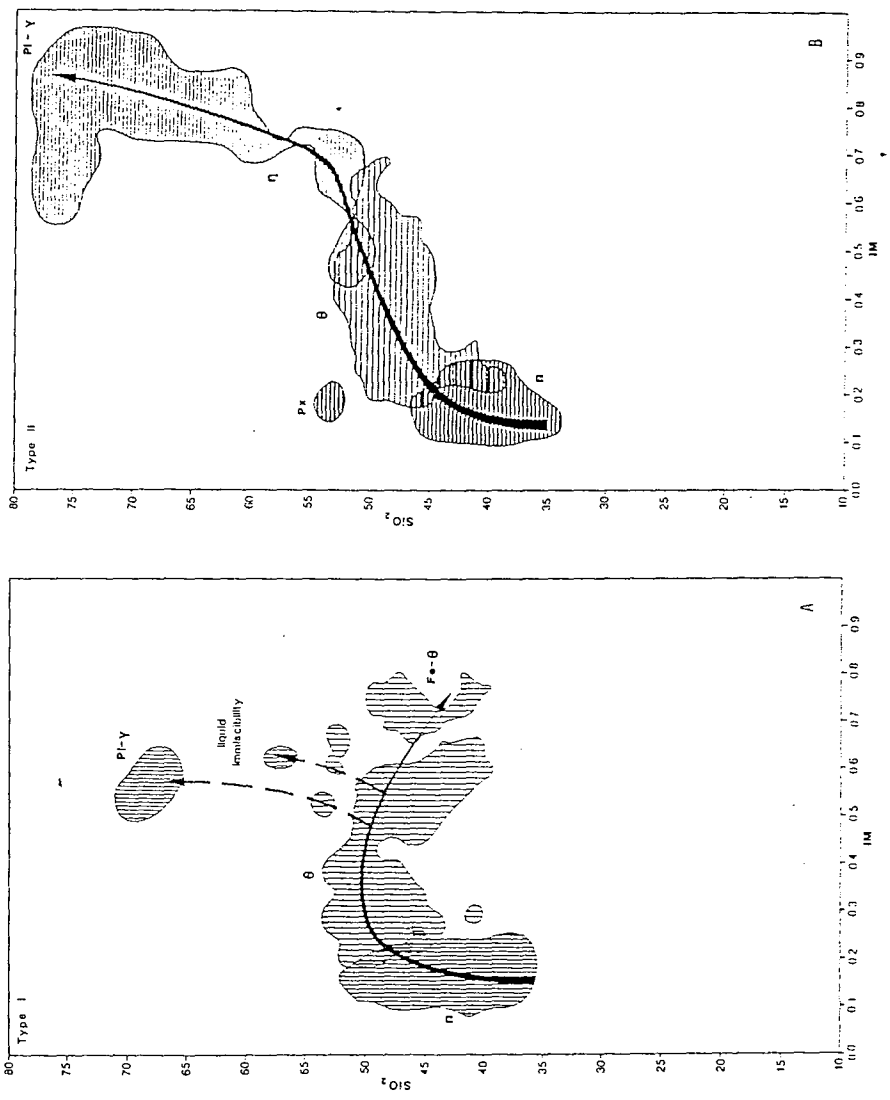


Fig. 13 A and B - SiO_2 versus Mafic Index for the plutonic rocks.

to mantle rock sequences, representing residues after partial melting, cumulates evolving from ultramafic to gabbroic compositions and non-cumulate rocks such as isotropic gabbros and acid differentiates (Coleman, 1977). The mean compositions of the different rock types are listed in Tabs. 4, 5 and 6. The discrimination between gabbroic rocks of the two types, indicated by the step by step program, is given by the following major elements:

- Na_2O	with	75.6%	of "well classified"
- Na_2O-SiO_2		80.6%	
- Na_2O-SiO_2-TiO_2		82.2%	
- Na_2O-SiO_2-TiO_2-CaO		80.2%	
- Na_2O-SiO_2-TiO_2-CaO-FeO_t		81.5%	
- Na_2O-SiO_2-TiO_2-CaO-FeO_t-MgO		80.5%	

Given these results it should not be too difficult to discriminate plutonic rocks of both types with binary diagrams, such as TiO_2 versus FeO, or to plot the different major elements against the mafic index. A behavioural study of major elements vs the mafic index has been employed to characterize the evolution of the two most representative complexes for both types: e.g. Corsica for type I and Vourinos for type II (Ohnenstetter et al., 1979). Using this method, the TiO_2 vs mafic index was employed by Serri (1981) to discriminate other ophiolite complexes. In the SiO_2 vs IM diagram (Fig. 13) the behaviour of the two plutonic suites may be different. In type I, silica increases from peridotites (▽) to gabbros (⊖) and then decreases as the evolution reaches the ferrogabbros (Fe-⊖). It must be pointed out that leucocratic differentiates comprising mainly albitite and Pl-granites (Pl-γ), defined following Coleman and Peterman (1975) and Ohnenstetter and Ohnenstetter (1980), have the same mafic indexes as evolved gabbros and ferrogabbros. The liquid immiscibility process is the most likely phenomenon responsible for the division of Fe-rich magmas from Si enriched liquids. This process has been most marked in the Corsican ophiolites (Ohnenstetter et al., 1979; Ohnenstetter and Ohnenstetter, 1980) and are in agreement with the experimental work of Dixon and Rutherford (1979). On the contrary, silica increases regularly from peridotites towards plagiogranites in type II ophiolites. It must be noted that on this diagram the pyroxenites (Px) are clearly defined as type II rocks. The behaviour of the two suites is also different with respect to the iron (Fig. 14) and titanium (Fig. 15) trends. Type I follows the Fenner trend with Fe and Ti enrichment while type II follows the Bowen trend with silica enrichment coupled with Fe and Ti loss. In all these diagrams, the immiscibility phenomenon may be clearly discerned at the end of the differentiation. As has been shown for the Corsican and Vourinos ophiolites, Al_2O_3 increases more rapidly in type I plutonic rocks; this may be due to the early precipitation of plagioclase leading to troctolitic and Ol-gabbros; on the other hand, type II rocks exhibit high CaO maxima for low mafic indices. This behaviour may also be shown in the Al_2O_3-FeO_t-MgO triangle (Fig. 16) following Besson and Fonteilles (1974) and may be due to the early appearance of pyroxene and the later precipitation of plagioclase. In the Besson and Fonteilles's diagram, the more depleted character of the western Mediterranean peridotites compared with the Al_2O_3 enriched peridotites from the western Mediterranean is shown, in agreement with the different mantle material: lherzolitic in the western realms, harzburgitic in the eastern (Nicolas and Jackson, 1972). The early appearance of Pl in type I is indicated by the field of troctolitic gabbros with high Al_2O_3 vs low FeO and MgO contents; the iron enrichment is also marked. Conversely, the plutonic rocks from type II evolve from peridotites towards diorites (n) and plagiogranites along the calc-alkaline trend defined by Besson and Fonteilles (1974).

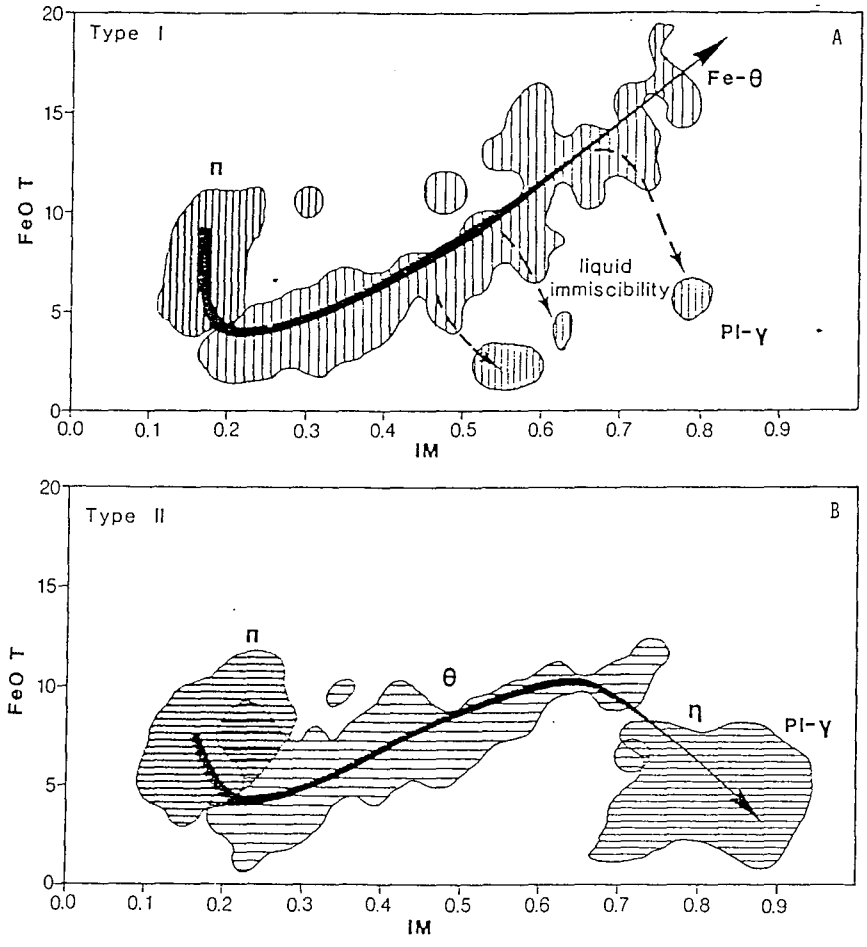


Fig. 14 A and B - FeO_t versus Mafic Index for the plutonic rocks.

Towards an ophiolite classification

The diversity of ophiolites has been illustrated in several ways: by petrographic studies (Rocci et al., 1975; Church and Riccio, 1977; Ohnenstetter et al., 1979); on geochemical evidence (Pearce, 1975; 1980; Rocci et al., 1980; Shervais, 1982) and trough the internal structure of the complexes (Ohnenstetter, 1980; 1982; Nicolas and Violette, 1982). An island arc origin has been proposed by Miyashiro (1973). It appears that most ophiolites are not representative of mid-ocean ridge systems (Cann, 1976) and that the most well preserved ophiolites are derived from marginal basins and are related to arc magmatism and most probably to fore-arc magmatism (Beccaluva et al., 1979). The coupled ophiolitic liquids and cumulates classification given in Tab. 10 (following Ohnenstetter, 1982), clearly differentiate type I,

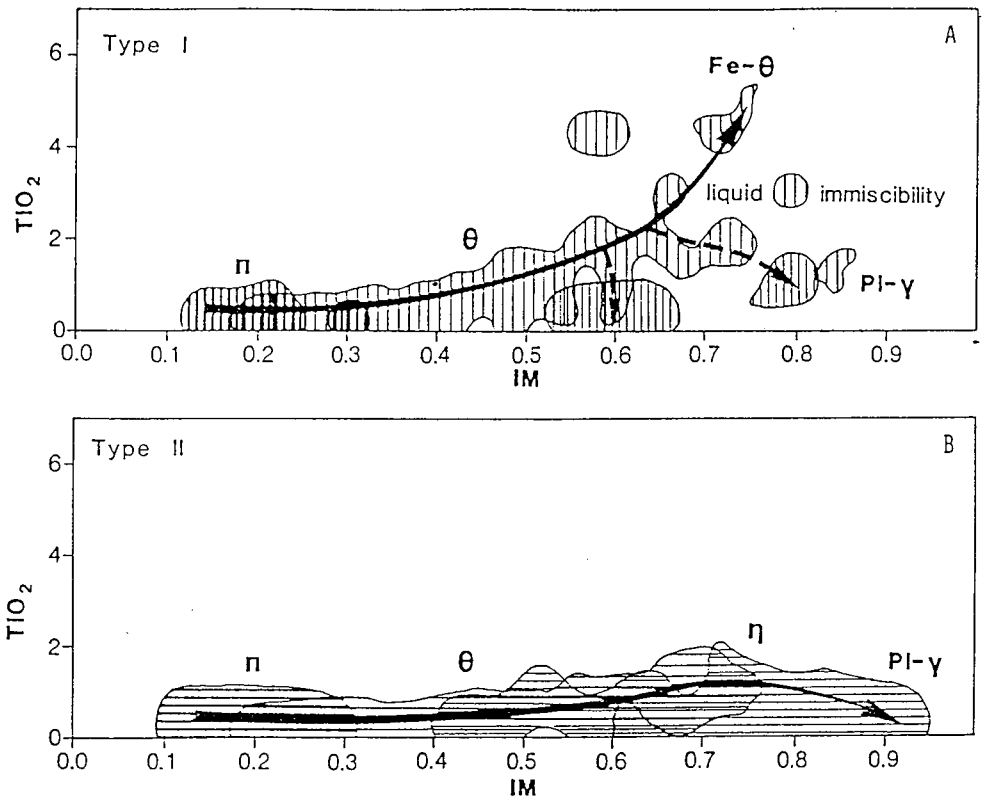


Fig. 15 A and B - TiO_2 versus Mafic Index for the plutonic rocks.

the western Tethys ophiolites, from type II, the eastern ones, by the composition of the liquids and the predominance of Pl or pyroxenes as early crystallizing phases. The main duality has been well demonstrated by the different behaviours of the analyzed liquids stored in the data file. Type II has been tentatively split into thee subtypes ranging from highly depleted (II_A) to lavas with MORB affinity (II_C). The chemical character of these different subtypes may be easily compared with the different crystallization orders and with the increasingly depleted nature of the upper mantle in arc systems.

Conclusions

The building up of a data bank concerning the chemical characteristics of the ophiolites in the world allows rapid inter-comparison of the different complexes and characterisation of their evolutionary trends. The main classifications compare ophiolites related to mid-oceanic ridge systems with those formed in island arc marginal basins systems. More detailed studies could be undertaken using the data

656

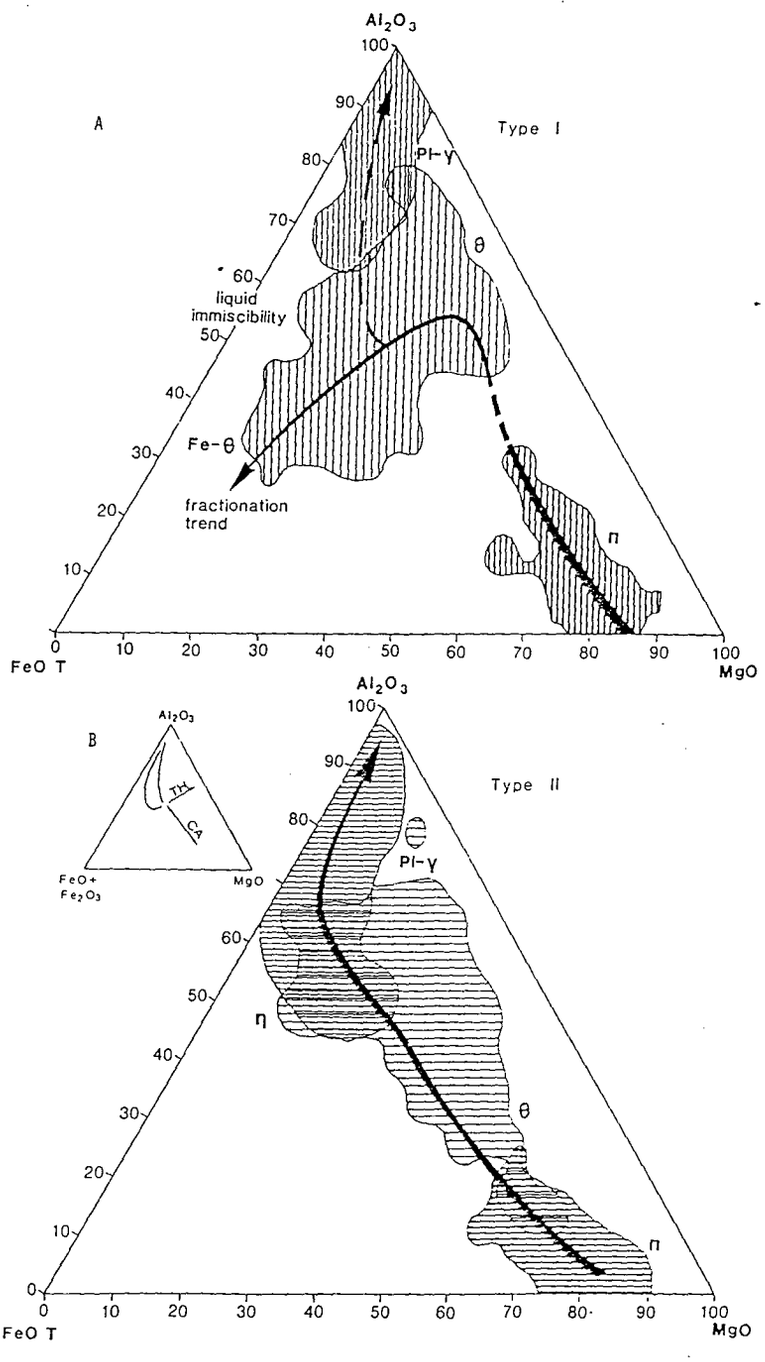


Fig. 16 A and B - Besson and Fonteilles (1974) diagram for the plutonic rocks. The calc-alkaline and tholeiitic trends are drawn on the sketch diagram.

Table 9 - Mean, Standard deviation of the major element and normative composition of the effusive and hypabyssal rocks of the OPHRA file as compared with present-day tholeiites

ELEMENTS	1 M	1 SD	2 M	2 SD	3 M	3 SD	4 M	4 SD	5 M	5 SD	6 M	6 SD
SiO_2	49.77	2.78	49.81	3.29	49.42	0.85	49.95	1.24	48.40	2.00	50.72	1.08
Al_2O_3	16.05	1.70	14.57	2.09	15.41	1.56	17.30	1.81	16.89	1.40	14.19	1.17
FeOt	8.63	1.90	8.72	1.51	9.76	1.59	9.88	1.85	8.77	1.28	12.51	1.82
MnO	0.22	0.45	0.16	0.06	0.16	0.06	0.17	0.02	0.16	0.05	0.19	0.08
MgO	6.62	2.01	7.63	4.53	8.07	1.87	6.06	1.72	7.80	1.79	5.73	1.77
CaO	7.35	2.84	8.88	2.73	10.98	1.40	10.98	1.50	11.15	1.64	9.43	1.32
Na_2O	4.54	1.32	3.03	1.46	2.65	0.39	2.03	0.71	2.82	0.76	2.68	0.48
K_2O	0.50	0.67	0.68	0.79	0.33	0.51	0.33	0.13	0.28	0.18		
TiO_2	1.64	0.52	0.91	0.65	1.58	0.52	0.90	0.36	1.31	0.43	2.15	0.94
P_2O_5	0.25	0.15	0.13	0.18	0.19	0.17	0.13	0.09	0.12	0.07	0.38	0.34
n	568		688		100		35		65		97	
CIPW NORM												
quartz	0.0		1.0									
orthose	3.1		4.0									
albite	38.7		26.8									
anorthite	21.8		23.3									
diopside	9.6		14.4									
hyperstene	3.5		21.4									
olivine	13.1		0.0									
ilménite	3.1		1.7									
magnétite	2.2		2.2									

1 - Effusive and hypabyssal rocks of the western area of the Mediterranean: Type I ($40\% < SiO_2 < 56\%$)
2 - Effusive and hypabyssal rocks of the eastern area of the Mediterranean: Type II ($40\% < SiO_2 < 56\%$)
] OPHRA file

3 - Abyssal tholeiite. 4 - Low-K tholeiites
5 - Marginal basins tholeiites. 6 - Continental tholeiites
] References M. Piboule (1979)

Table 10 - A) Petrographical classification of the cumulates based on the crystallization order. B) The nature of the associated liquids (after M. Ohnenstetter, 1982).

A

CRYSTALLIZATION ORDER	ol-pl-cpx-opx	ol-cpx-pl-opx	ol-cpx-opx-pl	ol-opx-cpx-pl	
		Diopsidpseridotitisches Verlatitgneyreif	Pyroxenitisches V.	Enstatitperidotitisches V.	Böttcher 1969
	Type I (Tholeiitic)	Type II (Pyroxenitic)			Rocci & Ohnenstetter 1975
	Class D	B	C	A	Church & Riccio 1977
	Type I	II-A	II-B	II-C	This study
CUMULATE	Pl-dunite Pl-wehrlite troctolite Ol-gabbro gabbro Mt-gabbronorite ferrogabbro leucoferrogabbro albitite	dunite ± chromitite wehrlite clinopyroxenite Ol-gabbro gabbronorite Mt-gabbronorite diorite granophyre	dunite±chromitite wehrlite websterite gabbronorite Q-diorite granophyre	dunite±chromitite wehrlite±Pl orthopyroxenite norite Q-norite-gabbro Q-diorite granophyre	

B

LIQUID	Type I High TiO_2 Ol-Tholeiite (MORB)	Type II mainly Q-Tholeiite (with C.A. affinity) Low TiO_2		Rocci & Ohnenstetter 1975
	High Ti β	Low Ti β		Sun & Nesbitt 1978
	OFT	IAT	boninitic affinity	Beccaluva & al 1979
	High TiO_2 (HT)	Low TiO_2 (LT)	Very Low TiO_2 (VLT)	Bébien & al. 1980
	High HFS.E.	Low HFS.E.	Very Low HFS.E.	This study

Symbols: ol = olivine; pl = plagioclase; cpx = clinopyroxene; opx = orthopyroxene.

file. The international working group on ophiolites will obtain a copy of the data bank during 1984. We hope that the OPHRA data bank will be useful for the IGCP scientists, and that each will find the relevant data for his particular studies.

Acknowledgements

Thanks are due to Mrs. M. Sarre, Mr. G. Dreux and Mr. E. Boymond (EDTA team of CRPG) for their help in computer programs and automatic drawings, to Mrs. A.L. Monteragioni (CRPG) for the manuscript typing, to Mr. A. Legros (CRPG) for the drawings, to Mr. J. Gorau (CRPG) for the photographs and to Mr. A. Aplin (University of London, Imperial College, Sheffield) for aid in translation.

Bibliography

Bary Ch. de, 1974. Conception et réalisation d'un logiciel de gestion et d'interrogation d'une banque de données géologiques. Thèse Nancy, Sci. de la Terre, Série Informatique Géologique, Mém., 3, 177 p.

Bébien J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. and Vergely P., 1980. Diversity of the Greek ophiolites: birth of oceanic basins in transcurrent systems. Ofioliti, Special Issue, Tethyan ophiolites (G. Rocci, Ed.), 2: 129-177.

Beccaluva L., Ohnenstetter D. and Ohnenstetter M., 1979. Geochemical discrimination between ocean floor and island arc tholeiites; application to some ophiolites. Canad. J. Earth Sci., 16: 1874-1882.

Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. and Paupy A., 1984. Two magmatic series with island arc affinities within the Vourinos ophiolite. Contrib. Mineral. Petrol. (in press).

Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. and Venturelli G., 1977. The trace element of Corsican ophiolites. Contrib. Mineral. Petrol., 64: 11-31.

Besson M. and Fonteilles M., 1974. Relations entre les comportements contrastes de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéiitiques et calco-alcalines. Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., 27: 445-449.

Byerly G.R., Melson W. and Vogt P.R., 1976. Rhyodacites, andésites, ferrobasalts and ocean tholeiites from the Galapagos spreading center. Earth Planet. Sci. Lett., 30: 215-221.

Çakir U., Juteau T. and Whitechurch H., 1978. Nouvelles preuves de l'écaillage intraocéanique précoce des ophiolites téthysiennes: les roches métamorphiques infra-péridotitiques du massif de Pozanti-Karsanti (Turquie). Bull. Soc. Géol. Fr., 20: 61-70.

Cann J.R., 1976. Most ophiolites are not pieces of ocean crust. multigr., 6 p.

Cameron W.E., Nisbet E.G. and Dietrich V.J., 1979. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts. Nature, 280: 550-553.

Cameron W.E., Nisbet E.G. and Dietrich V.J., 1980. Petrographic dissimilarities between ophiolitic and ocean-floor basalts. In: A. Panayiotou (Ed.), Ophiolites, Proceed. Intern. Ophiolite Symp., Cyprus 1979, p. 182-192.

Chayes F., Groetsch G., Li Sh. and Possolo A., 1982. The IGBA data base for igneous petrology. Carnegie Inst. Washington Year Book, 81: 316-319.

Chruch W.R. and Riccio L., 1977. Fractionation trends in the Bay of Islands ophiolite of Newfoundland: polycyclic cumulate sequences in ophiolites and their classification. Can. J. Earth Sci., 14: 1156-1165.

Coleman R.G., 1977. Ophiolites, Ancient oceanic lithosphere? Springer, New York, 229 p.

Coleman R.G. and Peterman Z.E., 1975. Oceanic plagiogranite. J. Geophys. Res., 80: 1099-1108.
Dixon S. and Rutherford M.J., 1979. Plagiogranites as late stage immiscible liquids in ophiolite and mid-ocean ridge suites: an experimental study. Earth Planet. Sci. Letters, 45: 15-60.
Graciansky P.C. de, 1972. Recherches géologiques dans le Taurus Lycien occidental. Thèse, Orsay, 762 p.
Grandclaude Ph., 1977. Nature and structure of the information in the Earth Science. Some theoretical and practical (files and data banks) aspects. Sci. de la Terre, Série Informatique Géologique, 10: 3-40.
Hald A., 1952. Statistical theory with engineering applications. In a Wiley publication in applied statistics. New-York.
Isnard P., 1982. Etude chimique du Massif granitique du Sidobre (Tarn). Contribution à la méthodologie d'étude des grands échantillonnages. Sci. de la Terre, Mém., 41, 419 p.
Jakes P. and White A.J.R., 1971. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Am. Bull., 83: 29-40.
Juteau T., 1975. Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. Sciences de la Terre, Mem., 32, 692 p, (thèse).
Karamata S., Majer V. and Pamić J., 1980. Ophiolites of Yugoslavia. Ofioliti, Special Issue, Tethyan ophiolites (G. Rocci, Ed.), 1: 105-125.
Kay R., Hubbard N.J. and Gast P.W., 1970. Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. J. Geophys. Res., 75: 21-53.
Kuno H., Yamasaki K., Ida C. and Nagashima K., 1957. Differentiation of Hawaiian magmas. Jap. J. Geol. Geogr., 28: 179-218.
Marchal M., 1983. La banque de données géochimiques OPHRA (Ophiolites et roches associées). Thèse 3ème cycle, Université de Nancy, 290 p.
Miyashiro A., 1973. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. Earth Planet. Sci. Lett., 19: 218-224.
Nicolas A. and Jackson E.D., 1972. Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée: implications géotectoniques. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 52: 479-495.
Nicolas A. and Violette J.F., 1982. Mantle flow at oceanic spreading centers: models derived from ophiolites. Tectonophysics, 81: 319-339.
O'Hara M.J., 1977. Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber. Nature, 266: 503-507.
Ohnenstetter M., 1980. Sur la signification des sutures ophiolitiques en fonction de leurs caractères structuraux. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 291: 741-743.
Ohnenstetter M., 1982. Importance de la nature et du rôle des discontinuités au sein des ophiolites lors du développement d'un orogène. Thèse d'Etat, Université Nancy I, 588 p.
Ohnenstetter D. and Ohnenstetter M., 1980. Comparison between Corsican albitites and oceanic plagiogranites. Arch. Sci. Genève, 33: 202-220.
Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Paupy A. and Rocci G., 1979. La diversité des ophiolites: importance de la nature du fractionnement et conséquences métallogéniques. In "Facteurs contrôlant les minéralisations sulfurées du Nickel". Mémoire du BRGM, 97: 47-61.
Pearce J.A., 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus. Tectonophysics, 25: 41-68.

Pearce J.A., 1980. Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. In: A. Panayiotou (Ed.), Ophiolites, Proceed. Intern. Ophiolite Symp., Cyprus 1979, p. 261-272.

Peccerillo A. and Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58: 63-81.

Perfit M.R. and Fornari D.J., 1983. Geochemical studies of abyssal lavas recovered by DSRV Alvin from eastern Galapagos rift, Inca transform, and Ecuador rift. 2. Phase chemistry and crystallization history. J. Geophys. Res., 88: 10530-10550.

Piboule M., 1979. L'origine des amphibolites: approche géochimique et mathématique. Application aux amphibolites du Massif Central Français. Thèse, Unitersité Claude Bernard, Lyon I.

Rocci G., Ohnenstetter D. and Ohnenstetter M., 1975. La dualité des ophiolites téthysiennes. Pétrologie, 1: 172-174.

Roubault M., La Roche H. de and Govindaraju K., 1968. Rapport (1966-1968) sur les standards géochimiques: granites Gr, Ga, GH; basalte BR, biotite ferrifère mica-Fe: phlogopite mica-Mg. Sci. de la Terre, 13 (4): 379-404.

Schilling J.G., Zajac M., Evans R., Johnson T., White W., Devine J.D., Kingsley R., 1983. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic ridge from 29°N to 73°N. Am. J. Sci., 283: 510-586.

Serri G., 1981. The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. Earth Planet. Sci. Lett., 52: 203-212.

Shervais J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Planet. Sci. Lett., 59: 101-118.

Sigvaldason G.E., 1974. Basalts from the centre of the assumed Icelandic mantle plume. J. Petrol., 15: 497-524.

Venturelli G., Thorpe R.J. and Potts P.J., 1981. Rare earth and trace element abundances in some ophiolitic metabasalts from the Alpine-Apennine belt. Earth Planet. Sci. Lett., 53: 109-123.

Wager L.R. and Deer W.A., 1939. Geological investigations in East Greenland. III, the petrology of the Skaergaard intrusion; Kangerdlugssag, East Greenland. Medd. Groenl., 105, 352 p.

Wilcoxon F., 1945. Individual comparison by ranking methods. Biometrics, 1: 80-83.

Received, March 8, 1984
Accepted, October 5, 1984

CHAPITRE II

GENESE DES OPHIOLITES

PARTIE I

CHAPITRE 2

Le chapitre précédent a permis de souligner la diversité géochimique des ophiolites par la création de diagrammes de discrimination ainsi que par des études statistiques portant sur les laves et les cumulats (Beccaluva et al., 1979; Marchal et Ohnenstetter, 1984). D'autres articles ont également discuté de cette diversité par la mise en évidence de différences pétrographiques et minéralogiques portant sur le manteau et sur les cumulats: ordre de cristallisation des phases distinct, textures (adcumulats à orthocumulats) et rubanement des cumulats variable (Rocci et al., 1975; Ohnenstetter et al., 1979; Kornprobst et al., 1981; Ohnenstetter et Marchal, 1984) .

Ces différences pétrologiques et géochimiques traduisent en fait des mécanismes de fractionnement distincts, dans des sites tectoniques particuliers.

Dans le but d'expliquer génétiquement la diversité des ophiolites, des études quantitatives ont été engagées pour modéliser le fractionnement des différents types de liquides reconnus en tenant compte de la lithologie des cumulats sous-jacents. Soulignons que ce type d'approche s'applique particulièrement bien aux assemblages ophiolitiques puisqu'il est possible d'étudier géochimiquement les relations entre le manteau, les cumulats et les laves. En effet, ces derniers représentent respectivement la source ou le résidu de fusion, les solides et les liquides issus du fonctionnement des chambres magmatiques à basses pressions.

Trois articles présentent les résultats acquis en procédant selon cette démarche. Les deux premiers ont respectivement permis de modéliser le fractionnement dans les ophiolites de type I (Corse), qui ressemblent étroitement aux roches issues du magmatisme des dorsales médio-océaniques (Beccaluva et al., 1977), et celui des ophiolites de type II qui, dans le cas du Vourinos, présentent deux séquences magmatiques aux caractéristiques voisines de celles des suites magmatiques des arcs immatures (Beccaluva et al., 1984). Le dernier article (Ohnenstetter et al., 1990) porte sur la genèse des laves de la zone faillée d'Arakapas à Chypre (ophiolites de type II).

Dans toutes les ophiolites étudiées (Beccaluva et al., 1977; 1984), les cumulats inférieurs sont le plus souvent de type adcumulat et les cumulats supérieurs de type orthocumulat. Ceci témoignerait de l'augmentation de la vitesse de refroidissement avec la diminution du volume de magma dans les chambres magmatiques. Les échanges solides/liquides y deviendraient progressivement impossibles en fin de différenciation.

L'évolution des liquides des ophiolites de type I (Beccaluva et al., 1977) est compatible avec la cristallisation de dunite (mineur), de troctolite (Ol-Pl-Sp), de gabbro (Ol-Pl-Cpx) et de ferrogabbro dont la cristallisation correspond respectivement à trois stades majeurs de fractionnement (fractionnement de Raleigh). Cette évolution est caractérisée par l'apparition précoce du plagioclase au liquidus, postérieurement à celle de l'olivine, ce qui témoigne, entre autre, du rapport Al_2O_3/CaO élevé du magma parental des ophiolites de type I, par opposition à celui des ophiolites de type II issues d'une source mantellique plus appauvrie.

La cristallisation finale des ferrogabbros et des albitites est très représentative des ophiolites de type I. Elle s'accompagne dans les liquides résiduels d'une forte augmentation de Ti, Fe et V. L'enrichissement notable en ces éléments, ainsi qu'en d'autres éléments incompatibles, s'explique par une évolution du magma en système fermé (peu de remplissages successifs) conduisant à la formation d'adcumulats; ce magma étant issu d'un magma parental peu appauvri.

L'article sur le Vourinos (Beccaluva et al., 1984) quantifie les processus de

fractionnement qui se sont déroulés dans des chambres magmatiques au fonctionnement distinct. Les deux séquences magmatiques décrites sont représentatives de celles de la plupart des ophiolites de type II et correspondent respectivement aux magmatismes des laves inférieures et supérieures (à Chypre par exemple), et à ceux des séquences axiales et hors axe dans le cas de l'Oman.

L'évolution dans le temps, de la première à la deuxième, séquence se fait souvent par une diminution des teneurs en éléments incompatibles due à un apppauvrissement de la source (modèle de fusion à deux stades).

La séquence de Krapa, la plus précoce, est dominée par la cristallisation du clinopyroxène avant celle de l'orthopyroxène et du plagioclase, conduisant ainsi à la formation de dunite, wehrlite, clinopyroxénite et pyroxénite, dans des niveaux rubanés, séquentiels, qui attestent de remplissages magmatiques successifs en début d'évolution des chambres magmatiques.

Des basaltes sont en équilibre avec ces cumulats ($0,9<F<0,7$) qui évoluent jusqu'à des mélagabbros. Ce fractionnement s'est déroulé dans des conditions proches de celles d'une cristallisation à l'équilibre plus ou moins parfaite. Les gabbros noritiques (plus ou moins à olivine) sont en équilibre avec des andésites basiques ($0,7<F<0,4$), et les andésites avec des ferrogabbronorites - toutefois beaucoup moins enrichies en magnétite et en ilménite que les ferrogabbros des ophiolites de type I. Cette évolution sous des conditions de cristallisation fractionnée plus parfaite s'est accompagnée d'une fermeture progressive de la chambre. La taille de ce type de chambre supra-Moho pouvait être fort vaste en début d'évolution.

Au contraire, de nombreuses preuves témoignent, pour la deuxième séquence (de type Asprokambo), de l'existence de petites chambres, nombreuses, mises en place à des niveaux différents de la croûte et ayant fonctionné en système fermé. La cristallisation fractionnée plus parfaite est responsable de la présence de liquides très différenciés (dacite) en accord avec la texture des cumulats.

La nature des cumulats témoigne de la cristallisation précoce de l'orthopyroxène par rapport au clinopyroxène et au plagioclase: webstérites, webstérites plagifères, gabbros noritiques, norite, leuconorite, successivement en équilibre avec des basaltes, des andésites basiques et des rhyolites. La composition de ces liquides se rapproche étroitement de celle des magmas boninitiques au voisinage des zones de subduction (avant-arc principalement).

Le dernier article (Ohnenstetter et al., 1990) souligne la diversité géochimique des dernières laves émises dans les ophiolites de type II, ainsi que leur degré d'appauvrissement extrême, en accord avec un modèle à deux stades pour la formation des ophiolites de type II (Smewing et al.,1975; Smewing and Potts, 1976; Duncan et Green, 1980; 1987).

Bien que les deux articles présentés précédemment aient souligné l'importance des mécanismes de fractionnement distincts, cette étude démontre de plus que la valeur des coefficients de partage, tout du moins de ceux de Mg, Cr et V, doit également varier depuis les ophiolites de type I jusqu'aux ophiolites de type II, afin de rendre compte de la composition des produits effusifs obtenus et, ceci, quelle que soit la nature de la source mantellique.

Il semble que ce soit l'activité en eau et/ou la pression partielle en oxygène qui aient changé dans le manteau, comme le soulignent également les particularités minéralogiques et géochimiques (éléments à large rayon ionique) qui témoigneraient d'une contamination de la source à l'origine des ophiolites de type II (Smewing et al., 1975; Pearce, 1975; Sun and Nesbitt, 1978; Beccaluva et al., 1979; 1984).

A Chypre, la vallée de l'Arakapas qui a toujours été considérée comme une ancienne zone transformante, possède de nombreux groupes de laves, tous très pauvres en éléments incompatibles tel que le titane.

Les faibles variations entre les groupes sont liées à des taux de fusion différents à partir de manteaux plus ou moins appauvris, juxtaposés et variablement contaminés. Dans les chambres, le fractionnement apparaît moins important (wehrlitique à pyroxénitique), sauf pour les laves

précoces très différenciées, ce qui expliquerait la diversité géochimique des différents groupes de lave.

Les chambres magmatiques ont évolué en système fermé: les laves résultant d'un processus de cristallisation fractionné presque parfait. Ce fait, ainsi que l'existence dans la croûte de séquences de cumulats ultramafiques peu rubanés, d'extension limitée, sont en accord avec le fonctionnement de chambres magmatiques de petite taille, relativement superficielles, qui n'ont pas ou peu été réalimentées.

D'autres informations, sur la chronologie comparée de la mise en place des laves et des cumulats, permettent de relier la création, le fonctionnement et l'extinction des chambres aux évènements tectoniques liés à la formation des bassins ophiolitiques.

Dans les laves de Chypre, la valeur de la fugacité de l' oxygène, qui varie peu selon les groupes, est compatible avec une évolution sous pression partielle en oxygène constante qui rendrait compte de l'enrichissement extrême des magmas en silice, bien qu'ils puissent être très magnésiens à l'origine.

Cette évolution (à enrichissement en silice: tendance Bowen), représentative des ophiolites de type II est donc à opposer à celle des ophiolites de type I, à enrichissement en fer prononcé dans les liquides (tendance Fenner) et à précipitation tardive de magnétite. L'évolution des liquides des ophiolites de type I serait donc liée à l'existence d'un système ouvert en ce qui concerne la phase vapeur.

En conclusion, ce chapitre a tenté d'expliquer les différences mises en évidence entre les ophiolites de types I et II par l'action de processus de fractionnement distincts, à partir de liquides plus ou moins appauvris, issus d'une source elle-même plus ou moins appauvrie en raison des fusions partielles successives.

De ce point de vue, la diversité des ophiolites résulte non seulement des effets liés aux mécanismes de fractionnement distincts, qui se sont déroulés à basses pressions (chambres magmatiques à évolution en système ouvert ou fermé, cristallisation fractionnée plus ou moins parfaite, cristallisation à l'équilibre, rôle de la pression partielle d'oxygène, mais aussi de la fusion de sources mantelliques distinctes. Ceci impose, pour la formation des deux types d'ophiolites, des sites tectoniques particuliers.

Les mécanismes mis en œuvre au niveau de la source (profondeur de fusion, contamination par des fluides) rendent ces sites caractéristiques de la composition des magmas et, partant de cela, de leur potentialité métallogénique (voir 2ème partie).

Contrib. Mineral. Petrol. 64, 11–31 (1977)

Contributions to Mineralogy and Petrology
© by Springer-Verlag 1977

The Trace Element Geochemistry of Corsican Ophiolites*

L. Beccaluva[1], D. Ohnenstetter[2], M. Ohnenstetter[2], and G. Venturelli[3]

[1] Institute of Petrography, University of Parma, Italy
[2] Laboratoire de Pétrologie, CO 140, F-54037 Nancy Cédex, France
[3] Institute of Mineralogy, University of Parma, Italy

Abstract. Ultramafic rocks, gabbros, plagiogranites, dolerites and basaltic dikes and pillows lavas of the ophiolite slices of eastern Corsica have been metamorphosed in both oceanic and orogenic environments. The trace element content of the metabasaltic rocks which exhibit a tholeiitic differentiation trend towards a ferrobasaltic composition, is similar to that of oceanic basalts. The cumulate sequence is interpreted to have been formed by fractional crystallization from an olivine-tholeiite magma. The troctolites representing cumulates derived from melts representing liquid fractions in the range $F=1$–0.85, gabbros from melts with $F=0.85$–0.45, and ferrogabbros and plagiogranites from melts with $F<0.45$. An oceanic environment with moderate spreading rates and magmatic processes similar to present-day normal oceanic ridge segments is considered the more probable original setting of the Corsican ophiolites.

Geological Setting and Previous Work

In the Mediterranean area the ophiolites of Corsica form the most western fragment of the Tethyan ophiolitic belts. In north eastern Corsica, numerous ophiolite units are found as imbricated slices within the "Schistes lustrés" nappe (Durand Delga, 1974, 1975) to the east of the western shield (Maluski et al., 1973) (Fig. 1). As in the Apennines radiolarian cherts and limestones of Malm age cover the pillow lava sequence (Amaudric du Chaffaut et al., 1972).

Three main types of metamorphism have been recognized in the ophiolite sequence. The first metamorphism, compared to sub-sea floor metamorphism, produced hydrous minerals of the greenschist facies and involved migration of elements such as Ca, Mg and Na as well as high temperature metamorphism

* Financial support by C.N.R. (Italy) and A.T.P. Géodynamique de la Méditerranée Occidentale C.N.R.S. (France)

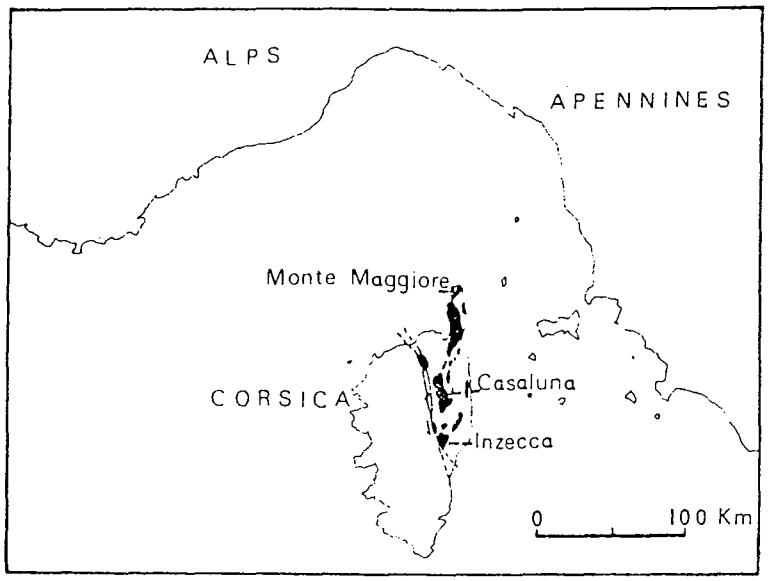


Fig. 1. Schematic map showing Corsican ophiolite outcrops (in black) in the Alpine-Apennine system

and deformation (amphibolite to granulite grade) of some gabbros and ultramafic rocks. The second metamorphic event of high pressure- low temperature type may be related to subduction processes possibly during an "eoalpine" (Upper Cretaceous) tectonism (Mattauer and Proust, 1976). Not every ophiolite fragment has been affected by all these metamorphic events which together have been only recognized in some outcrops (Ohnenstetter et al., 1976).

The ophiolite sequence reconstructed by Ohnenstetter and Ohnenstetter (1975) has been considered on the basis of petrographic and major element geochemical studies to be a remnant of Jurassic oceanic crust. From base to top these ophiolites are built up of 1) an ultramafic unit, 2) a mafic unit composed of troctolite, euphotide, ferrogabbro and acid residue, 3) hypabyssal rocks mainly massive dolerites and 4) pillow lavas with some dikes. The ultramafic rocks consist of poorly layered lherzolites, clinopyroxene-poor lherzolites and minor harzburgites and dunites with accessory aluminous phases (plagioclase and/or spinel). Alternating layers of dunites, often with squeletal olivine, anorthosites, and troctolites with accessory clinopyroxene and chromite form the base of the gabbroic sequence. The troctolites are overlain by poorly layered euphotide rocks, the most abundant type of gabbro, in which altered plagioclase and calcic augite are locally associated with transformed olivine. In some areas, euphotide rocks alternate with iron-rich gabbros (intermediate gabbros) in which branching clinopyroxene occurs. In the ferrogabbros cumulus magnetite, apatite and sulfides are well developed along with cumulus plagioclase, clinopyroxene and transformed accessory orthopyroxene and olivine. Albite-granites with albite as the main phase and lesser amounts of pyroxene and amphibole now converted to sodic pyroxene and sodic amphibole, quartz, zircon, magnetite, apatite and allanite, are locally abundant within the ferrogabbros and gabbros and the

pillow lava units. Adcumulates, heteradcumulates and crescumulates (Wager et al., 1960; Wager and Brown, 1968) are important components of the cumulate sequences. Mesocumulates and orthocumulates are also locally well developped in the ferrogabbros and acid rocks. However no evidence for the existence of continuous magmatic currents is found. Massive dolerites have been previously considered as the chilled margins of a magmatic chamber (Bebien et al., 1975). They are overlain by pillow lavas which although mainly variolitic and aphyric are locally porphyritic. The effusive and hypabyssal rocks are olivine tholeiites. However the more differentiated dolerites fall in the quartz tholeiite field. The massive dolerites and dike rocks show a clear tholeiitic evolution with strong Fe and Ti enrichment and Si and Al decrease. The major element variation can be directly related to fractional crystallization reflected not only in the crystallization order in the cumulates and dolerites and the nature of phenocrysts in basaltic rocks, but also in the physical nature of the cumulates formed by diffusion in a supersaturated medium. The early stage of fractionation is characterized by olivine and plagioclase precipitation whereas the more advanced stage is marked by the formation of clinopyroxene and magnetite.

In this paper new data on the trace element content of the basaltic rocks and cumulates of the Corsican ophiolites is provided in support of the hypothesis that they formed by crystal fractionation within a magma chamber below a mid-ocean rift.

Analytical Methods

The trace element contents of 32 samples out of 87 rocks already analysed for major elements were determined by L. Beccaluva and G. Venturelli using atomic absorption (Perkin-Elmer 303) and X-ray fluorescence (Siemens Kristalloflex IV) with the following precision:

Atomic absorption: Sr 3%, Li 2%, Ni 3%, Co 4%, Cr 4%, Cu 4%, Zn 4%, V 4%.

X-ray fluorescence: Rb 5-15%, Nb 18%, Y 3-8%, Zr 3%.

Al_2O_3, Fe_2O_3 as total iron, MgO, CaO, K_2O and TiO_2 were obtained by X-ray fluorescence (Siemens SRS) by R. Montanari. SiO_2 and Na_2O were determined by atomic absorption (Perkin-Elmer 306) by Y. Perrin. P_2O_5 determinations by colourimetric methods were carried out by L. Beccaluva and G. Venturelli. Trace element values obtained on international standard rocks during the analyses of Corsican ophiolites are reported on appendix II. The data are reported on Tables 1 and 2. Localities and mineralogical composition of 4 massive dolerites, 5 pillows, 4 dikes, 6 peridotites, 10 gabbros and 3 plagiogranites are reported in Appendix I.

Chemistry and Original Setting of Basaltic Rocks

Although fresh basalts from different tectonic settings show distinctive chemical features for some major and trace elements (Pearce and Cann, 1973) such an approach is difficult to apply when the rocks are chemically altered. It is well known that weathering, spilitization and metamorphism induce strong chemical mobilization, particularly of the alkali and alkaline-earth elements. Ophiolites, presumed to have formed in an oceanic environment, are often strongly altered and have undergone secondary element mobilization (Montigny et al., 1973; Allegre et al., 1973; Mevel, 1975; Ohnenstetter and Ohnenstetter, 1975; Pearce, 1975). In Corsica, basaltic rocks and cumulates, especially those

Table 1. Chemical data of volcanic and plutonic ophiolite rocks from Corsica, western Mediterranean area (oxidas as wt %, elements as ppm)

Basaltic rocks													
Samples	Dykes				Dolerites				Pillow lavas				
	2093	596a	594	16911	2761	2763	7991	256112	2563	2295	2293	3084A	3087
SiO_2	49.03	52.82	49.86	54.54	48.35	48.00	50.00	48.31	52.51	50.95	49.16	49.41	51.47
TiO_2	1.13	1.93	2.41	2.55	1.13	1.32	2.33	3.03	1.61	1.70	1.37	1.69	1.61
Al_2O_3	16.06	13.83	14.11	12.87	16.32	16.26	14.73	13.56	18.14	15.55	17.28	13.41	15.08
Fe_2O_3tot	8.14	8.65	11.92	11.20	6.95	9.23	12.64	14.74	7.22	9.80	9.55	9.69	8.43
MnO	0.15	0.15	0.20	0.15	0.13	0.17	0.17	0.28	–	–	0.15	–	–
MgO	8.76	6.84	5.72	5.25	9.67	8.42	7.30	7.42	6.35	5.32	3.20	9.93	2.68
CaO	8.20	8.41	8.03	5.05	8.18	7.02	5.12	5.46	1.92	6.44	9.03	9.26	16.57
Na_2O	3.08	4.82	4.60	6.37	2.69	4.74	5.56	5.24	3.77	4.80	5.25	2.33	–
K_2O	1.25	0.03	0.02	0.15	1.22	0.05	0.01	0.20	4.27	1.26	0.42	0.05	<0.01
P_2O_5	0.10	0.20	0.20	0.36	0.11	0.13	0.24	0.30	0.13	0.14	0.17	0.19	0.19
L.I.[a]	3.83	2.30	2.76	1.77	4.46	3.93	2.83	2.47	3.89	3.23	4.21	4.14	4.34
Total	99.76	99.98	99.83	100.26	99.21	99.27	100.92	101.01	99.81	99.19	99.79	100.10	100.18
Fe O*/MgO	0.84	1.14	1.88	1.92	0.65	0.98	1.56	1.79	1.02	1.69	2.69	0.89	2.83
Ni	160	93	79	50	170	137	39	41	120	153	95	134	85
Co	39	41	51	37	31	56	38	53	36	48	44	44	50
Cr	380	152	88	n.d.	231	30	n.d.	34	379	350	350	301	186
Cu	22	7	41	52	53	76	13	36	60	84	48	59	35
Zn	49	27	83	27	51	68	60	103	58	69	92	81	90
V	183	268	313	292	182	193	277	395	184	235	202	213	252
Sr	152	123	48	44	215	64	41	34	12	121	63	23	20
Li	7	9	11	6	18	15	13	19	16	32	24	19	4
Rb	24	8	6	<6	18	<6	<6	<6	–	36	16	8	<6
Nb[b]	–	–	8	6	7	–	–	8	7	–	–	–	–
Zr	88	161	180	260	96	104	203	188	132	129	120	166	121
Y	36	62	68	85	40	36	67	50	40	54	49	48	37
88/Zr	1.00	0.55	0.49	0.34	0.92	0.85	0.43	0.47	0.67	0.68	0.73	0.53	0.73
Zr/Nb	–	–	22	43	14	–	–	–	24	19	–	–	–

of the upper units, have been affected by weathering and several metamorphisms and therefore tend to be spilitic. Some meta-basaltic pillows also show a K_2O enrichment, probably due to sea-water interaction. Such alteration is not found in the massive dolerites.

In this paper, Ti, P, Cr, Y, Nb, Zr are selected to characterize the magmas (Pearce and Cann, 1971, 1973; Pearce, 1975; Floyd and Winchester, 1975; Winchester and Floyd, 1976). A clear tholeiitic affinity appears in the P_2O_5-Zr and TiO_2-Zr/P_2O_5 diagrams of Figure 2 as well as by the high Y/Nb ratios. On the Ti-Zr-Y discrimination diagram (Fig. 3) all the samples fall in field B. The Ti-Zr diagram shows that most of the samples group in or near the ocean-floor basalt field (OFB) but that some iron-rich dolerites and dikes extend beyond the limits of this field at high Ti and Zr values (Fig. 4). The Ti-Cr

Table 1 (continued)

Samples	Troctolites				Gabbros			Ferrogabbros			Plagiogranites		
	11914	11912	11911	119151	12924	2096	1711	2383	2095	297131	2879	30731	23861A
SiO_2	45.62	39.58	47.65	49.50	48.81	48.61	49.60	40.31	46.34	54.00	79.45	68.91	60.48
TiO_2	0.07	0.05	0.09	0.20	0.30	0.92	0.27	4.78	5.01	1.44	0.15	0.19	0.79
Al_2O_3	19.40	9.65	23.35	18.88	17.00	15.47	14.50	12.90	11.27	14.15	12.08	16.52	16.99
Fe_2O_3tot	4.78	7.64	2.76	3.70	4.02	8.31	4.00	16.25	18.06	15.78	1.35	3.01	6.25
MnO	0.08	0.10	0.08	0.09	0.10	0.10	0.08	0.25	0.15	n.d.	n.d.	n.d.	0.06
MgO	13.40	26.14	5.53	10.35	9.29	8.02	12.25	10.27	5.51	2.76	0.10	2.17	1.49
CaO	9.86	5.12	12.00	12.68	13.55	10.87	13.42	3.96	8.86	2.22	0.01	0.03	1.84
Na_2O	2.18	0.40	3.04	2.60	2.57	3.83	3.24	5.34	3.53	8.02	6.59	7.84	11.28
K_2O	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.10	0.09	<0.01	<0.01	0.05
P_2O_5	<0.02	0.02	<0.02	0.03	<0.02	<0.02	0.02	0.04	0.13	0.40	0.05	0.02	0.15
L.I.[a]	4.40	11.17	3.19	1.29	4.39	3.42	3.20	4.64	1.57	1.36	0.54	1.28	0.65
Total	99.79	99.91	99.78	99.32	100.13	99.66	100.58	98.70	100.55	99.82	100.26	99.97	100.03
Fe O*/MgO	0.32	0.26	0.33	0.32	0.39	0.93	0.29	1.42	2.95	5.14	12.10	1.25	3.78
Ni	474	1130	254	283	153	167	217	76	64	110	–	63	22
Co	50	80	30	43	52	83	34	59	59	25	8	12	10
Cr	110	1100	490	1080	484	378	1260	45	–	–	–	–	–
Cu	48	119	35	63	211	73	17	54	57	18	22	71	10
Zn	29	36	20	30	26	51	20	130	97	208	17	25	65
V	26	28	33	77	100	174	135	507	558	49	–	37	–
Sr	147	70	176	109	71	236	108	19	99	37	–	10	27
Li	2	1	2	2	2	3	19	47	4	15	9	13	11
Rb	<6	<6	<6	–	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	–	<6
Nb	–	–	<2	2	3	4	6	7	10	11	25	26	16
Zr	14	–	20	20	25	32	46	85	113	620	305	345	2200[c]
Y	<3	–	<3	3	10	12	24	49	41	170[c]	180[c]	370[c]	124
88/Zr	6.28		4.4	4.4	3.52	2.75	1.91	1.03	0.78	0.14	0.29	0.26	0.04

[a] loss on ignition
[b] only some relatively high values are reported
[c] approximate values
n.d. = not detected, – = not determined

diagram, which is useful in discriminating between OFB and island arc tholeiites (LKT), confirms the ocean-floor origin of the Corsican ophiolites. It is interesting to note, however, that some dolerite samples have an LKT affinity. This may be due to fractionation of small amounts of chromite bringing about a drop of Cr content for little change in the titanium content of the magma during the early differentiation stages (see also later). Use of the Ti-Cr diagram to discriminate OFB and LKT may lead therefore to an erroneous interpretation of the tectonic environment in which the basalts formed. Figure 4 also shows the field of ophiolite basalts from the Northern Apennines (Beccaluva et al., 1975, 1976; Ferrara et al., 1976). On all these diagrams, except for Ti-Zr-Y,

Table 2. Ultramafic rocks (oxides as wt%, elements as ppm)

	2591	2594	1398c	1398b	227152	29619
SiO_2	40.38	46.36	37.81	42.32	39.59	38.84
TiO_2	0.06	0.15	0.04	0.09	0.02	0.11
Al_2O_3	2.46	3.70	1.74	1.27	0.62	3.13
Fe_2O_3tot	7.55	6.16	9.92	8.55	9.94	8.54
MnO	0.12	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10
MgO	34.53	26.00	43.10	42.85	35.80	32.20
CaO	2.70	9.40	0.47	0.98	0.01	4.86
Na_2O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
K_2O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
P_2O_5	<0.02	0.02	0.02	<0.02	0.02	0.02
L.I.[a]	11.49	7.85	5.83	2.01	13.20	11.78
total	99.29	99.72	99.01	98.17	99.26	99.56
FeO*/MgO	0.20	0.21	0.21	0.18	0.25	0.24
Ni	2040	1080	2400	2260	2450	2150
Co	100	62	129	123	118	90
Cr	2870	4100	5980	2090	3270	2960
Cu	15	17	19	29	11	29
Zn	–	39	67	60	50	58
V	72	95	44	61	n.d.	93
Sr	n.d.	7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Li	n.d.	4	2	n.d.	n.d.	3

[a] loss on ignition. n.d. = not detected, – = not determined

fractionation trends in dolerites and dikes are clearly demonstrated. Such processes should be considered (cf. Shibata and Fox, 1975) when attempting to correlate TiO_2 of basic volcanics to the spreading rate of the oceanic diverging plates. However, disregarding this effect, on the basis of Nisbet and Pearce's (1973) correlation Ti and the spreading rate, a moderate half-spreading rate about 2 cm/year is suggested for the accretion of the Corsican ophiolites (Ohnenstetter and Ohnenstetter, 1975). Similar values have been proposed for the Austrian Alps (Bickle and Pearce, 1975) and for the Northern Apennines (Beccaluva et al., 1975; Ferrara et al., 1976).

Zr/Nb ratios between 14 and 105 for the basalts are comparable to those of normal Mid Oceanic Ridge basalts (Table 3). The difference in Nb values, independant of shallow depth fractionation (Erlank and Kable, 1976) between the Apennine and Corsican basalts (Beccaluva et al., 1976) may reflect different degrees of depletion of the mantle source. However in terms of the chemical characterization of oceanic ridge basalts of Hart et al. (1973), Schilling (1973, 1975), and Bryan et al. (1976) both the Corsican and Apennine basalts seem to belong to "a normal ridge segment". The very flat REE pattern (Allegre et al., 1976; Noiret and Allegre, 1976) of some Inzecca samples, Corsica, agrees with this assumption.

Pronounced chemical differences also occur between western and eastern Mediterranean ophiolites e.g. Corsica and Apennines, versus Troodos, respec-

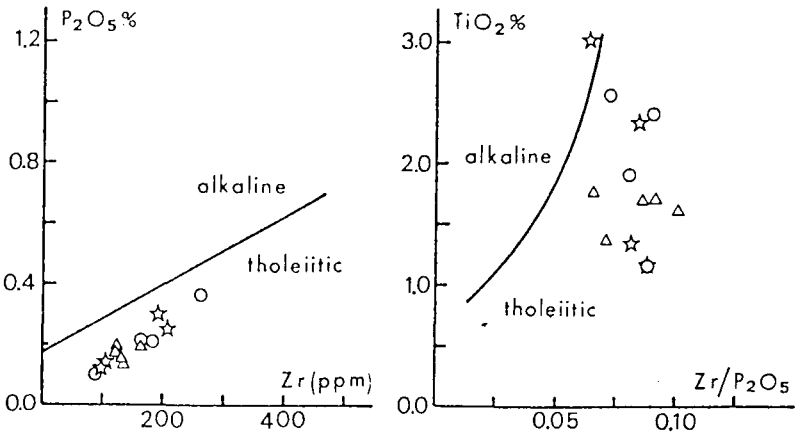


Fig. 2. P_2O_5%-Zr and TiO_2%-Zr/P_2O_5 diagrams (Floyd and Winchester, 1975; Winchester and Floyd, 1976) illustrating the difference between tholeiitic and alkaline basic rocks. Corsican ophiolite basaltic rocks: *1* Dolerites; *2* Dikes; *3* Pillow lavas

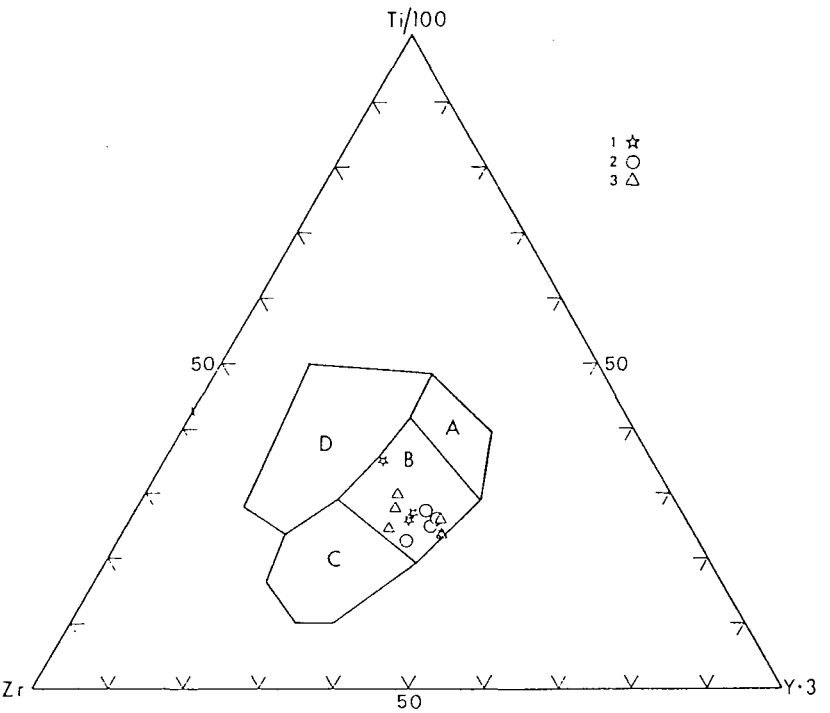
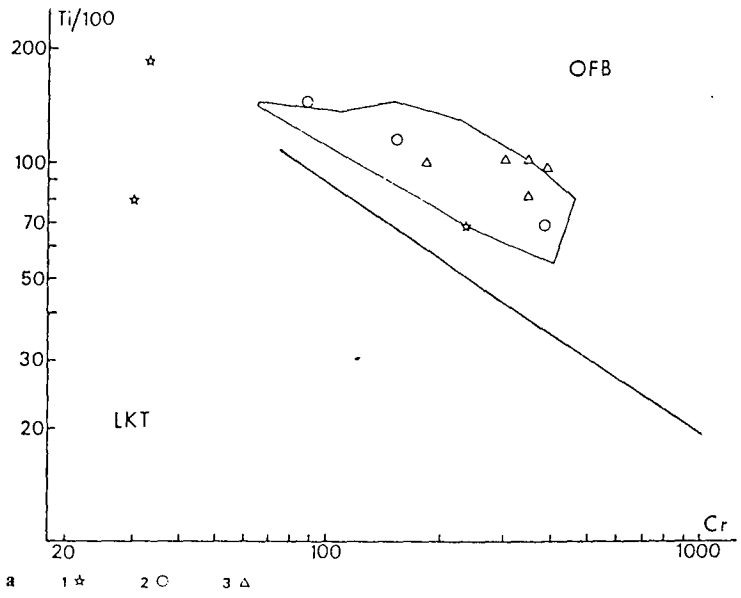


Fig. 3. Ti-Zr-Y discrimination diagram for basic volcanic rocks (Pearce and Cann, 1973). "Within plate" basalts plot in field *D*, ocean floor basalts in field *B*, low potassium tholeiites in fields *A* and *B*, calc-alkali basalts in fields *C* and *B* Corsican ophiolite basaltic rocks: *1* Dolerites; *2* Dikes; *3* Pillow lavas



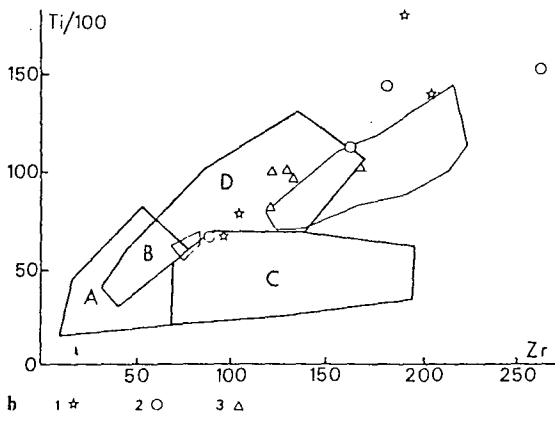


Fig. 4a and b. Ti-Zr discrimination diagram (Pearce and Cann, 1973). Ocean-floor basalts plot in fields *D* and *B*, low-potassium tholeiites in fields *A* and calc-alkali basalts in fields *C* and *B*. Ti-Cr discrimination diagram (Pearce, 1975). *OFB* ocean-floor basalts; *LKT* island-arc tholeiites. Corsican ophiolite basaltic rocks: *1* Dolerites; *2* Dikes; *3* Pillow lavas. Distribution fields (light line) of basalts from Apennine ophiolites are also reported (data after Beccaluva et al., 1975, 1976; Ferrara et al., 1976).

Table 3. Average chemical composition of some Mediterranean ophiolitic lavas, Mid-Atlantic ridge basalts, and island arc volcanics

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	50.06	48.74	54.18	53.22	49.21	51.42
TiO_2	1.44	1.60	0.58	0.69	1.39	0.81
Al_2O_3	15.14	15.97	14.84	14.47	15.81	17.97
FeO Tot	8.25	8.69	8.48	7.94	9.11	9.88
MnO	0.16	0.17	0.14	0.12	0.16	-
MgO	7.12	7.21	5.59	5.88	8.53	4.89
CaO	8.16	8.17	5.34	7.69	11.14	8.90
Na_2O	4.02	4.48	4.11	2.62	2.71	2.94
K_2O	0.50	0.39	0.61	0.76	0.26	0.26
P_2O_5	0.19	0.24				0.09
Ni	104	110	38	47	123	23
Co	44	43	50	54		28
Cr	216	256	43	106	296	43
Cu	45	68	76	72	87	94
Zn	66	92	–	–	–	
V	245	231	288	286	289	297
Sr	74	218	84	118	123	131
Li	15	16		–		
Rb	9	8		8		2.3
Nb	7	5	–	1		
Zr	150	155		66	100	37
Y	52	47		26	43	23

1 = Corsican basaltic rocks (Ohnenstetter and Ohnenstetter, 1975; and this work.)
2 = Northern Apennine basalts (Beccaluva et al., 1975, 1976; and Ferrara et al., 1976.)
3 = Pillow lavas, flows and dykes from Troodos Basal Group (Desmet, 1977.)
4 = Lower pillow lavas and sheeted dikes and sills of the Troodos (Desmet, 1977; Y, Nb, Zr and Rb data after Pearce, 1975 and Beccaluva and Venturelli, unpublished data.)
5 = Average Mid-Atlantic ridge basalt (Thompson, 1973.)
6 = Basalts and andesites from Eua, Tonga Islands (Ewart and Bryan, 1972.)

tively (Table 3). Metabasalts (Q tholeiites) from the lower pillow lava unit and sheeted complex of Troodos – the so-called axis sequence (Smewing et al., 1975) – show lower Ti, Zr, Nb, Y, Cr and Ni contents (Pearce, 1975; Kay and Senechal, 1976; Desmet, 1977) than Corsican and Apennine basaltic rocks. Stronger differences, except for Cr, exist between the Troodos upper pillow lavas and the basaltic rocks of Corsica and the Apennines. Thus, important geochemical differences clearly exist between western and eastern Mediterranean ophiolites, the eastern ophiolites appearing to be more calk-alkaline (Miyashiro, 1973; Thayer, 1973; Bebien et al., 1975; Rocci et al., 1975; Paupy, 1976). The differences in geochemical characters are too marked to assign the same origin to the two groups of ophiolites. On the basis of geochemical and petrographic data, it appears that the Troodos ophiolite has a closer affinity with the low-K tholeiites of immature island arcs e.g. Eua (Ewart and Bryan, 1972) than with typical ocean floor basalts (Table 3). The nature of these "calk-alkaline" ophiolites raises the problem of their genesis (Ohnenstetter and Ohnenstetter, 1975

Rocci et al., 1975; Cann, 1976). Similarly in the Appalachian province such a diversity exists between the ophiolites of the Internal and External domains (Church, 1977; Church and Riccio, 1977).

Evolutionary Paths of Magmatic Liquids and Cumulate Products

1. Choice of Parameters and Variation Diagrams

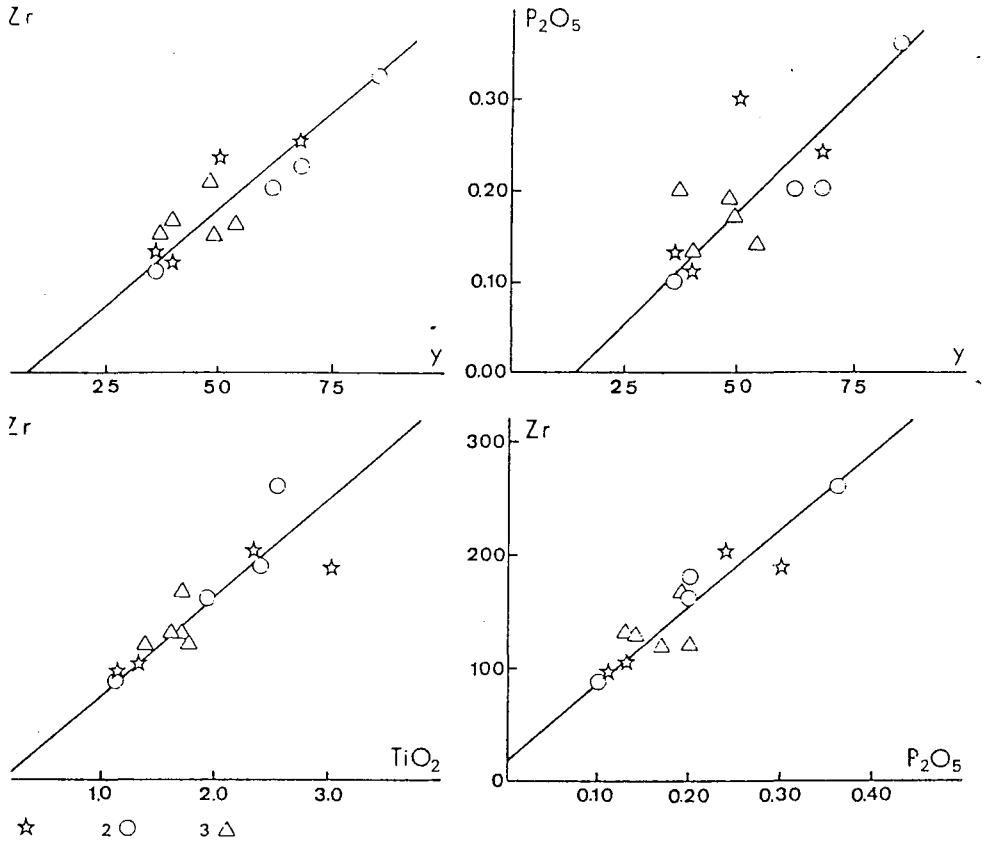
The chemical variations of basaltic rocks in Corsica ophiolites are considered to be the result of fractional crystallization, on the basis of petrographic considerations and chemical differentiation indexes. Parameters, such FeO total/MgO, although slightly sensible to alteration are nevertheless often inadequate in evaluation of the amount of residual liquid. Thus in the following estimation immobile elements such P, Zr, Ti, and Y which strongly increase during the differentiation are used (Fig. 5). The P_2O_5-Zr pair shows the highest increase and the most significant correlation coefficient (0.93) with a regression line passing near the origin. This trend indicate that Zr and P have a residual character (solid/liquid mean partition coefficient $\bar{D}^{Zr}$ and $\bar{D}^{P} \ll 1$) during fractional crystallization (Treuil, 1973; Treuil and Joron, 1975).

An evaluation of the liquid fraction F at a defined differentiation stage is given by the ratio C^A/C_l^A: initial concentration in the original magma versus concentration in the liquid of the residual element A (Rayleigh model). In determining a value for different basalt samples (dolerites and dikes), the concentration of Zr is used because of its better analytical precision besides a residual character. The value obtained is only approximate, not only because of the limits of the theoritical assumptions, the possible occurence of trapped liquid in the comagmatic cumulates, the difficulty of estimating the initial content of Zr in the primary liquid, and analytical error, but also because of other factors such as metamorphic mobilization of the element, the presence of Zr-bearing cumulus phases, liquid inhomogeneity, etc...

The initial Zr content of the primary basaltic magma was estimated on the basis of the distribution of Ni and Cr which are strongly incorporated in the early crystallizing minerals. In Ni+Cr versus Zr diagram (Fig. 6), dolerites and dikes which define two different trends, show a strong variation of Cr+Ni at low Zr values. At this early differentiation stages, the lowest Zr values (88 ppm) approach the least differentiated composition and is chosen to calculate F. This value which in any case must be considered an excess estimation, is similar to those of relatively undifferentiated oceanic basalts from different areas (Cann, 1970). The least differentiated dolerites (sample 2761) and dikes (sample 2093) show the following compositional ranges: MgO 8.8–9.7, Fe_2O_3 tot. 8.1–7.0, Al_2O_3 16.1–16.3, TiO_2 1.1, P_2O_5 0.10–0.11%, Y 36–40, Zr 88–96, V 180, Ni 160–170, Cr 380–231, Co 39–31 ppm, FeO/MgO 0.84–0.65.

2. Mineralogical Control on Differentiation

In Figure 7, variations of some major and minor elements which give good indications of differentiation processes are plotted varsus 88/Zr ratio. Alkali



5. Binary diagrams of 'immobile' element pairs, illustrating the strong increase exhibited by sican basaltic rocks during differentiation: *1* Dolerites; *2* Dikes; *3* Pillow lavas

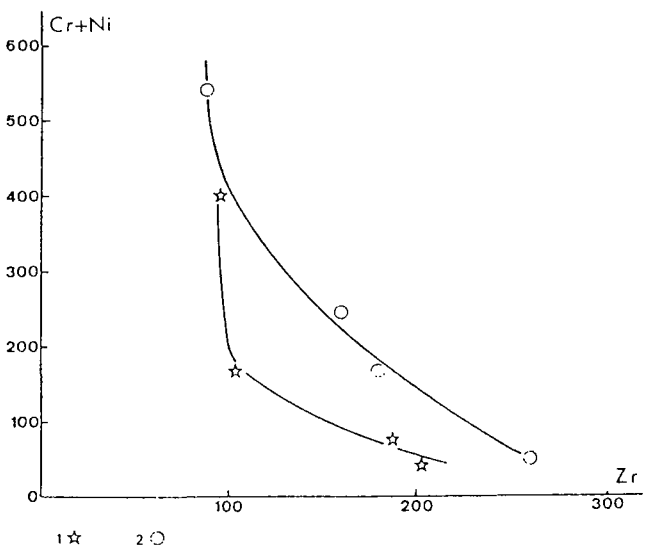


Fig. 6. Zr – Cr + Ni diagram. Evolutionary trends of dolerite. (*1*) and dike (*2*) basaltic rocks from Corsican ophiolites

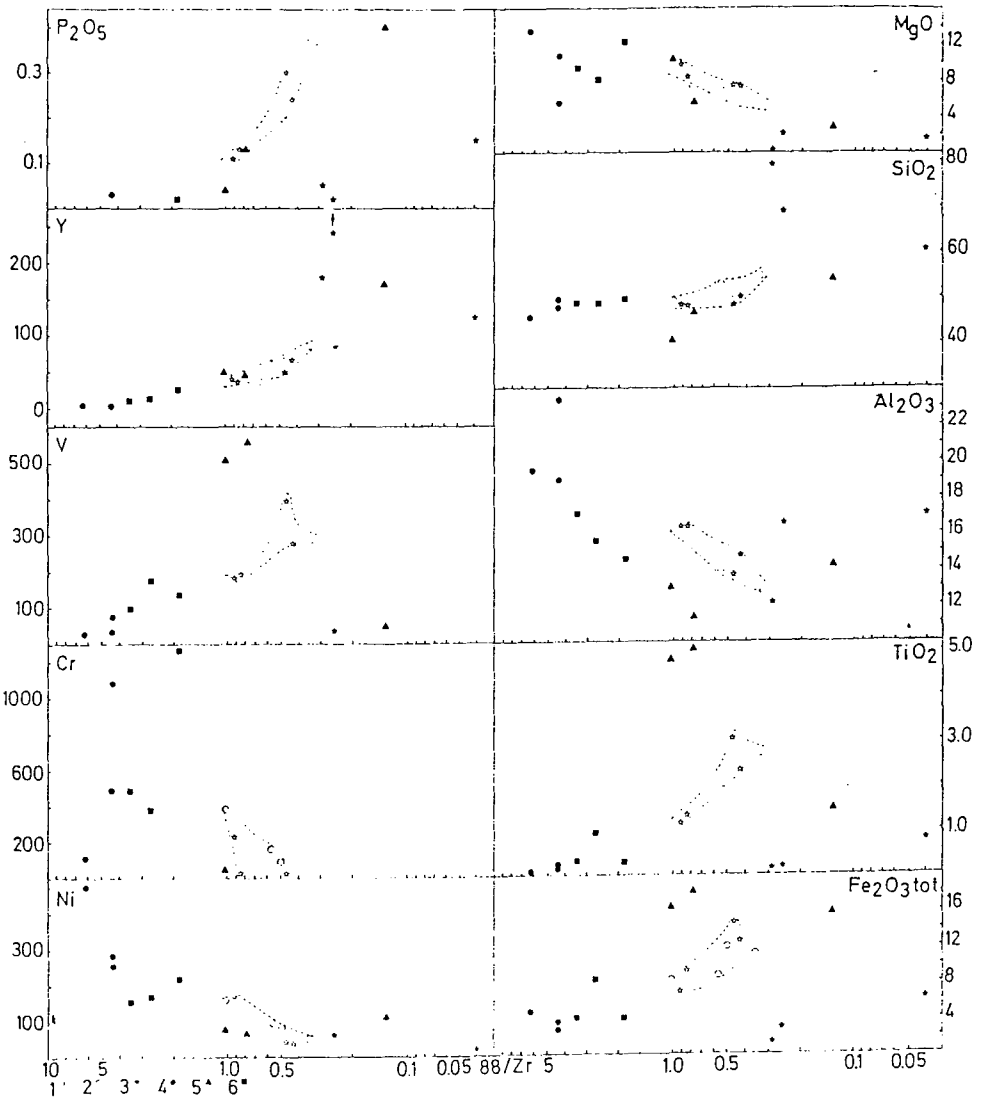


Fig. 7. Variations of some major and trace elements vs. 88/Zr ratio for Corsican ophiolites: *1* Dolerites, *2* Dikes; *3* Plagiogranites; *4* Troctolites; *5* Ferrogabbros; *6* Gabbros. Evolutionary trends of basaltic liquids (dolerites and dikes) are limited by dashed lines

and alkaline-earths which show wide dispersion are not reported. Sr, despite alteration, however seems to decrease in a regular way during the differentiation. Besides the dolerites and dikes, the basic cumulates, composed of troctolites, euphotides, ferrogabbros and plagiogranites are plotted because these rocks are thought to be partly responsible for the variation in composition of the basaltic rocks as may also be the case of Morb basalts (Melson and Thompson, 1970; Miyashiro et al., 1970; Bonatti et al., 1971; Shido et al., 1971; Thompson, 1973). The lavas are excluded because of their high degree of alteration.

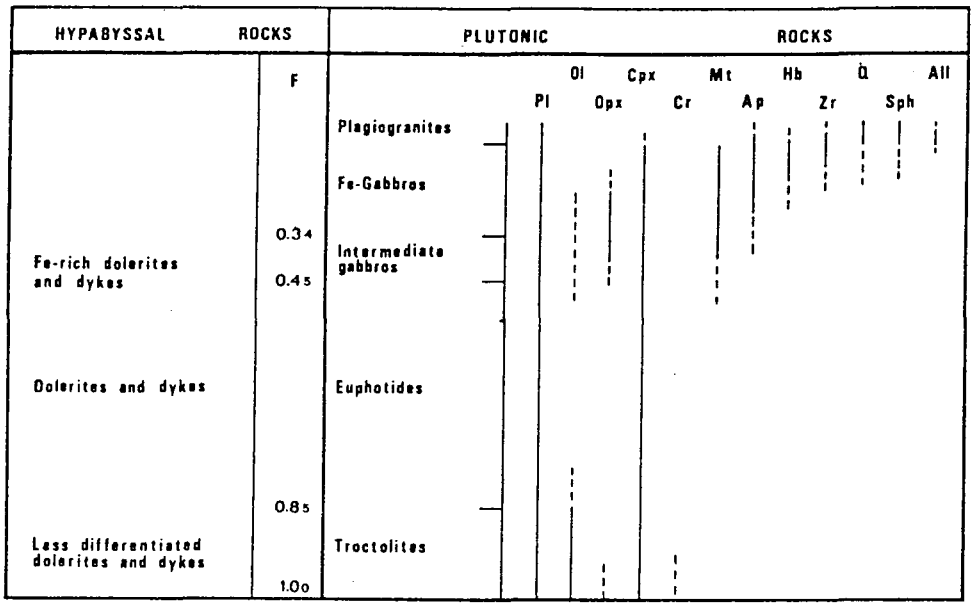


Fig. 8. Generalized section of Corsican plutonic mafic units showing the appearance and the disappearance of the main magmatic minerals: *Pl* plagioclase; *Ol* olivine; *Opx* orthopyroxene; *Cpx* clinopyroxene; *Cr* chromite; *Mt* magnetite; *Ap* apatite; *Hb* hornblende; *Zr* zircon; *Q* quartz; *Sph* titanite; *All* allanite. The corresponding fractionation stages of the basaltic liquid fractions (*F*) are shown on the left side of the diagram along with the relative rock types

The cumulates whose succession and mineralogy are reported in Figure 8 do not correspond to magmas represented by the basaltic effusive since they result from an average of cumulus phases with variable amount of pore material (trapped liquid). The 88/Zr may only serve to evaluate the proportion of this trapped liquid. Its value approaches infinity for rocks made entirely of cumulus minerals. If the magmatic relations between differentiation trends of the basaltic rocks and the cumulates are considered, it is apparent that the distribution of major and minor elements in basaltic rocks define two main discontinuities separating three stages of differentiation.

The early stages of basaltic liquid differentiation: $F=1$–0.85, if referred to dolerites, are characterized by a rapid fall of Ni and Cr which enter the early crystallizing mafic minerals, in particular the Cr content falls abruptly in dolerites. At this stage Al_2O_3 and MgO also decrease whereas SiO_2 is almost constant and all the other elements increase. The variation can be interpreted to result from the removal of plagioclase, olivine and Cr-spinel (troctolites) all of which occur as phenocrysts in the least differentiated rocks. Assuming that the troctolites formed from a magma with Zr content near 88 ppm, the high 88/Zr ratio together with the low content of other residual elements such Y, P and Ti of these cumulates suggest low amounts of trapped liquids (not more than 15–25%) in agreement with the adcumulate, mesocumulate and crescumulate growth structures shown by these rocks.

During the middle stage of differentiation: $F=0.85$–0.45 a typical tholeiite trend towards a ferrobasaltic composition is shown by the regular increase in Ti, Fe, V, Zn, Y, P, FeO total/MgO and Zr in the liquids and the decrease in Al, Mg, Ni and Cr. Removal of plagioclase, clinopyroxene and minor olivine, leaving gabbroic cumulates: olivine gabbros and euphotides, may yield such iron rich liquids. Similarly in normal ridge basalts, removal of plagioclase and olivine (Kay et al., 1970; Cann, 1971; Thompson et al., 1972; Bence et al., 1975) as well as clinopyroxene (in spite of the fact that phenocrysts of this mineral are scarce or completely lacking in oceanic tholeiites except in ferrobasalts (Mazzulo and Bence, 1976) has been used to explain such a trend (Miyashiro et al., 1970; Shido et al., 1971; Ayuso et al., 1976; Bryan et al., 1976; Byerly et al., 1976; Clague and Bunch, 1976; Schilling et al., 1976; Shibata, 1976). In Corsica, petrographic evidence show that clinopyroxene is always present as an accessory heteradcumulus phase in troctolite, olivine gabbro, and even more importantly in euphotide. It occurs only as liquidus phase in the late stages of differentiation when it is present as a phenocryst phase in ferrobasaltic rocks. Thus element diffusion between intercumulus liquid and the overlying magma (Hodges and Papike, 1976) may have operated. In this manner the presence of clinopyroxene in gabbros and its absence in the corresponding basaltic rocks during the early and middle stages may be explained. However, the decrease of the 88/Zr ratio in the euphotide gabbros does not necessarily mean a contemporaneous increase of pore materiel since the cumulate textures testify that elimination, to a greater or lesser extent, of the original intercumulus liquid has taken place, but may be only, or also, due to the increase of the zirconium content in the trapped liquid during the differentiation.

At advanced stages of differentiation: $F<0.45$ a decrease of Ti, Fe, V and Zn in the basaltic liquids is apparent in both dolerite and dike rocks. The decrease in concentration of these elements may be related to the removal of titaniferous magnetite and possibly minor sulfides as cumulus phases, leading to ferrogabbroic cumulates which are obviously enriched in the same elements. Orthopyroxene precipitation in such cumulates may indicate silica saturation (O'Hara, 1968). Finally, it must be noted that dolerite and dike samples showing a decrease in P and Zr have not been found. It may therefore be concluded that apatite and zircon, which appear in some ferrogabbros, are removed in appreciable amounts only from the most differentiated magmas: at least $F<0.35$ and that, apatite- and zircon-bearing ferrogabbros and the more evolved cumulates are formed from liquids not represented amongst the dolerite, dike and pillow lava units of the sequence. Sample 297131 low in V and Ti and high in Si, Na, Y and P may correspond to an intermediate fractionation stage between ferrogabbroic composition and more acid residues.

The fractionation products of the latest magmatic stages are represented by albitegranites composed of Na-rich plagioclase, clinopyroxene and/or amphibole, Fe-Ti oxides, zircon, apatite, titanite, allanite and Quartz (Table 1). Petrographic observations suggest that the albitegranites represent cumulus solid fractions with variable amounts of trapped liquid (ortho- to mesocumulates). The very low content of the residual elements K and Rb may be related to the lacking of K-feldspar and biotite as well as to secondary mobilization.

The Sr content in these albitegranites are lower than those reported by Coleman and Peterman (1975). In Corsica potassic-rich rocks representing an ultimate residual liquid have yet to be found. In oceanic environment such rocks are very scarce having been reported only from the Indian ocean in the form of a quartz-monzonitic dikelet with K-feldspar and biotite (Engel and Fisher, 1975).

Conclusion

The repartition of trace elements in basaltic rocks of Corsican ophiolites confirms their ocean-floor character. Their tholeiitic trend of differentiation is marked by a strong increase in Fe, Ti, V, Zr, Y, P, Zn and decrease in Mg, Al, Ni, Cr. The mineral phases which control the fractional crystallization are the same as those found in the underlying gabbroic sequence. The troctolitic rocks crystallized from magma with an F value in the range 1–0.85, euphotide from magma with an F value of 0.85–0.45, and intermediate gabbros, ferrogabbros and albitegranites from magma with an F value of less than 0.45. The petrographic and geochemical features of the ophiolites indicate that accretion occured during Jurassic time (Ohnenstetter et al., 1977) in the western Mediterranean area according to magmatic processes similar to those thought to be active in present-day normal mid-oceanic ridge segments. The abundance of gabbroic adcumulates in Corsica (Ohnenstetter et al., 1975) and in the Atlantic Ocean (Hodges and Papike, 1976) coupled with their low content of residual elements is compatible with a slow cooling of successive magma batches under a high geothermal gradient. Beneath mid-oceanic ridges, olivine-tholeiite produced or reequilibrated at pressures of 5–10 kb (Green and Ringwood, 1967; O'Hara, 1968) evolve towards liquids of ferrobasaltic composition.

In Corsica, the presence of ultramafics with cumulus textures raises the problem of the existence and significance of 'peridotite' fractionation. Such lherzolites, equilibrated at pressures of 7–9 kb (spinel-plagioclase transition) may have separated from a more primitive olivine-rich picritic liquid (O'Hara, 1968) derived from a deeper zone e.g. the low velocity zone. According to this assumption, the abyssal tholeiites reach the surface after polybaric fractionation, leaving peridotite with a lherzolitic character located between gabbros constituing layer 3 and the upper part of the underlying mantle of the oceanic lithosphere.

Acknowledgments. This work was supported by C.N.R. (Italy), by the C.N.R.S. (France) throught the A.T.P. "Géodynamique de la Méditerranée Occidentale" and by the D.G.R.S.T., Action concertée NiS. We are indebted to W.R. Church (University of Western Ontario, London) for an extensive review of the manuscrit. W.L. Brown (University of Nancy) is thank for his critical comments and aid in translation. The authors have also benefited from discussions with C.J. Allegre (University of Paris VI), J. Cann (University of East Anglia), R.G. Coleman (U.S. Geological survey, Menlo Park), G.V. Dal Piaz (University of Padova) and G. Rocci (University of Nancy).

Appendix 1: List of Samples

Pillow Lavas

They are issue from the Inzecca massif. Primary minerals are transformed into a greenschist assemblage. But high pressure minerals may be locally present.

30.8.4A. Col de Grata. Variolitic pillow with large varioles (1 cm), vacuoles (0.1 mm). ab, q, chl, epi, pum, act.

25.6.3. Défilé de l'Inzecca. Brecciated variolitic pillow with transformed olivine microphenocrysts (lantern like form) in a recrystallized fine groundmass. ab, q, chl, ser, pum, hem.

22.9.5. Fatachio. aphanitic pillow. aug, chl, ab, q, epi, lw, pum, tit, ser.

22.9.3. Fatachio. Porphyritic pillow with plagioclase phenocrysts. ab, q, epi, lw, pum, chl, tit.

30.8.7. Col du Cardo. Hematitic pillow with plagioclase phenocrysts and squelettic transformed olivine microphenocrysts and hollow plagioclase microlites in a recrystallized glass.

Dykes

They cut the upper gabbros (euphotide, intermediate gabbro). No magmatic mineral has been preserved. Assemblages are characteristic of a greenschist facies with occurrence of pumpellyite; sodic amphiboles are locally present.

20.9.3. Monte Piano Maggiore. Intersertal texture. act, chl, ab, q, tit.

5.9.6.A Monte Piano Maggiore. Sub-ophitic texture with plagioclase phenocrysts. act, chl, tit, ab, q, pum.

5.9.4. Inzecca massif. Sub-ophitic to intersertal texture with plagioclase phenocrysts. act, ab, epi, pum, q, hem, tit, chl, ser.

16.9.11. Monte Piano Maggiore. Sub-ophitic to intersertal texture with plagioclase and magnetite phenocrysts, numerous squelettic Fe-Ti oxides in the groundmass. act, ab, tit, epi, pum, q, ser.

Dolerites

Inzecca massif. They intrude the pillow lava carapace. The following magmatic mineral proportion is only a broad estimation due to alteration products.

27.6.1. Ophitic texture. Mode is: plagioclase (2/0.7 mm) 67%, clinopyroxene (10/.6 mm) 20%, olivine (2 mm) 11%, ilmenite 2%. Clinopyroxene is the only relictual magmatic phase. Ab, cpx, chl, pum, tr, il, tit, ser, q, cros.

27.6.3. Ophitic to nesophitic textures. Mode is: pl. (2.5/0.5 mm) 76%, Cpx. (6/4 mm) 20%, il. 3%. Cpx., ab., Chl., pum., il., tit., q.

7.9.9.1. Intersertal to sub-ophitic textures; locally graphic intergrowth of pl. and cpx. Mode is: pl. (4/1 mm) 74%, cpx. (3/0.7 mm) 21%, mt. 5. %, ap. 0.1%. Aug., ab., q., mt., leuc., act.

25.6.11.2. Intersertal texture. Close association of cpx. and mt. Clinopyroxene crystallized before pl., is sometimes bent. Mode is: pl. (5/1 mm) 62%, cpx. (3/0.5 mm) 27%, mt. 11%, ap. 0.1%. Fe and Ti rich aug., ab., mt., leuc., Fe-chl., aeg., cros., ser., q.

Ultramafics

25.9.1. Cap Corse. Ol., opx., and cpx mesocumulat (lherzolite). Diopside is fresh. opx and ol. are serpentinized.

25.9.4. Cap Corse. Ol. websterite adcumulate serpentinized.

13.9.8.c. Casaluna. Deformed dunite. Protogranular texture. Ol. (Fo_{88}) brown aluminous Cr-spinel, transformed pl. into hydrogrossular.

13.9.8.b. Casaluna. Deformed harzburgite. Transformed pl. and Cr-spinel are accessory; ol. (Fo_{90}); enstatite ($2V_Z = 76° \pm 1$). Protogranular texture; olivine shows elongate tablets bigger than orthopyroxene ones, and parallel to the plagioclase foliation.
22.7.15.2. Inzecca serpentinite. Liz, mt.
29.6.19. Inzecca. serpentinite. Liz., mt., hydrogrossular.

Troctolites

Samples come from the Casaluna massif. They are composed of plagioclase (An_{80-70}), olivine (Fo_{90-85}), and diopsidic augite ($2V_Z = 53° \pm 2$; $ZZcc = 40° \pm 2$).
11.9.15.1. Pl.-ol.-Cpx. mesocumulate (olivine gabbro). Pl. size varies from 0.2 to 1.2 cm., cpx. is poikilitic.
11.9.11. Pl.-ol.-cpx. heteradcumulate (troctolite). Pl. (1.5 cm), very abundant are locally separated from olivine by a narrow zone of chl. (0.1 mm). Secondary minerals: liz., mt., pre.
11.9.12. Ol.-pl. heteradcumulate (plagioclase dunite). Sub-automorph ol. and few chromites are inclosed in heteradcumulus pl. Other phases: liz., mt., pre.
11.9.14. Pl.-ol mesocumulate (troctolite). Locally accessory heteradcumulus cpx. Secondary minerals: liz., mt., pre., tr.

Gabbros

20.9.6. Casaluna. Pl.-cpx.-Mt. adcumulate. Aug. is fresh. act., chl., ab., q.
12.9.24. Casaluna. Pl.-cpx.-ol. heteradcumulate (olivine gabbro). Cpx. is fresh (diallage). Chl. pseudomorph ol. which are separated from pl. by corona texture. Tr., Mg-chl., ab., pre.
1.7.11. Inzecca. Pl.-cpx. heteradcumulate. Diallage is deformed (kink-bands), Tr., chl., pre.

Ferrogabbros

20.9.5. Casaluna. Pl.-cpx.-mt.-opx.-ap. mesocumulate. Cpx. and ap. are the two preserved magmatic minerals. Other phases: brown hb., act., Fe-act., chl., cros.
29.7.13.1. Inzecca metagabbro. All the magmatic minerals are transformed except ap. and zircon. (0.2–1 mm). Aeg., aegyrinic pyroxenes, cros. stil., ser., ab.
23.8.3. Inzecca massif. Metagabbro. Aegyrinic pyroxenes, aeg., cros., stil., Fe-chl., ab., leuc., tit.

Plagiogranites

23.8.6.1.A. Inzecca massif. Pl.-cpx.-Zr.-ap. mesocumlate. Cumulus structure is well preserved despite metamorphic recrystallization. Igneous lamination is marked by pl. Ab., jadeitic and aegyrinic pyroxenes, Fe-chl., zr., ap.
30.7.3.1. Inzecca. Plagiogranite. No magmatic texture is preserved: mortar texture ab., q., Fe-chl., zr., mt.
28.7.9. Inzecca. Plagiogranite. Mortar texture. Ab., q., he., stil., ZR.

Abbreviation of the minerals: *ab* = albite; *act* = actinolite; *aeg* = aegyrine; *aug* = augite; *chl* = chlorite; *cpx* = clinopyroxene; *cros* = crossite; *epi* = epidote; *hb* = hornblende; *hem* = hematite; *il* = ilmenite; *leuc* = leucoxene; *liz* = lizardite; *lw* = lawsonite; *mt* = magnetite; *ol* = olivine; *opx* = orthopyroxene; *pl* = plagioclase; *pre* = prehnite; *pum* = pumpellyite; *q* = quartz; *ser* = sericite; *stil* = stilpnomelane; *tit* = titanite; *tr* = tremolite; *zr* = zircon.

Appendix II. Trace element concentrations obtained and used for interlaboratory standards

	GSP-1	AGV-1	BCR-1	PCC-1	DTS-1	BR	BM	T-1	SY-1	MRG-1	SY-2	SY-3
Ni	8	20	12	2375	2350	–	64	–	34	203	–	–
	(12.5)	(18.5)	(15.8)	(2339)	(2269)	–	(57)	–	(43)	(190)	–	–
Co	–	16	42	113	133	–	–	–	18	96	–	–
		(14.1)	(38)	(112)	(133)				(19)	(87)		
Cr	–	–	22	2800	3950	–	150	–	55	439	–	–
			(17.6)	(2730)	(4000)		(123)		(56)	(450)		
Cu	36	64	16	13	–	–	45	53	24	126	–	–
	(33.3)	(59.7)	(18.4)	(11.3)			(45)	(47)	(23)	(135)		
Zn	94	108	131	42	–	–	112	166	240	–	258	–
	(98)	(84)	(120)	(36)			(107)	(190)	(219)		(250)	
V	54	123	398	30	–	–	182	79	88	540	–	–
	(52.9)	(125)	(399)	(30)			(180)	(96)	(89)	(520)		
Li	29	12	13	2	–	–	79	12	–	4	95	91
	(32.1)	(12)	(12.8)	(2)			(70)[1]	(8)		(4)	(86)	(85)
Rb	250	67	47	–	–	–	12	32	–	12	204	187
	(254)	(67)	(46.6)				(12)	(32)		(10)	(214)	(198)
Sr	–	662	333	–	–	–	–	396	–	267	263	302
		(657)	(330)					(380)		(270)	(270)	(310)
Y	34	26	44	–	–	–	29	–	–	–	151	874
	(30.4)	(21.3)	(37.5)				(26)				(136)	(750)
Nb	29	16	14	–	–	91	–	–	–	–	33	–
	(29)	(15)	(13.5)			(92)					(27)	–
Zr	490	221	190	–	–	–	101	–	–	103	274	323
	(500)	(225)	(190)				(105)			(110)	(270)	(320)

In brackets bibliographic averages or recommended values: GSP-1, AGV-1, BCR-1, PCC-1, DTS-1, BM, data from Flanagan (1973); BR, data from Roubault et al. (1970); T-1, data from Thomas (1963); SY-1, data from Abbey (1975); MGR-1, SY-2, SY-3, data from Abbey et al. (1975)

References

Abbey, S., Gillieson, A.H., Guy, P.: SY-2, SY-3 and MRG-1: a report on the collaborative analysis of three canadian rocks samples for use as certified reference materials. Canada center for mineral and energy technology, Mineral Sciences Laboratories, MRP/MSL 75–132 (TR) 1975

Allegre, C.J., Montigny, R., Bottinga, Y.: Cortège ophiolitique et cortège océanique, géochimie comparée et mode de genèse. Bull. Soc. Geol. France **15**, 461–477 (1973)

Allegre, C.J., Montigny, R., Noiret, G., Bougault, H.: Trace elements in ophiolite complexes and variations in ophiolite magmas. Eos **57**, 404 (1976)

Amaudric du Chaffaut, S., Caron, J.M., Delcey, R., Lemoine, M.: Données nouvelles sur la stratigraphie des schistes lustrés de Corse: la série de l'Inzecca. Comparaisons avec les Alpes Occidentales et l'Apennin ligure. C.R. Acad. Sci. (Paris) D, 2611–2614 (1972)

Ayuso, R.A., Bence, A.E., Taylor, S.R.: Upper Jurassic tholeiitic basalts from D.S.D.P. Leg 11. J. Geophys. Res. **81**, 4305–4325 (1976)

Bebien, J., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M., Paupy, A., Rocci, G.: The role of hypabyssal magmatic rocks in our understanding of ophiolite models. Pétrologie **1**, 157–168 (1975)

Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G.B., Venturelli, G.: Le rocce gabbriche dell'Appennino centro-settentrionale: II. Le caratteristiche chimiche. Ofioliti **1**, 107–126 (1976)

Beccaluva, L., Macciotta, G., Venturelli, G.: Differenziazione e caratteri geochimici delle vulcaniti basaltiche oceaniche dell'Appennino ligure-emiliano. Ofioliti **1**, 33–65 (1976)

Beccaluva, L., Venturelli, G., Zanzucci, G.: Dati geologici e geochimici sui basalti di associazione ofiolitica dell'Appennino ligure-emiliano. Ateneo Parmense, acta nat., II, 789–802 (1975)

Bence, A.E., Papike, J.J., Ayuso, R.A.: Petrology of submarine basalts from the Central Carribean D.S.D.P. Leg 15. J. Geophys. Res. **80**, 4775–4804 (1975)
Bezzi, A., Piccardo, G.B.: Structural features of the Liguria ophiolites: petrologic evidence for a "oceanic" floor of the northern Apennines geosyncline: a contribution to the problem of the Alpine type gabbro-peridotite association. Mem. Soc. Geol. Ital. **10**, 53–63 (1971)
Bickle, M.J., Pearce, J.A.: Oceanic mafic rocks in the Eastern Alps. Contrib. Mineral. Petrol. **49**, 177–189 (1975)
Bonatti, E., Honnorez, J., Ferrara, G.: Peridotite-gabbro complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge. Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A **268**, 385–402 (1971)
Bryan, W.B., Thompson, G., Frey, F.A., Dickey, J.S.: Inferred geologic settings and differentiation in basalts from the Deep Sea Drilling Project. J. Geophys. Res. **81**, 4285–4304 (1976)
Byerly, G.R., Melson, W.G., Vogt, P.R.: Rhyodacites, andesites, ferrobasalts and ocean tholeiites from the Galapagos spreading center. Earth Planet. Sci. Lett. **30**, 215–221 (1976)
Cann, J.R.: Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some oceanic floor basaltic rocks. Earth Planet. Sci. Lett. **10**, 7–11 (1970)
Cann, J.R.: Major element variations in ocean floor basalts. Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A **268**, 495 (1971)
Cann, J.R.: Most ophiolites are not pieces of ocean crust. Coll. Ophiolites East Mediterranean and Middle East, Cambridge, 6p. multigr. 1976
Church, W.R.: The ophiolites of Southern Quebec: oceanic crust of Betts Cove type. Can. J. Earth Sci., **14**, 1668–1673 (1977)
Church, W.R., Riccio, L.: Fractionation trends in the Bay of Islands ophiolite of Newfoundland: polycyclic cumulate sequences in ophiolites and their classification. Can. J. Earth Sci. **14**, 1156–1165 (1977)
Clague, D.A., Bunch, T.E.: Formation of ferrobasalt at East Pacific Mid Ocean spreading centers. J. Geophys. Res. **81**, 4247–4256 (1976)
Coleman, R.G., Peterman, Z.E.: Oceanic plagiogranite. J. Geophys. Res. **80**, 1099–1108 (1975)
Desmet, A.: Contribution à l'étude de la croûte océanique mésozoïque de Méditerranée Orientale: les pillows lavas du Troodos (Chypre). Thèse de spécialité Université de Nancy I 1977
Durand Delga, M.: La Corse. In: J. Debelmas, ed., Géologie de la France, Vol. 2, pp. 465–478. Paris: Doin 1974
Durand Delga M.: Impressions sur l'édifice alpin de Corse. In: Tectonic problems of the alpine system (M. Mahel, ed.), pp. 203–229. Bratislava: Veda publ. house, Slovak Acad. Sci. 1975
Engel, C.G., Fisher, R.L.: Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian ocean ridge system, Western Indian ocean. Geol. Soc. Am. Bull. **86**, 1553–1578 (1975)
Erlank, A.J., Kable, E.J.D.: The significance of incompatible elements in Mid-Atlantic ridge basalts from 45° N with particular reference to Zr/Nb. Contrib. Mineral. Petrol. **54**, 281–291 (1976)
Ewart, A., Bryan, W.B.: Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tonga islands. Geol. Soc. Am. Bull. **83**, 3281–3298 (1972)
Ferrara, G., Innocenti, F., Ricci, C.A., Serri, G.: Ocean-floor affinity of basalts from Northern Apennine ophiolites: geochemical evidence. Chem. Geol. **17**, 101–111 (1976)
Flanagan, F.J.: 1972 values for international geochemical reference samples. Geochim. Cosmochim. Acta **37**, 1189–1200 (1973)
Floyd, P.A., Winchester, J.A.: Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth Planet. Sci. Lett. **27**, 211–218 (1975)
Green, D.H., Ringwood, A.E.: The genesis of basaltic magmas. Contrib. Mineral. Petrol. **15**, 103–190 (1967)
Hart, S.R., Schilling, J.G., Powell, J.L.: Basalts from Iceland along the Reykjanes ridge: Sr isotope geochemistry. Nature **246**, 104–107 (1973)
Hodges, F.N., Papike, J.J.: D.S.D.P. site 334: Magmatic cumulates from oceanic layer 3. J. Geophys. Res. **81**, 4135–4151 (1976)
Kay, R., Hubbard, N.J., Gast, P.W.: Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. J. Geophys. Res. **75**, 1585–1614 (1970)
Kay, R., Senechal, G.: The rare earth geochemistry of the Troodos ophiolite complex. J. Geophys. Res. **81**, 964–970 (1976)
Maluski, H., Mattauer, M., Matte, P.: Sur la présence de décrochements alpins en Corse. C.R. Acad. Sci. (Paris), D. **276**, 709–712 (1973)

Mattauer, M., Proust, F.: La Corse alpine: un modèle de genèse du métamorphisme haute-pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. C.R. Acad. Sci. (Paris), D **282**, 1249–1251 (1976)

Mattauer, M., Proust, F.: Sur quelques problèmes généraux de la chaîne alpine en Corse. Bull. Soc. Geol. France (7) **18**, 1177–1178 (1976)

Mazzullo, L.J., Bence, A.E.: Abyssal tholeiites from D.S.D.P. Leg 34: the Nazca Plate. J. Geophys. Res. **81**, 4327–4351 (1976)

Melson, W.G., Thompson, G.: Layered basic complex in oceanic crust, Romanche fracture zone, equatorial Atlantic ocean. Science **168**, 817–820 (1970)

Mevel, C.: Les "pillows-lavas" spilitiques des massifs ophiolitiques du Chenaillet et des Gets (Alpes françaises). Thèse de spécialité Université de Paris VI 1975

Miyashiro, A.: The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. Earth Planet. Sci. Lett. **19**, 218–224 (1973)

Montigny, R., Bougault, H., Bottinga, Y., Allegre, C.J.: Trace element geochemistry and genesis of the Pindos ophiolite suite. Geochim. Cosmochim. Acta **37**, 2135–2147 (1973)

Nisbet, E., Pearce, J.A.: TiO_2 and a possible guide to past oceanic spreading rates. Nature **246**, 468–470 (1973)

Noiret, G., Allegre, C.J.: Geochimie du massif ophiolitique de l'Insecca (Corse). 4ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris 13–16 avril 1976, 306 (abstract) 1976

O'Hara, M.J.: The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. Earth Sci. Rev. **4**, 69–133 (1968)

O'Hara, M.J.: Are ocean floor primary magma? Nature **220**, 683–686 (1968)

Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M.: Le puzzle ophiolitique corse. Un bel exemple de paléo-dorsale océanique. Thèse de spécialité Université de Nancy I 1975

Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M., Rocci, G.: Tholeiitic cumulates in a high pressure metamorphic belt. Pétrologie **1**, 291–317 (1975)

Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M., Rocci, G.: Etude des métamorphismes successifs des cumulats ophiolitiques de Corse. Bull. Soc. Geol. France (7) **18**, 115–134 (1976)

Ohnenstetter, M., Ohnenstetter, D., Vidal, Ph.: L'âge des ophiolites de l'Inzecca (Corse). Implications. 5 ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Rennes 19–22 avril 1977, 357 (abstract) 1977

Paupy, A.: Nouvelles données sur un type de différenciation du magma ophiolitique: le massif du Vourinos (Grèce). Thèse de spécialité, Université de Nancy I 1976

Pearce, J.A.: Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. Tectonophysics **25**, 41–67 1975

Pearce, J.A., Cann, J.R.: Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr, Y. Earth Planet. Sci. Lett. **12**, 339–350 (1971)

Pearce, J.A., Cann, J.R.: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Lett. **19**, 290–300 (1973)

Rocci, G., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M.: Duality of tethyan ophiolites. Pétrologie **1**, 172–174 (1975)

Roubault, M., De la Roche, H., Govindaraju, K.: Etat actuel (1970) des études coopératives sur les standards géochimiques du centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques. Sciences de la Terre **15**, 351–393 (1970)

Schilling, J.G.: Iceland mantle plume. Nature **246**, 141–143 (1973)

Schilling, J.G.: Rare-earth variations across "normal segments" of the Reykjanes Ridge, 60–53° N, Mid-Atlantic Ridge, 29° S, and East Pacific Rise, 2–19° S, and evidence on the composition of the underlying low velocity layer. J. Geophys. Res. **80**, 1459–1473 (1975)

Schilling, J.G., Anderson, R.N., Vogt, P.R.: Rare earth, Fe and Ti variations along the Galapagos spreading center, and their relationship to the Galapagos mantle plume. Nature **261**, 108–113 (1976)

Shibata, T.: Phenocryst-bulk rock composition relations of abyssal tholeiites and their petrogenetic signifiance. Geochim. Cosmochim. Acta **40**, 1407–1417 (1976)

Shibata, T., Fox, P.J.: Fractionation of abyssal tholeiites: samples from oceanographer fracture zone (35°N–35°W). Earth Planet. Sci. Lett. **27**, 62–72 (1975)

Shido, F., Miyashiro, A., Ewing, M.: Crystallization of abyssal tholeiites. Contrib. Mineral. Petrol. **31**, 251–266 (1971)

Smewing, J.D., Simonian, K.O., Gass, I.G.: Metabasalts from the Troodos Massif, Cyprus: genetic implication deduced from petrography and trace element geochemistry. Contrib. Mineral. Petrol. **51**, 49–64 (1975)

Thayer, T.P.: Some implications of sheeted dike swarms in ophiolitic complexes. Preprint International Symposium on "Ophiolites in the Earth's crust" Moscow 1973

Thomas, W.R.L.: Standard geochemical sample T-1. Suppl. 1, Part 1. Dar es Salaam: Governement Printer 1963

Thompson, G.: Trace element distribution in fractionated oceanic rocks. 2.-Gabbros and related rocks. Chem. Geol. **12**, 99–111 (1973)

Thompson, G., Shido, F., Miyashiro, A.: Trace element distribution in fractionated oceanic basalts. Chem. Geol. **9**, 89–97 (1972)

Treuil, M.: Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar. Thèse docteur es sciences, Université d'Orléans, in collaboration with Varet J 1973

Treuil, M., Joron, S.L.: Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la signification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la dorsale médioatlantique. Soc. Ital. Mineral. Petrol. **31**, 125–174 (1975)

Wager, L.R., Brown, G.M.: Layered igneous rocks. Edinburgh-London: Oliver and Boyd 1968

Wager, L.R., Brown, G.M., Wadsworth, W.J.: Types of igneous cumulates. J. Petrol. **1**, 73–85 (1960)

Winchester, J.A., Floyd, P.A.: Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth Planet. Sci. Lett. **28**, 459–469 (1976)

Received January 10, 1977 / Accepted June 20, 1977

Contrib Mineral Petrol (1984) 85:253–271

Contributions to Mineralogy and Petrology
© Springer-Verlag 1984

Two magmatic series with island arc affinities within the vourinos ophiolite

L. Beccaluva[1], D. Ohnenstetter[2], M. Ohnenstetter[2], and A. Paupy[3]

[1] Dipartimento di Scienze della Terra, Via Mezzocannone 8, Napoli, Italy
[2] GIS, CNRS-BRGM, CRSCM, la, rue de la Férollerie, 45045 Orléans, France
[3] BRGM, Avenue de Concyr, B.P. 6009, 45000 Orléans Cedex, France

Abstract. Within the Vourinos ophiolite evidence of two magmatic series has been preserved in cognate cumulates and in effusive and hypabyssal rocks, which constitute the earlier Krapa sequence and the younger Asprokambo sequence. The Asprokambo dyke basic magmas which are poor in incompatible elements and relatively Ni and Cr rich, bear some resemblance to very low Ti basalts (transitional to boninites) found in subduction related arcs or interarc basins. Krapa series magmas from sills, massive and pillow lavas are best equated with low-K tholeiites of island arc suites. Compositions of Al- and Ti- poor Cpx in lavas from both series are comparable to those in island arc basalts, the Asprokambo Cpx being richer in Ca and Cr than those from Krapa.

The large volume of cumulates from the Krapa sequence displays the following crystallization order: Ol ± Sp, Cpx, Pl ± Opx, Mt. Periodic influx of fresh magma batches into the magma chamber occurred mainly during the formation of the lower cumulates (wehrlite, Ol-clinopyroxenite and melagabbro). The upper cumulates, gabbronorite and leucogabbronorite with minor Mt-bearing gabbronorite, crystallized in the upper levels of a magma chamber which became progressively smaller with time. In the Asprokambo sequence, Ol ± Sp, Opx, Cpx, Pl and Amph are the successively crystallizing phases. The ortho to heteradcumulates consist of websterite, Pl-websterite, gabbronorite, amphibole bearing leuconorite, diorite and granophyre. In cumulates, especially in the lower Krapa sequence, significant subsolidus reaction was probably induced by the persistence of high geothermal gradients linked to continuous magmatism. Petrological features indicate that the evolution of the Krapa series is more compatible with an intermediate fractional/equilibrium crystallization history in an initially open system, whereas nearly perfect fractional crystallization in closed system may have occurred in the small Asprokambo magma chambers. Chemical variations in the lavas of both series can be explained in terms of crystallization of the observed cumulates. Significantly, the Asprokambo intrusives have igneous Mg-hornblende and vanadium bearing, chromian, aluminous titaniferous magnetite, crystallization of which is responsible for the calcalkaline evolutionary trend of these rocks. Major and trace element modelling necessitates a two stage model for the petrogenesis of the Vourinos parental melts, involving high-degree remelting of previously depleted mantle sources favoured by the influx of subduction derived hydrous fluids. The primary magmas parental to the Krapa and Asprokambo series could have been derived respectively by 20 and 30% equilibrium partial fusion of variably depleted lherzolitic sources, leaving residua having a harzburgitic to dunitic composition.

Offprint requests to: L. Beccaluva

Introduction

In any particular geodynamic setting, the composition and evolution of successive derivative liquids following generation in the upper mantle is mainly controlled by low pressure fractionation leading to the production of cumulates. Based on geochemical arguments, several attempts have been made to correlate compositions of erupted liquids with underlying cumulates thought to have crystallized in either a closed or open system magma chamber under broadly equilibrium conditions (O'Hara 1977). In ophiolites, liquids entering the magma chamber may be of variable composition, leading to polycyclic and polygenetic cumulates (Churh and Riccio 1977; Smewing 1981). Moreover the comparison between ophiolitic liquid and present-day volcanics have led to the distinction of different geotectonic settings even within a single ophiolitic assemblage (Pearce 1975). An island arc origin has been proposed for the Vourinos ophiolite based largely on geochemical evidence (Miyashiro 1977; Beccaluva et al. 1979; Ohnenstetter et al. 1979; Noiret et al. 1981), where two main magma lineages have been recognized (Paupy 1976; Beccaluva et al. 1979). Here, we attempt to follow the evolutionary course of the two main magmatic pulses during low pressure fractionation, employing mass balance calculation and major and trace element modelling. In addition some constraints on the development of cumulate sequences are given, based on textural and mineralogical observations. The compositions of both the parental liquids which entered the magma chamber and their proposed mantle sources are estimated.

General geological setting and previous studies

In Greece, several ophiolitic belts have been recognized which may have been derived from multiple basins of Jurassic age. On the basis of sedimentological data (Pichon and Lys 1976), of age relationships between ophiolites, associated sediments and amphibolites (Spray and Roddick 1980) it has been pointed out that the Vourinos ophiolite has been generated in the vicinity of a continental margin

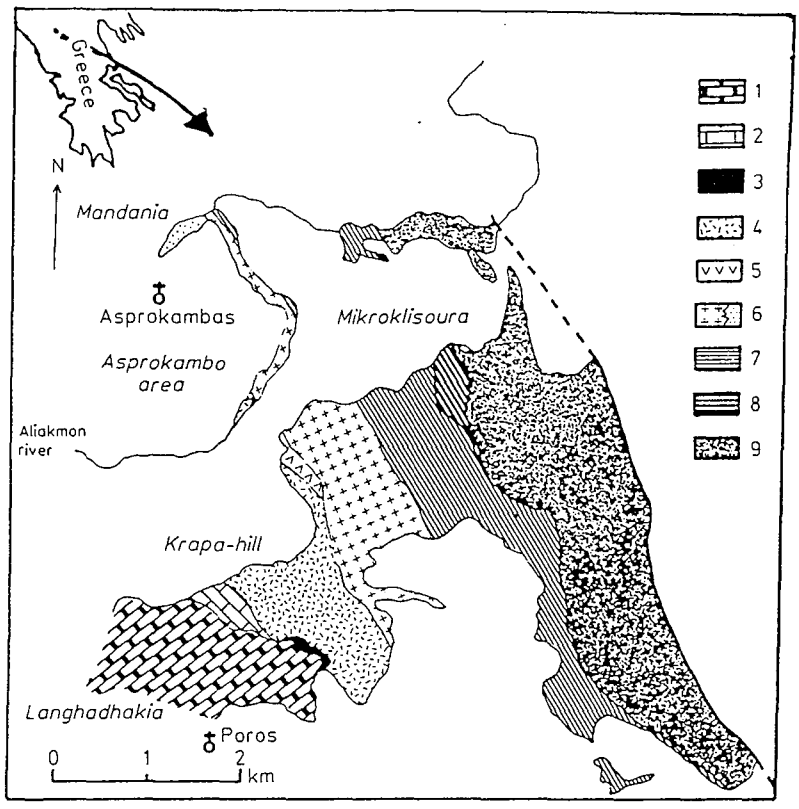


Fig. 1. Detail map (slightly modified after Moores 1969) of the Krapa and Asprokambo area representing the upper and middle part of the Vourinos ophiolitic complex. In white: recent deposits 1. Cornstone and limestone series of Albian to Turonian age. 2. Langhadhakia transgressive limestone of Tithonian-Berriasian ag 3. Radiolarian cherts. 4. Basaltic to andesitic lavas and hypabyssal rocks. 5. Dacitic sills and dykes. 6. Acid residues: crosses = diorites, stippled = Qz diorites and granophyres. 7. Norites and noritic gabbros often layered. 8. Interlayering of pyroxenites and norites. 9. Transition zone

(Bebien et al. 1980). The dominant lithology in the Vourinos ophiolite is mantle harzburgite considered by Moores and Vine (1971) and Ross et al. (1980) to have been generated in a diapir under an oceanic spreading centre. Coarse-grained dunite, peridotite and chromitite occur in slightly deformed isoclinal folds (Ayrton 1968) with steep plunge and variable direction (Moores 1969) linked to the diapir emplacement. Harzburgites are cut by dykes of pyroxenite and dunite before and after deformation (Harkins et al. 1980). The lowermost cumulate sequence is constituted of cyclic units of wehrlite, clinopyroxenite (locally associated with dunite), websterite and gabbros (Jackson et al. 1975). Olivine gabbro and gabbro overlie the ultramafic rocks and are in turn overlain by noritic gabbros and leucodiorites with variable amounts of interstitial quartz. Locally, especially in the Mandania area, magmatic breccias (Brunn 1956) with elements of norites and pyroxenites in quartz-gabbros, quartz-diorites and granophyres occur in the upper part of the cumulate sequence (Paupy 1976). In such an area, a sheeted complex is well-developed immediately above the breccias in the diorites. Generally the upper cumulates are often intruded and brecciated by doleritic sills (Brunn 1956). Pillow lavas rest unconformably on eroded massive flows overlaying hypabyssal formations (Paupy 1976). In the following section, two main magmatic series are described and defined based on petrographical and geochemical data: the Krapa series which forms most of the mappable units; and the Asprokambo series which occurs mainly in the Aliakmon river area (Fig. 1).

Petrography of the volcanic and hypabyssal rocks

The petrographic features of the hypabyssal and effusive rocks from Krapa and Asprokambo series are summarized in Table 1. Both series evolve from basalt to dacite – rhy lite according to the chemical classification of Pecceril and Taylor (1976). The degree of cristallinity increases wi SiO_2 content.

Krapa series

Basalt displays homogeneous intersertal textures with small, euhe ral clinopyroxene (Cpx) phenocrysts and subhedral plagioclase (l phenocrysts; pseudomorphs after olivine (Ol) are occasionally o served. Whereas groundmass Pl microlites are generally skelet Cpx forms stout prisms often intergrown at their margins wi opaque oxides (Op). In basaltic andesites, Pl occurs mainly as n crolites and poikilitic laths in interstices. Both Op and quartz (Qt are more abundant than in the basalts. In more andesitic compo tions Pl, Qtz and Op become more abundant; the latter occ as a phenocryst phase, Cpx decreases. Occasional pseudomorp after orthopyroxenes (Opx) may be observed. In the andesite abundant Pl defines an intersertal texture. In dacites, glomerocrys of Pl, Opx and Op are scattered through a more leucocratic groun mass.

Metamorphic assemblages belong to the greenschist and low amphibolite facies of sub-sea floor metamorphism as in other oph olites (Gass and Smewing 1973; Elthon and Stern 1978). Mo of the extrusive rocks were probably strongly altered shortly aft submarine eruption. Actinolite is more common in the massiv flows and sills than in the pillow lavas, probably reflecting a increase in temperature with depth in the lava pile. Prehnite an calcite are the most abundant secondary calcic phases in basalt whereas pistacitic epidote is more abundant in the less basic rock

Asprokambo series

Basalt and most basaltic andesites are porphyritic and contain var able amounts of Cpx, Opx and Pl phenocrysts. Pseudomorphs aft Ol are present in some of the more primitive samples. Textur evidence suggests that Cpx and Opx crystallized together prio

Table 1. Petrographical features from the effusive and hypabyssal sequences of Krapa and Asprokambo. Opx, Ol and glass are always transformed

Rock type		Krapa	Asprokambo
Basalt	Macroscopic features	Aphyric basalt	Porphyritic basalt
	Texture	intersertal	pilotaxitic
	Phenocrysts	–	Cpx – Opx – Pl (Ol?)
	Micro-phenocrysts	Cpx – Pl	Cpx – Opx
	Microlites	skelettic Pl and intergranular Cpx	elongated Cpx and some Pl
	Glass	rare interstitial	abundant
Basaltic andesite	Macroscopic features	Aphyric to phyric andesitic basalt	Porphyritic
	Texture	intersertal	pilotaxitic
	Phenocrysts	Cpx – Pl	Cpx – Opx – Pl
	Microlites	abundant Pl – Cpx – Opx – Op	Cpx – Opx – Pl – Op
	Groundmass	–	interstitial patches of granophyre
	Glass	rare	medium
Andesite	Macroscopic features	coarse grained phyric andesite	No sample
	Texture	hiatal and glomeroporphyritic	
	Phenocrysts	Pl – Cpx – Opx – Op	
	Microlites	Pl + rare Cpx	
	Glass	absent	
Dacite	Macroscopic features	coarse grained phyric dacite	porphyritic dacite
	Texture	hiatal, glomerophyric and intersertal	felsitic
	Phenocrysts	Pl – Op-Opx	Pl – Qtz
	Microlite	Pl ± Px	Pl in poikilitic Qtz and Pl
	Glass	absent	absent
Rhyolite	Macroscopic features	No sample	porphyritic
	Texture		porphyritic and felsitic
	Phenocryst		Qtz
	Groundmass		Pl – Qtz

to the appearance of Pl. Opx commonly mantles Cpx but the opposite relationship has also been observed. Microlites of skeletal, zoned Cpx and subordinate Pl occur in the altered glassy groundmass of the basaltic rocks. In rocks having a more andesitic composition Opx is an abundant phenocryst phase and also occurs as microphenocrysts and coarse microlites. Granophyric intergrowths of Qtz and sodic Pl often fill interstitial areas. Altered pyroxene (Px) phenocrysts may occur in dacites. In both dacite and sodic

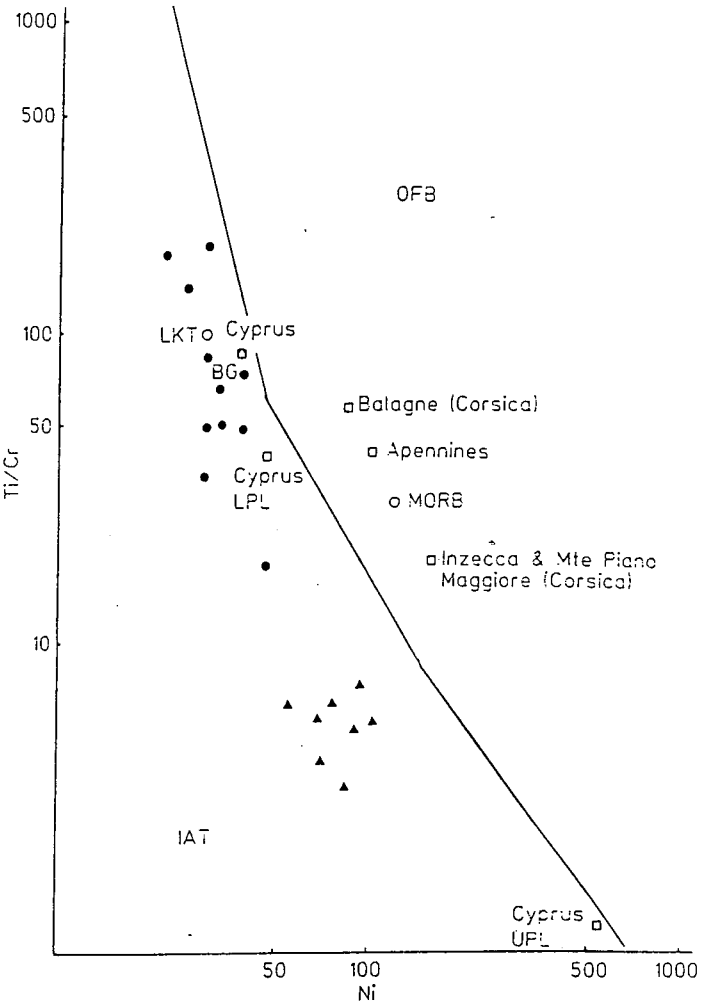


Fig. 2. Ti/Cr vs Ni (Beccaluva et al. 1979). Dots = Krapa, triangle = Asprokambo. LKT = low K tholeiites. Cyprus BG, LPL and UPL = mean composition of Cyprus basalts from the basal group and from the lower and upper pillow lavas, OFB = ocean floor basalt, mean composition of the mid-ocean ridge basalts (MORB), the Western Tethys ophiolitic basalts: Balagne and Inzecca (Corsica) and the Apennines

rhyolite, phenocrysts of Pl and Qtz are common. Asprokambo dykes are generally more altered than the Krapa samples. Adularia has developed within some Pl phenocrysts. Observed metamorphic parageneses are frequently indicative of disequilibrium (e.g. coexistence of calcite, prehnite and epidote in a single thin section). Where secondary calcic minerals have replaced chloritized mafic phases, original textures have been destroyed leading to the production of epidosite. The relatively thin volcanic pile above the dykes displays upper greenschist to lower amphibolite facies metamorphic assemblages implying metamorphism under an abnormally high geothermal gradient. This way probably induced by hydrothermal activity. While this type of metamorphism is common and well-documented for oceanic crust (Cann 1969), it may also occur in immature island arcs: e.g. the Palau-Kyushu ridge (Aldrich et al. 1981; Scott 1981).

Magmatic affinities of the volcanic and hypabyssal rocks

Discrimination between the two magmatic series and their assignment to particular settings is based on the immobile elements Ti, Zr, Y, Nb, V and Cr. All rocks show a sub-alkaline character with low K_2O contents and high Y/Nb

Table 2. Chemical analyses of effusive and hypabyssal rocks from the Krapa series

	Massive lavas			lava flows		Pillow lavas				Sills					Dykes		
	B AP-26-7	BA AP-7-7	A AP-28-7	BA AP-19-7	A 3-17-7	D AP-4-7	B AP-24-7	BA AP-20-7	B AP-22-7	B AP-23-7	BA AP-18-7	BA AP-13-7	A AP-9-6	B AP-10-6	D AP-1-7	BA 2-17-7	A 1-17-7
SiO_2	52.41	55.32	57.75	53.24	62.50	64.60	51.15	53.45	50.52	52.60	53.34	53.65	58.50	48.92	64.25	53.10	57.0
TiO_2	0.45	0.99	0.87	0.66	0.72	0.93	0.58	0.67	0.53	0.50	0.96	0.99	0.78	1.01	0.73	0.79	1.0
Al_2O_3	15.80	14.67	15.65	16.57	13.15	13.51	16.00	14.74	16.53	15.71	14,90	15.40	15.12	18.42	13.83	15.11	14.4
$Fe_2O_3T.$	9.15	10.96	10.30	10.35	10.40	9.16	9.70	10.84	9.95	9.86	11.76	10.95	10.52	12.52	8.77	9.75	10.3
MgO	8.10	3.50	3.10	5.23	3.38	2.83	7.15	6.18	6.16	5.15	4.50	4.92	4.55	4.12	2.63	5.37	5.0
CaO	4.35	4.00	3.82	2.95	1.69	1.30	4.61	2.28	6.88	6.19	1.83	3.03	2.86	8.15	1.22	4.32	2.5
Na_2O	3.56	5.85	4.99	4.85	4.18	5.22	3.80	4.64	3.51	3.78	4.74	5.59	4.41	3.85	5.02	5.26	5.1
K_2O	1.54	0.43	0.09	1.23	0.05	0.15	1.16	0.32	0.43	0.48	0.38	0.05	0.37	0.33	0.16	0.12	0.1
P_2O_5	0.02	0.06	0.05	0.03	0.05	0.07	0.03	0.05	0.03	0.02	0.05	0.05	0.05	0.06	0.07	0.05	0.0
PF	4.91	2.63	2.94	5.02	3.38	2.62	5.17	5.15	5.62	6.02	6.57	3.87	3.16	1.78	2.64	4.20	3.6
Total	100.19	98.41	99.56	100.13	99.50	100.19	99.35	98.52	100.16	99.29	99.03	98.50	100.32	99.16	99.33	98.07	99.4
Ni	47	30	28	33	22	13	34	26	30	29	22	39	27	30	20	39	20
Co	39	40	27	37	34	16	38	41	42	38	34	40	34	47	14	38	31
Cr	130	62	93	54	67	65	58	32	55	74	28	69	62	28	52	83	84
Cu	82	9	156	155	131	6	140	97	93	74	104	139	22	18	6	9	175
Zn	101	103	138	97	116	67	96	106	84	82	102	96	80	82	96	90	110
V	241	342	279	294	235	116	354	309	304	295	317	370	300	443	177	263	270
Sr	87	72	164	72	47	40	146	82	79	69	83	45	74	125	36	62	67
Li	13	3.3	5.9	8.2	3.9	4.6	15	11	12	11	11	5.7	7.9	3.4	4.6	5.2	5.6
Rb	11	6	<5	13	6	<5	10	<5	6	5	7	<5	5	7	<5	6	<5
Nb	<2	3	3	<2	3	4	<2	3	<2	<2	3	3	3	3	4	3	3
Zr	27	53	42	35	45	64	29	51	31	28	51	44	47	58	66	44	53
Y	11	25	21	16	22	32	11	25	13	11	26	19	20	24	32	21	25
Zr/Y	2.4	2.1	2.0	2.2	2.0	2.0	2.6	2.0	2.4	2.5	2.0	2.3	2.3	2.4	2.1	2.1	2.1
Ti/Zr	100	112	124	113	96	87	120	102	103	107	113	135	100	104	66	108	113
Al_2O_3/TiO_2	35	15	18	25	18	14	28	17	31	31	15	16	19	18	19	19	14
FeO*/MgO	1.0	2.8	3.0	1.8	2.8	2.9	1.2	1.6	1.5	1.7	2.4	2.0	2.1	2.7	3.0	1.6	1.9

B = basalts; BA = basaltic andesites; A = andesites; D = dacites; R = rhyolites

ratios. Comparison with modern volcanics using various discrimination diagrams (Pearce 1975; Beccaluva et al. 1979) shows that both series fall in the island arc tholeiitic fields (Fig. 2). Recent Nd Isotopic studies and Hf/Th and Ta/Th ratios support this island arc tholeiitic affinity (Noiret et al. 1981). The Krapa basalt have Ti/Zr ratios (100–135) and Zr/Y ratios (2–2.6) typical of island arc tholeiites (Gill 1976; Ewart et al. 1977; Sun and Nesbitt 1978; Beccaluva et al. 1980; Mattey et al. 1981), but distinguishable from most MOR basalts (Sun et al. 1979; Saunders et al. 1980). The Asprokambo basic dykes have lower Ti/Zr (79–99), Zr/Y (1.8–2.2) and Al_2O_3/TiO_2 (33–77) ratios than Krapa basic rocks and show affinities with very low TiO_2 basalts found solely in subduction-related island arc or interarc basin settings (Ewart et al. 1977; Meijer 1980). Supporting the geochemical affinity of both the Krapa and Asprokambo rocks with island arc magmatism is the fact that their crystallization sequences following initial Ol separation (Cpx – Pl – Opx – Op for Krapa, Opx + Cpx – Pl – Amph for Asprokambo) are quite different from the well-known MORB crystallization sequence (Ol + Sp – Pl – Cpx – Op + low – Ca Px) (Cameron et al. 1980).

A comparison of samples having less than 56% SiO_2 (Tables 2 and 3) from both series shows that the Krapa rocks are richer in Al_2O_3, FeO, MgO and incompatible elements and are poorer in Ni and Cr than the Asprokambo lavas. The more saturated character of the Asprokambo relative to the Krapa samples is indicated by the early appearance of Opx, the presence of Qtz – albite myrmekite in basaltic andesites and Qtz phenocrysts in Asprokambo dacites.

The most striking characteristics of the Asprokambo basaltic rocks is their unusually low contents of the incompatible elements Ti, P, Zr and Y (TiO_2 0.19–0.44%, P_2O_5 0.01–0.02%, Zr 16–31 ppm, Y 9–15 ppm), associated with low Al_2O_3 (13.6–15.7%) and lack of Fe, Ti and V enrichment during differentiation. These features suggest some similarities with the boninitic lavas found in the fore-arc regions of oceanic island arcs (Cameron et al. 1979; Meijer 1980). In addition, a high MgO, low TiO_2 Vourinos basalt (V3) analyzed by Montigny (1975) has a V-shaped REE pattern similar to that of boninites (Sun and Nesbitt 1978). However, while both boninites and Asprokambo rocks are highly porphyritic and/or vitrophyric, and display crystallization sequences marked by the early appearance of Opx, significant differences do exist between the two. Asprokambo samples contain less glass and zoned, skeletal Px, and contain no Mg-chromite, clinoenstatite or amphibole: moreover, they show a greater proportion of Cpx relative to Opx and contain Pl phenocrysts, which are never present in boninites.

Cpx from Asprokambo and Krapa basalts, basaltic an-

Table 3. Chemical analyses of dykes from the Asprokambo series

	B AP-13-1	BA AP-12-3	BA AP-9-3	BA AP-20-1	B AP-19-1	B AP-3-4	BA AP-4-4	BA AP-1-3	D AP-1-1	R AP-5-1	B V3[a]
SiO_2	52.51	55.00	55.35	54.50	52.89	51.85	53.98	55.70	68.39	72.40	47.92
TiO_2	0.21	0.27	0.30	0.28	0.28	0.44	0.41	0.19	0.32	0.25	0.24
Al_2O_3	15.70	13.54	13.58	14.45	15.16	14.35	14.90	14.62	12.90	10.90	12.15
$Fe_2O_3T.$	7.73	7.85	9.80	9.57	10.00	8.68	8.70	7.10	6.57	5.50	9.94
MgO	8.20	7.92	7.76	7.22	6.75	6.75	5.92	5.86	1.72	1.45	12.29
CaO	8.80	7.99	7.22	6.49	6.25	12.06	10.97	9.55	2.60	3.10	8.42
Na_2O	2.56	3.02	2.86	3.31	4.02	1.21	0.75	2.54	4.18	3.51	
K_2O	0.30	0.14	0.17	0.28	0.19			0.15	0.12	0.03	0.05
P_2O_5	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.04	
PF	3.43	3.47	3.12	3.88	3.86	3.66	3.44	3.32	2.06	1.75	3.97
Total	99.45	99.21	100.17	99.99	99.41	99.02	99.09	99.04	98.87	98.93	94.98
Ni	86	71	92	70	78	105	96	57	31	15	
Co	43	43	40	35	36	44	42	40	25	16	
Cr	311	332	289	249	223	402	285	154	92	81	
Cu	54	104	134	97	121	20	45	23	27	22	
Zn	74	72	87	112	115	63	70	94	78	64	
V	290	255	304	304	256	278	313	215	93	24	
Sr	89	78	53	75	75	133	165	59	78	73	39.5
Li	4.4	2.6	3.7	7.9	4.5	1.9	1.7	4.1	3.3	3.4	
Rb	5	5	4	5	5	3	4	6	5	<5	0.6
Nb	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3	4	
Zr	16	18	19	17	20	27	31	24	35	37	
Y	9	10	10	9	9	13	15	11	24	25	
Zr/Y	1.8	1.8	1.9	1.9	2.2	2.1	2.1	2.2	1.5	1.4	
Ti/Zr	79	90	95	99	84	98	79	48	55	42	
Al_2O_3/TiO_2	75	50	45	52	54	33	36	77	40	44	50
FeO*/MgO	0.9	0.9	1.1	1.2	1.3	1.2	1.3	1.1	3.4	3.4	0.7

[a] Analysis From Montigny (1975) Symbols as in Table 2

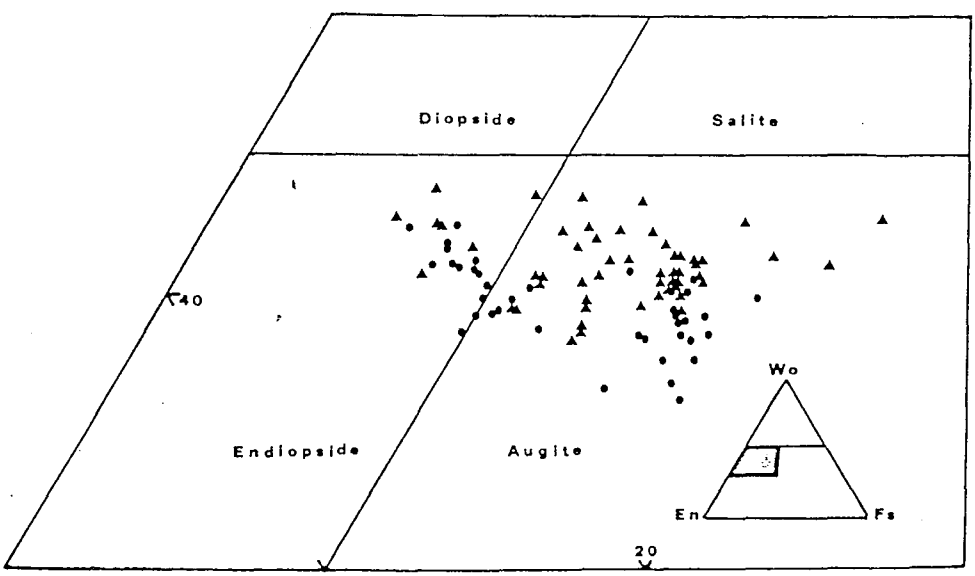


Fig. 3. Clinopyroxene compositions of the effusive and hypabyssal rocks reported in the enlarged zone of the Wo–En–Fs triangle. Dots = Krapa, triangles = Asprokambo

desites and andesites evolve from endiopside to augite with a limited Fe-enrichment (Table 4, Fig. 3). Krapa Cpx phenocrysts have slightly lower Ca and Cr contents than those from Asprokambo rocks. Cpx from both suites have very low Ti (<0.15) and Al^{IV} (<0.13) contents (Fig. 4) in agreement with the host rock level of SiO_2 saturation and low incompatible element contents. In Fig. 4a, they occupy the same compositional field as Cpx from Tongan basaltic andesites and andesites (Ewart 1976) and Cpx from dredge sites 1404 and 1427 on the nearshore slope of the Mariana trench (Beccaluva et al. 1980).

In summary, the Asprokambo dykes constitute a very low-TiO_2 suite bearing some resemblance to boninites, high Mg andesites and Opx-bearing basalts erupted in island arc settings and associated with low K tholeiites, which in Vourinos are represented by the Krapa series.

Table 4. Selected analyses of clinopyroxenes of effusive and hypabyssal rocks from Krapa and Asprokambo series

Krapa	AP 267-B			AP 197-BA			AP 95-A				
	002 C	0014	008 A	0005	0024	0027	0093	0678	069 C	072 C	073 B
SiO_2	53.78	52.18	54.01	52.76	52.11	51.25	51.09	52.33	51.37	52.51	52.56
TiO_2	0.07	0.14	0.09	0.20	0.30	0.52	0.15	0.30	0.29	0.26	0.25
Al_2O_3	2.28	2.18	1.73	2.23	1.94	3.18	1.80	1.61	1.86	1.93	1.68
FeO	4.83	9.60	6.78	9.96	10.34	11.37	10.24	9.60	9.79	9.72	10.47
MnO	0.29	0.25	0.03	0.09	0.33	0.26	0.40	0.38	0.15	0.21	0.24
MgO	18.03	16.70	17.99	15.30	15.88	14.03	16.02	15.52	15.65	15.48	15.32
CaO	20.14	17.68	19.77	18.92	18.26	18.90	20.48	19.81	20.22	19.99	20.04
Na_2O	0.06	0.20	0.04	0.12	0.16	0.02	0.14	0.09	0.10	0.18	0.13
K_2O	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.24	0.00	0.02	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00
Total	99.72	98.93	100.47	99.70	99.32	99.53	100.32	99.64	99.45	100.40	100.69

Asprokambo	AP 131-B					AP 123		BA			
	C 007	B 008	0012	009	A014	052 B	028 C	029 B	037	030	034 B
SiO_2	50.67	53.01	52.94	52.79	53.08	52.68	53.75	51.91	50.95	51.15	52.38
TiO_2	0.06	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.21	0.21	0.04
Al_2O_3	3.81	1.73	1.51	1.46	2.19	2.07	1.67	2.21	2.43	3.74	1.91
FeO	8.17	7.76	7.19	7.39	3.73	5.74	4.77	8.35	10.44	9.47	9.88
MnO	0.13	0.04	0.26	0.25	0.18	0.22	0.01	0.35	0.01	0.00	0.27
MgO	15.20	16.62	18.14	17.57	17.85	18.16	18.37	16.34	14.24	15.24	16.44
CaO	21.05	20.67	20.00	20.42	22.18	21.16	21.45	20.40	21.02	20.15	18.93
Na_2O	0.01	0.10	0.11	0.10	0.06	0.08	0.04	0.05	0.05	0.00	0.05
K_2O	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr_2O_3	0.04	0.00	0.40	0.28	0.69	0.13	0.08	0.16	0.05	0.08	0.00
Total	99.14	100.00	100.60	100.26	99.96	100.14	100.15	99.93	99.47	100.13	99.96

Stratigraphy of the layered sequence

Two main cumulate series may be recognized in the Krapa-Mikroklissoura area based on textural and mineralogical variations. Plutonic textures are described according to the Wager et al. (1960) terminology for cumulate rocks, although a process of gravitative accumulation is not always necessarily implied. The cumulate sequences and the main mineralogical variations are reported in Figs. 5 and 6.

In the Krapa series, which represents the relicts of a large magma chamber, the transition from lower to upper cumulates is marked by a rapid increase of Pl, grain size decrease and by the appearance of gravitative phenomena and current action. The lower cumulates consist of cyclic layers (Jackson et al. 1975) of coarse-grained clinopyroxenites and wehrlite adcumulates with the following crystallization order: Ol – Cpx – Pl – Opx (Fig. 5). Large, unzoned minerals suggest crystallization under near equilibrium conditions. Tectonic recrystallization is occasionally observed. The overlying Pl-clinopyroxenite and melagabbro adcumulates to mesocumulates are finer-grained (1–1.5 mm) than early cumulates (2–3 mm). The frequent occurrence in these rocks of interstitial finer-grained gabbronorite with subhedral minerals may indicate the entrapment of some residual liquid during crystallization.

The upper cumulates showing a grain-size decrease (1–0.3 mm), consist of abundant gabbronorite and leucogabbronorite associated towards the top with magnetite (Mt) – bearing gabbronorite, amphibole (Amph) – bearing gabbro, ferrodiorite and Qtz – bearing leucodiorite. Op appear in norite gabbro before Qtz and interstitial to large poikilitic Amph forming coarse grained patches in heteradcumulates. Besides Cpx, Opx and Pl are the main phases often defining an igneous lamination in orthocumulates. Inverted pigeonites occur as subpoikilitic grains in the uppermost gabbronorite. Towards the end of differentiation, the abundance of Cpx increases at the expense of Opx. Strong compositional zoning is only well-developed in Pl from diorite and related rocks. The rapid transition between lower and upper cumulates indicate an important change in the chemical and thermal evolution of the magma (Mc Birney and Noyes 1979) which may be linked to a progressively shrinking magma chamber in which no further major addition of liquid occurred.

The Asprokambo series is composed of minor intrusive bodies locally intruded by pyroxenitic dykes. Cumulate-textured rocks are mainly heteradcumulates and orthocumulates with minor mesocumulates which range compositionally from websterite to norite, Qtz-diorite and granophyre. The apparent crystallization sequence for these rocks is Ol + Op – Opx + Cpx – Pl – Amph – Qtz (Fig. 6). Websterite alternates with norite and gabbronorite containing euhedral Opx, subhedral Cpx and Pl with interstitial sodic Pl, Amph and Qtz. Within the upper sequence, Qtz-rich diorite with strongly zoned Pl are interlayered with Pl-websterite and gabbronorite. Narrow dykes of Pl-pyroxenite composition have chilled margins with quench textures. The interiors of these dykes are coarsergrained (1 mm) and contain microphenocrysts and elongate microlites of Opx, the latter with displaying feathery terminations. Cpx may rim Opx. The groundmass contains ulvöspinel, Pl and Px which are partly included in Cpx, Amph, Pl and Qtz. Similar textures are described in quench pyroxenitic sills from the Bushveld (Cawthorn et al. 1981). The persistence of virtually identical textures from base to the top of the Asprokambo sequence suggests no major change in the process of accumulation during crystallization of magma pulses. Ortho to heteradcumulate textures, the presence of elongate and/or skeletal minerals and the entrapment of residual

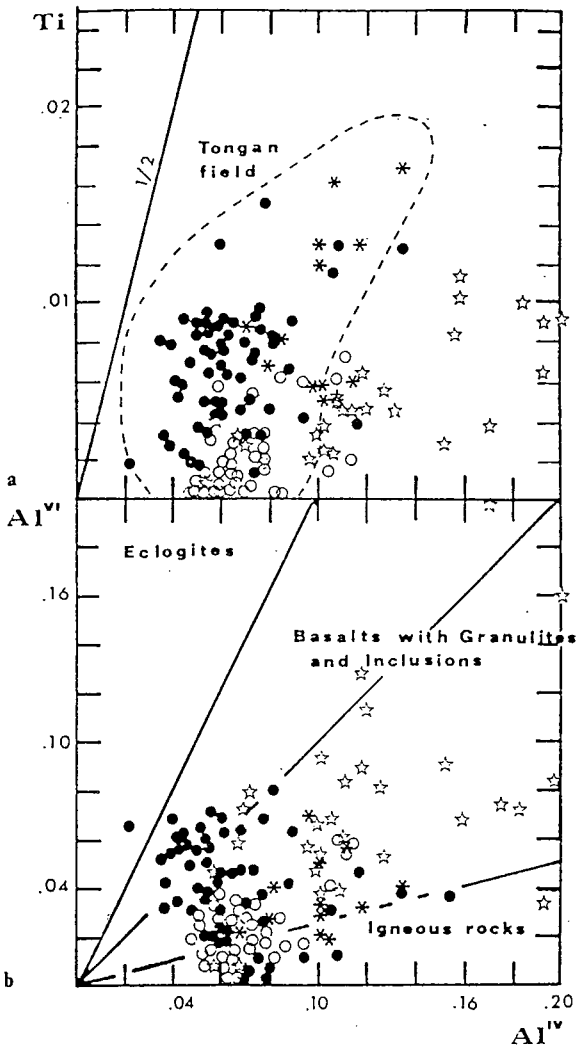


Fig. 4. a Ti vs Al IV in clinopyroxenes. Solid circle = Krapa, open circle = Asprokambo. Cpx from the Vourinos plot within the field of Tongan pyroxenes (Ewart 1976) and close to the composition of island arc tholeiites dredged near the Marianas (Beccaluva et al. 1980) asterisks, as well as boninites (Shiraki and Kuroda 1977; Kuroda et al. 1978; Cameron et al. 1980; Komatsu 1982; Sharaskin et al. 1980; Ohnenstetter et al. in prep) stars. Note that the LKT and boninites lie relatively far away from the 1/2 ratio of the hypothetic Ca–Ti tschermak's molecule. Note also the very low Ti content of the Asprokambo pyroxenes. b Al IV vs Al VI diagram and fields defined by Aoki and Shiba (1973). Same symbols as above. Note the lower Al VI content of the Asprokambo clinopyroxenes

liquid of Qtz-dioritic composition indicate rapid in situ crystallization. Therefore each magma pulse seems to have crystallized rapidly in a small, closed magma chamber.

Mineral chemistry of the cumulates

Spinels

Several series of spinel exist in both magma suites at Vourinos. Representative analyses (Table 5) are plotted in Fig. 7, which shows major substitutional trends in the octahedral B site. Cr-spinel in the lower Krapa cumulates and Ti–Mt in the ferrogabbros are separated by a compositional gap. In wehrlite 52–47, small disseminated (less than 0.1 mm) Cr-spinels mainly included in Cpx have a Cr/Cr + Al ratio of 0.5 slightly lower than in stratiform intrusion chromites (Irvine 1965). The Cr–Al spinels fall in the same compositional field as the spinels from the Marum ophiolite (Jaques 1981), and are more Cr-rich than most mid-ocean ridge basalt Cr-spinels. The $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Cr+Al$ ratio of the Krapa spinels is around 0.2, a value typical of stratiform intrusion chromites. The low Al contents of late crystallizing Cr-spinels compared to early Krapa spinels may be explained by some Pl crystallization (Ridley 1977). Chromian and aluminian titaniferous magnetite and titanomagnetite from the Asprokambo rocks display a wide compositional range: Ti (0.04–0.0201), Cr (0–0.385), Al (0.008–1.39), Fe^{3+} (1.322–1.944). Ti-spinels, poor in the Mt molecule, occur as small subhedra (<150 μm) included in Opx, Cpx and Pl. Ti-spinel richer in the Mt component are larger, more euhedral and occasionally skeletal, and are intersertal near the rim of primary Amph. Asprokambo Ti-spinels, always Mg-poor, have a low and constant Mg/Mg + Fe^{++} (<0.01) ratio which do not correlate with the evolution of coexisting silicates. Both Cr and Al have a sympathetic variation whereas Cr and Fe^{+++} and also Al and Fe^{+++} show antipathetic behaviour. The lack of correlation between Ti and Fe^{+++} emphasizes the calcalkaline nature of the Asprokambo series. Substantial amounts of V account for the regular V decrease in residual liquids. In ophiolites, spinels with such compositions are rare. For example, in the Marum ophiolite, Jaques (1981) describes a Fe^{+++} rich spinel having low Mg/Mg + Fe (≃0.15) ratio from a bronzite cumulate. In Oman, spinels from a wehrlite at high stratigraphic level are TiO_2 (≃3 to 7%) and Fe_2O_3 (30%) rich (Pallister and Hopson 1981).

Orthopyroxenes

Opx from both series are poor in Al, especially in Al^{IV} (0.015–0.050) as is to be expected for Opx precipitating from subalkaline magmas at low P. With structural height or magmatic differentiation, Mn contents increase, Ti is always low and constant, and the low Cr contents (0.009–0.014) decrease regularly. Wo contents of cumulus Opx range from 1.3 to 3.3% (Fig. 8) outside the field of "solidus" Opx: >4% (Huebner 1980). Ca is generally constant (0.06) for slight Si variation. Rapidly cooled cumulates from Asprokambo exhibit large variation of Fe^{++}/Fe^{++} + Mg in Opx from single samples.

Clinopyroxenes

As for Opx, Cpx of both series have Ti (0.10) and Al nearly constant during differentiation whereas Mn increases and Cr decreases (0.016–0). The low Al contents of these Cpx indicate that they have crystallized from a Si-rich liquid. Al is mainly restricted to octahedral sites, Si occupying most of the tetrahedral sites. The Ca–Si relationship is more pronounced than in Opx, with Ca varying from 0.82 to 0.89 with only limited Si variation (1.92–1.96). It may also be noted that Krapa cumulate Cpx are slightly richer in Ca (Fig. 8) and Al and poorer in Cr and Ti than Asprokambo Cpx. Most Cpx of both series lie in the field between solidus and subsolidus Cpx (Huebner 1980) due to incomplete requilibration, as do Cpx from the Marum ophiolite (Jaques 1981). Cpx with 40% Wo indicate preserved "solidus" composition.

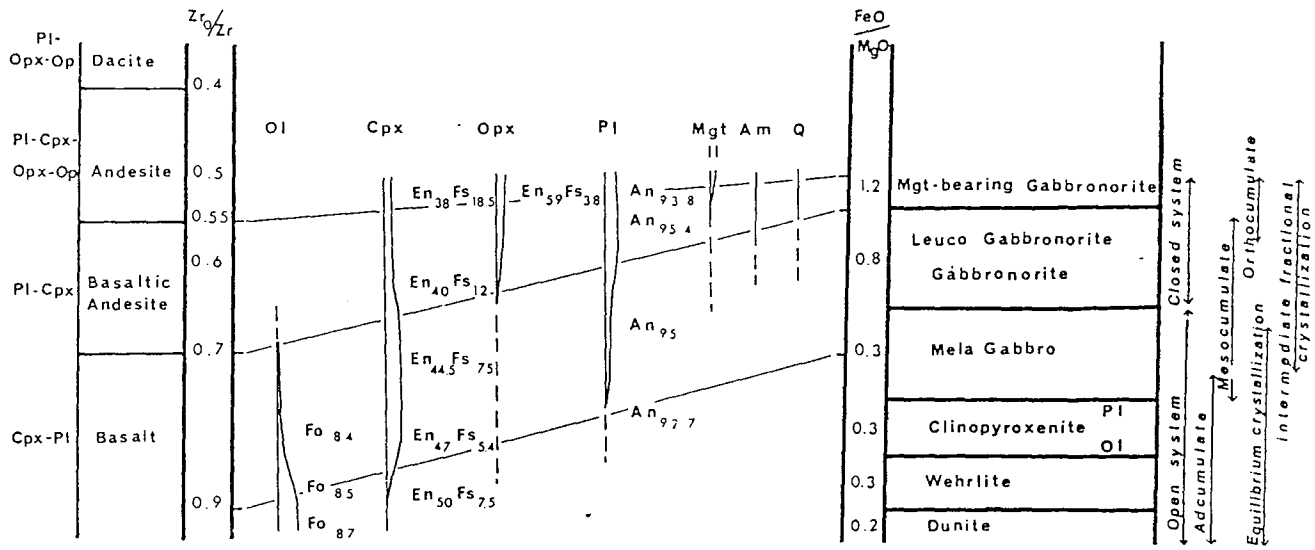


Fig. 5. Crystallization order of the Krapa ophiolitic sequence. Ol = olivine, Cpx = clinopyroxene, Opx = orthopyroxene, Pl = plagioclase, mgt = magnetite, Am = amphibole, Q = quartz, En = enstatite, Fs = ferrosilite, Fo = forsterite, An = anorthite

Table 5. Selected analyses of minerals from the intrusives from Krapa and Asprokambo series

Krapa	52-47 Wr				AP 2247 Pl-Wr		AP 12307 n-G		AP 42 Mt-nG		
	OL	OPX	CPX	Cr–SP	CPX	PL	CPX	PL	OPX	CPX	PL
	0320	0521	0116	1238	0034	0059	0385	0477	0326	116	222
SiO_2	40.14	56.14	52.71	0.00	53.06	45.19	52.82	44.47	52.03	51.36	44.24
TiO_2	0.02	0.12	0.01	0.42	0.13	0.00	0.06	0.00	0.08	0.40	0.00
Al_2O_3	0.00	1.63	2.02	22.57	1.72	34.66	0.50	34.89	1.35	1.89	34.88
FeO	14.66	9.09	3.62	31.69	4.48	0.37	7.66	0.66	23.68	10.37	0.47
MnO	0.21	0.23	0.00	0.22	0.20	0.00	0.44	0.00	0.36	0.22	0.00
MgO	44.95	31.44	17.26	9.11	15.57	0.02	14.29	0.01	20.92	13.50	0.04
CaO	0.05	1.06	23.75	0.00	23.58	18.75	23.28	19.39	1.26	20.37	18.82
Na_2O	0.00	0.00	0.19	0.14	0.23	0.95	0.05	0.56	0.02	0.11	0.61
K_2O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Cr_2O_3	0.00	0.14	0.59	34.37	0.17		0.00		0.00	0.00	
NiO	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00		0.00	0.00	
Total	100.31	99.85	100.15	98.52	99.14	99.94	99.10	99.98	99.71	98.23	99.11

Asprokambo	AP 2714 n-G					Ap 71 Pl-W					
	OPX	CPX	PL	AMPH	$Cr\text{-}SP_{(1)}$	OPX	CPX	PL	PL	AMPH	M t
	0266	0.574	0.030	0720	1223	0123	0024	0217	0059	0319	0851
SiO_2	53.76	53.13	43.31	50.60	0.00	52.99	52.13	45.26	59.27	49.04	0.06
TiO_2	0.00	0.00	0.00	0.27	2.18	0.10	0.42	0.00	0.00	0.27	36.33
Al_2O_3	1.18	1.71	35.03	4.29	2.67	1.08	1.35	34.45	25.71	7.38	0.00
FeO	17.67	3.61	0.62	11.12	76.26	19.34	8.73	0.49	0.33	12.57	59.10
MnO	0.21	0.30	0.00	0.33	0.28	0.33	0.26	0.09	0.10	0.31	0.52
MgO	25.48	16.55	0.00	17.23	0.12	23.83	14.98	0.07	0.00	14.84	0.58
CaO	1.25	23.88	19.27	10.91	0.00	1.51	21.67	19.06	7.76	11.54	0.00
Na_2O	0.00	0.11	0.46	0.63	0.00	0.06	0.13	0.93	6.78	0.64	0.16
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.32	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.25	0.50	0.00	0.12	12.17	0.05	0.00			0.00	0.31
NiO	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00			0.00	0.00
Total	99.90	99.79	98.69	95.53	93.67	99.34	99.67	100.35	100.27	96.59	97.05

OL = olivine; OPX = orthopyroxene; CPX = clinopyroxene; Cr–SP = chrome-spinel; PL = plagioclase; AMPH = amphibole; Mt = Magnetite

Other symbols same as in Tables 6 and 7. (1) Included 1.03% V_2O_3

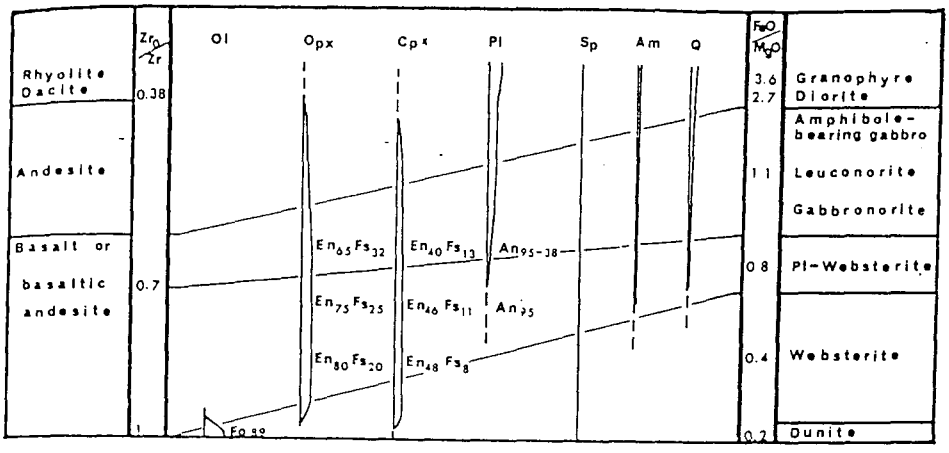


Fig. 6. Crystallization order of the Asprokambo sequence. Same abbreviations as in Fig. 5

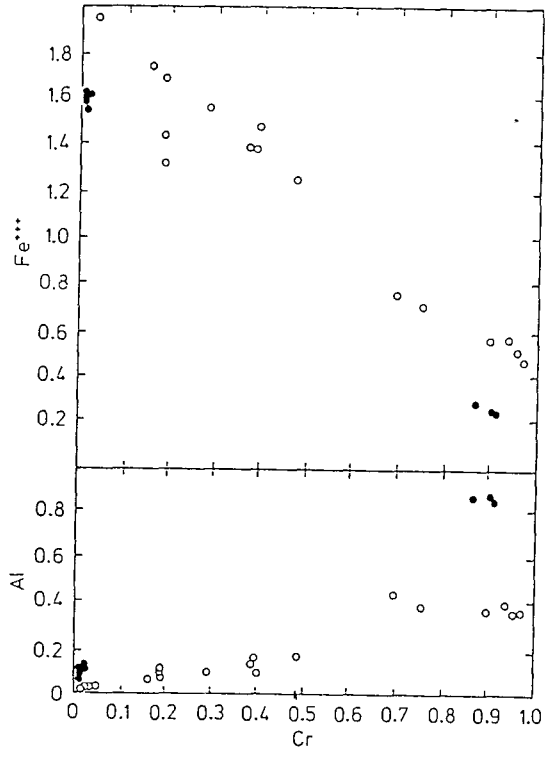


Fig. 7. Fe^{+++} vs Cr and Al vs Cr in the spinels of the cumulates from Krapa (solid circles) and Asprokambo (open circles)

Thermometry

The Wood and Banno (1973) geothermometer has been used to estimate temperature of equilibration of the Vourinos samples. As expected calculated temperatures decrease as $Fe^{++}/Fe^{++}+Mg$ of the pyroxenes increases. In Fig. 9, lines passing through the higher temperature points of the cumulates broadly define the temperature variation during magmatic differentiation (1,125–925° C). Note also that the temperature evaluated by Fe/Mg partitioning (Roeder and Emslie 1970) between Ol from the lower cumulate and the least fractionated basalt of Krapa is about 1,225° C. The temperature range found for single samples decreases from the base to the top (a 200° C interval in ultramafic cumulates and 50° C or less (20° C) in ferrogabbros). In single samples (Fig. 9), the magmatic trend is found only in some rapidly crystallized Asprokambo cumulates and Krapa ferrogabbros. A large temperature range has been found for every sample at constant $Fe^{++}/Fe^{++}+Mg$. In the Asprokambo cumulates, corroded Cpx surrounded by igneous Amph have variable Ca content and the highest Mg concentration. Most of the calculated temperatures for these pyroxenes reflect subsolidus reequilibration, which leads to strong Ca and moderate Mg increases in the pyroxenes (Fig. 9). Cores of some large Cpx preserve high (magmatic) temperature cation distributions, while smaller and intercumulus Px give lower temperatures. Rapidly-cooled ferrogabbros which crystallized very late may have escaped extensive subsolidus reequilibration. For similar reasons, and because of the small size of the Asprokambo magmatic chambers or sills, chemical variations linked to igneous processes may also have been preserved.

Amphiboles

Textural relationships indicate that Amph from Krapa is mainly a secondary product after Cpx whereas Amph from Asprokambo may be of both primary and secondary origin. Using the nomenclature of Leake (1978), Amph range from Mg-hornblendes to actinolites and cummingtonites. In the Krapa lower cumulates Mg-hornblende occur in blebs and patches replacing Cpx or interstitial areas between Cpx crystals. Actinolite and actinolitic hornblende is mainly developed after Opx in close association with chlorites, and as needles sub-parallel to cleavages. Similarly, in the Asprokambo cumulates, actinolites and cummingtonites are alteration products after pyroxenes. In the Asprokambo sequence, most of the analyzed hornblendes may be of magmatic origin as in some other ophiolites (Bailey and Blake 1974; Pallister and Hopson 1981). These Amph form postcumulus poikilitic blades, often subhedral with a brownish to greenish colour. Their size and abundance increases with stratigraphic height from 200 μm in medium grained pyroxenites up to 3 mm in Amph-bearing gabbronorites and Qtz-diorites. Their scarcity in granophyres may be related to the low CaO content of the rock (≃2%; cf Cawthorn 1976a). Cawthorn (1976a) suggested, on the basis of projections into the basalt tetrahedron, that the association Pl–Opx–Amph–Qtz+L is not stable. The observed Opx in a Qtz-Amph matrix suggests a reaction such as: Opx+Pl→Amph+Qtz. The local corrosion of both pyroxenes may result from reaction with liquid when f_{H_2O} increases towards

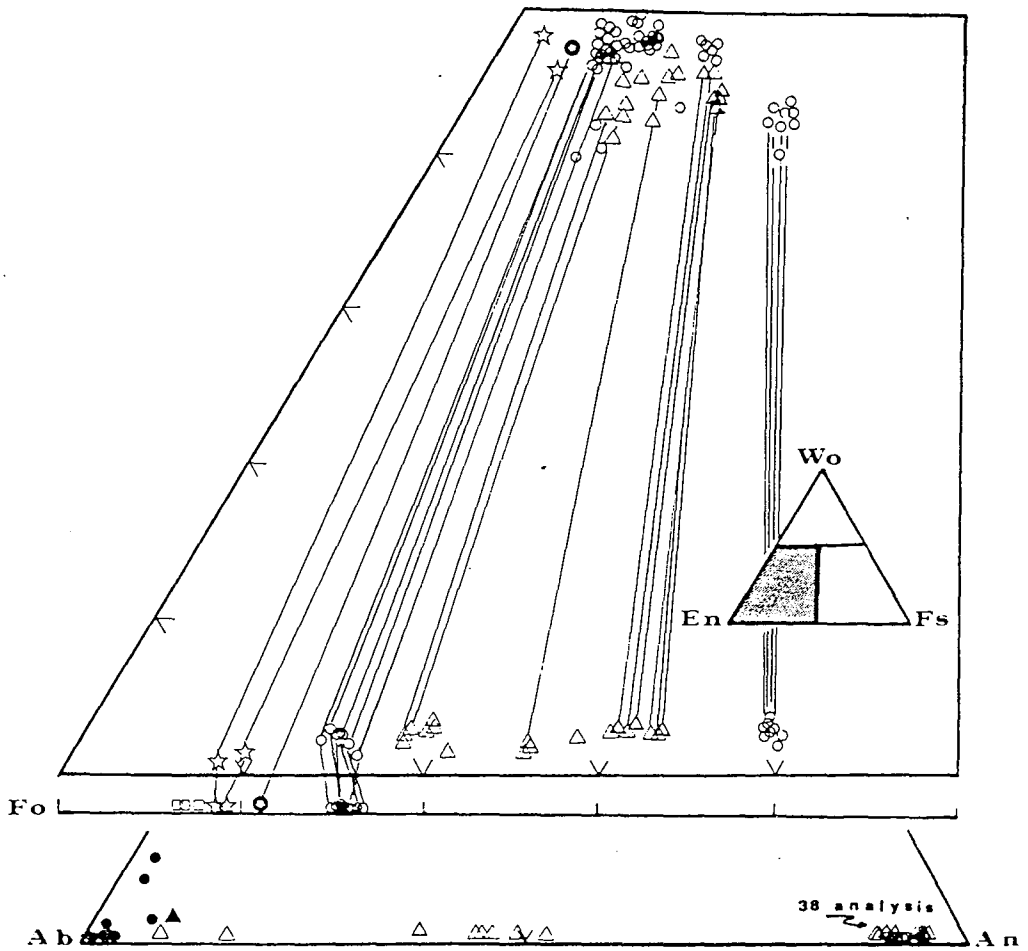


Fig. 8. Coexisting Ol, Opx, Cpx and Pl in the plutonic rocks from Krapa (circles) and Asprokambo (triangles) compared to dunite (squares) harzburgite (stars) and ultramafic cumulate (star enclosed in circle) from the mantle sequence (Harkins et al. 1980)

the end of differentiation (Cawthorn 1976b). This may explain the disappearance of Opx and the local scarcity of Cpx in evolved cumulates, especially in Qtz-diorite. TiO_2 (0.17–1.42), Na_2O (0.41–1.35) and Al_2O_3 (4.29–7.38) increase slightly with $Mg/Mg+Fe^{++}$ (0.65–0.95). Metamorphic Mg-hornblendes from Krapa are in the range of the Asprokambo igneous Amph compositions, being locally richer in Na_2O (1.24–1.6) and Al_2O_3 (6.42–8.59).

Plagioclase

In Pl from the Vourinos cumulates (Fig. 8), An content is nearly constant and high (90.5–95.8) as in most other ophiolitic complexes (Parrot and Ricou 1976; Juteau and Whitechurch 1980; Hopson and Pallister 1981) and calcalkaline intrusives e.g. Lesser Antilles (Arculus 1978). Generally only a slight variation in An occurs in each rock. The behaviour of Fe^{+++} versus An content in both series is different. In Pl from the lower cumulates (e.g. in Pl-clinopyroxenites) An decreases slightly (95.8 – 91.6) and Fe^{+++} (0.011–0.029) increases from coarse and partly included crystals in Cpx to interstitial Pl. Similar core to rim trends (An 95.6 – 93.9) and Fe^{+++} (0.043–0.061) emphasize the positive correlation between Fe^{+++} and Na in Pl. In contrast, for the upper cumulates (especially in ferrogabbros) a Fe^{+++} decrease (0.038 – 0) is coupled with a slight Na increase from cumulus to interstitial smaller Pl or from core to rim. The opposite behaviour of Fe^{---} and Na in Pl from the lower cumulates and ferrogabbros may reflect the early enrichment at the onset of magmatic evolution followed by iron depletion in liquids. In cross-cutting micropyroxenite from Asprokambo, xenocrysts show a peculiar reaction with a coupled Ca and Fe^{+++} increase from core to rim, possibly linked to partial reequilibration with the magma. Homogeneous and rapidly-crystallized micropyroxenites show $Fe^{++}/Fe^{++}+Mg$ increasing in Opx at constant An in poikilitic Pl.

Fractionation of the two magmatic series in low pressure magma chambers

In the following section we discuss the distinctive features of the two fractionation systems. Variation diagrams of Zr versus other elements (Fig. 10) permit definition of several stages of fractionation related to the separation of different successive cumulate assemblages (Tables 6 and 7). Open versus closed system and perfect equilibrium versus Rayleigh fractionation models have been used to test possible liquid lines of descent by consideration of Zr vs FeO*/MgO ratio (Fig. 11). F represents the portion of liquid remaining in the system after separation of 1-F solids from the parental liquid.

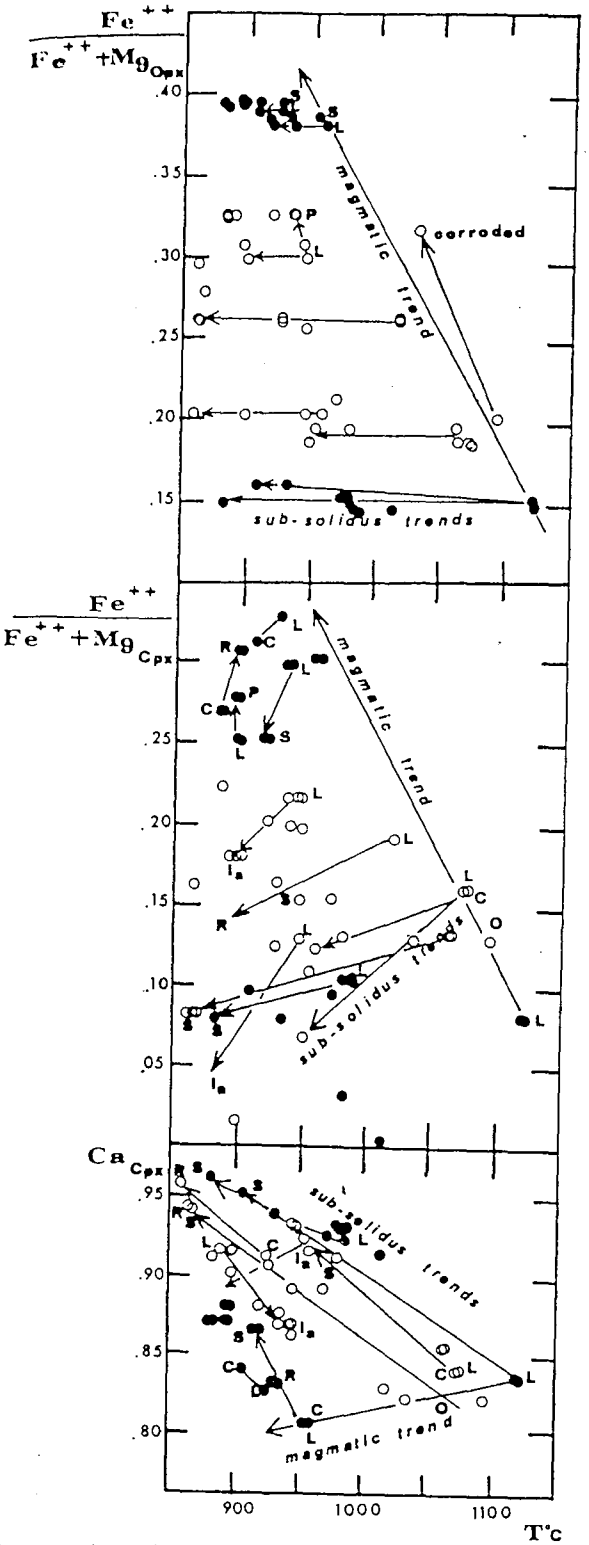


Fig. 9. $Fe^{++}/Fe^{++}+Mg$ in Opx (Fig. 9a) and Cpx (Fig. 9b) and Ca in Cpx (Fig. 9c) versus temperatures calculated by the Wood and Banno (1973) method in coexisting pyroxenes. Same symbols as in Fig. 7. C = core, R = rim, L = large, S = small, P = poikilitic, I_A = pyroxene included in amphiboles, O = oikocryst. Fig. 9a, in the Asprokambo samples, temperatures decreases from euhedral to corroded cumulus Opx (50° C) or from large to poikilitic interstitial Opx (15° C). In ferrogabbros from Krapa, the more reduced temperature interval (≃10° C) is linked to variation from large to small cumulus Opx. Fig. 9b, in each sample note the Mg increase with temperature drop. The strongest slope is got from Asprokambo samples having igneous amphibole. Ferrogabbro sample represents a slight $Fe^{++}/Fe^{++}+Mg$ increase coupled with a Ca decrease during magmatic differentiation of the Krapa bodies. Fig. 9c, in the least evolved cumulates large temperature interval (210° C) is shown from large cumulus Cpx and/or oikocrysts to rim or small interstitial Cpx. A minor Ca decrease from core to rim is recorded in evolved cumulates, otherwise having higher Ca concentration

Krapa

In Fig. 10a, one basalt (AP 26-7), one basaltic andesite (AP 19-7), one andesite (AP 9-6) and one dacite (AP 1-7) have been selected as representative of the liquid evolution of the series. The least differentiated basalt (AP 26-7) has an $Mg/Mg+Fe^{++}$ ratio of 0.64 and is in equilibrium (K_D = 0.32; Roeder and Emslie 1970) with olivine Fo_{85} which occurs in the lower cumulates. Therefore, this basalt does not represent a primary magma. The composition of hypothetical primary magmas in equilibrium with mantle olivine (Fo_{90-92}, as in Vourinos harzburgite, Harkins et al. 1979) may be approximately determined by addition of variable amounts of progressively more magnesian olivine to the most mafic basalt. For example, addition of about 4% of each of Fo_{92}; Fo_{89}; Fo_{86} to basalt AP 26-7 would produce a liquid with an $Mg/Mg+Fe^{++}$ ratio of 0.72 which is a reasonalbe value for melts in equilibrium with mantle olivine (Green 1976).

Primary magma is calculated as containing approximately 12.5% MgO; 8.5% FeO* and 24 ppm Zr. Low pressure fractionation, from basalts to basaltic andesites (F ≃ 0.9 – 0.7) appears to have been mainly controlled by removal of Ol and Cpx (with subordinate Pl) to produce wehrlite, clinopyroxenite and melagabbro cumulates. During the following stage of differentiation (F = 0.7 – 0.4) where liquids evolved through basaltic andesite compositions, corresponding cumulates were the gabbronorites. Fe – Ti oxides began precipitating when liquids were broadly andesitic in composition and corresponding cumulates include Mt-rich gabbronorites, Mt- and Qz bearing leucogabbronorites and diorites. The most evolved dacitic liquid corresponds to F = 0.2.

The constant very low concentrations of Zr and P, which are "incompatible" in the major cumulus phases reflect the low contents of trapped intercumulus liquid (except in the uppermost part of the sequence) in these rocks, in concert with their adcumulate textures.

The pronounced departure of many less differentiated liquids from the two theoretical curves of fractional crystallization (perfect fractional and perfect equilibrium fractionation, Fig. 11) may be an indication of occasional replenishements of the magma chamber in open-system fractionation. These pulses occur more commonly at the beginning of the magmatic evolution in agreement with the model of Huppert and Sparks (1980), as suggested by the occurrence of cyclic units (Jackson et al. 1975) in the lower cumulates. The increase of Zr and other residual elements such as Y and P at a relatively low FeO*/MgO ratio indicates that FeO and MgO were buffered during early stages of crystallization as supported by the absence of zoning and nearly constant mineral compositions in the early cumulates. Therefore the evolution of the Krapa series is probably best explained by a combined process of a magma chamber which changed from open system during its early evolutionary stages to a closed system.

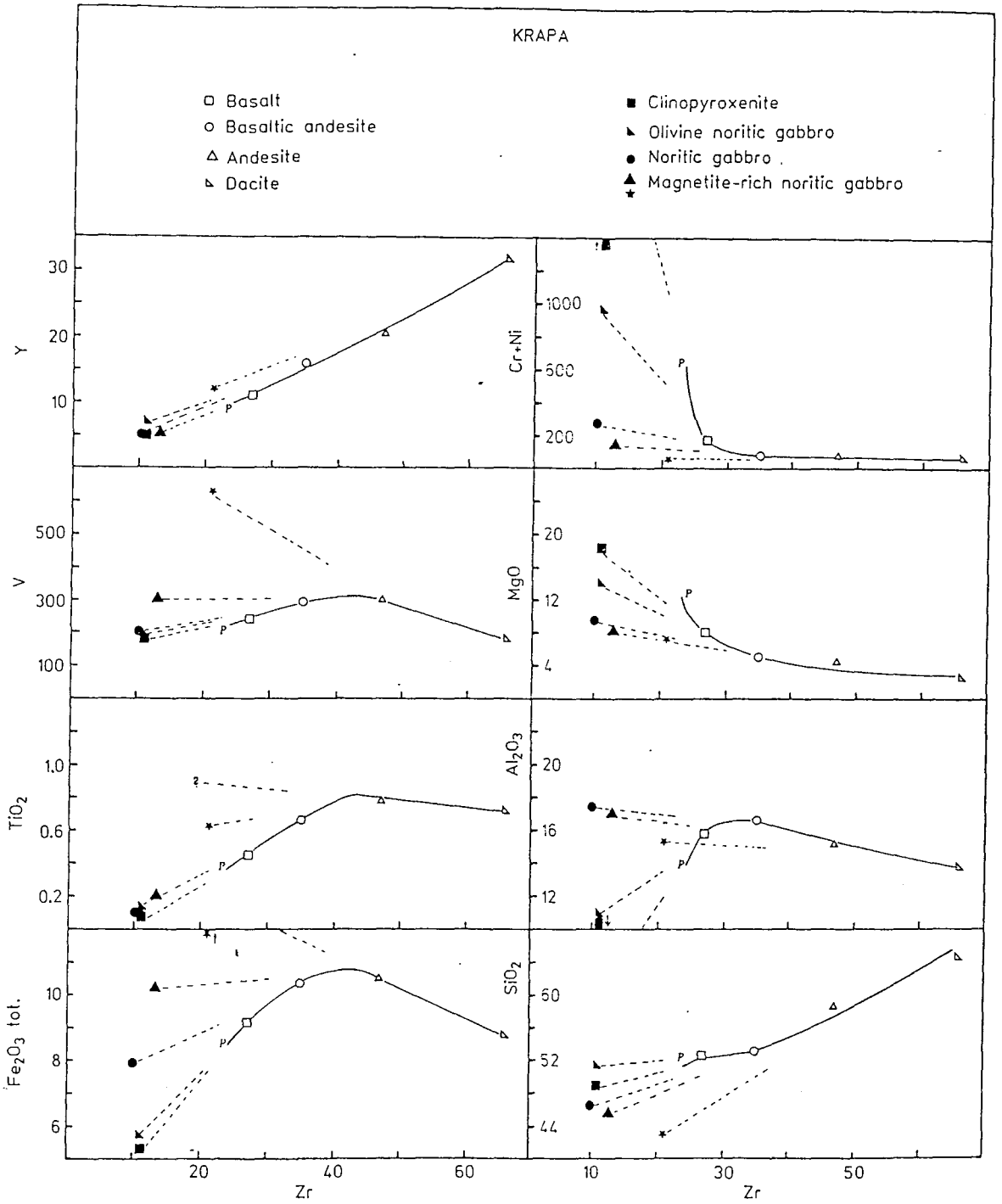


Fig. 10a+b. Variations of some major and trace elements vs Zr for the Krapa (a) and Asprokambo (b) sequences. Dashed light lines join representative liquid compositions (heavy lines) and the corresponding solids subtracted during fractionation. Zr of sample V3 estimated from Sm abundance (Montigny 1975).

Asprokambo

In Fig. 10b, two basalts (V3, AP 13-1), a basaltic andesite (AP 1-3), a dacite (AP 1-1) and a rhyolite (AP 5-1) represent the evolution of erupted liquids of this sequence.

The parental magma chosen is basalt V3 (Montigny 1975) which has a $Mg/Mg+Fe^{++}$ atomic ratio of 0.71. Fractionation within the basaltic compositional range (up to $F=0.7$) is controlled initially by removal of olivine, followed by removal of two pyroxenes + magnetite, the latter phases forming the Pl–websterites of the lower cumulates.

The other liquids, basaltic andesite to dacite and rhyolite ($F=0.7-0.2$), result from the separation of gabbronorites.

The low Zr and P contents in the basal cumulates of this sequence indicate low contents of trapped interstitial

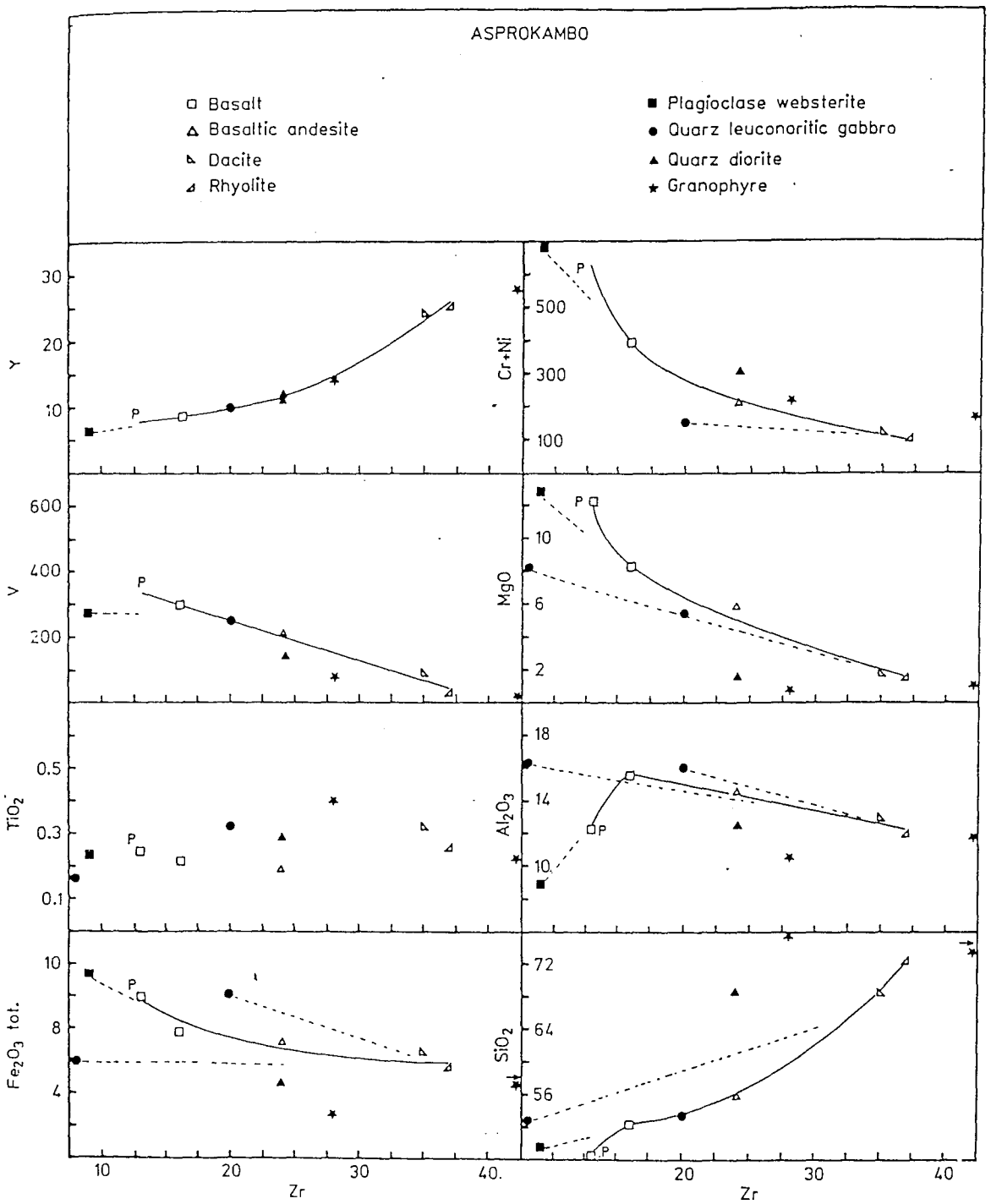


Fig. 10 b

liquid, and thus reflect the efficiency of the heteradcumulus crystallization processes. In the middle and upper parts of the sequence, some intrusive compositions approach those of the extrusive and hypabyssal rocks (of similar FeO/MgO ratios), since orthocumulus and isotropic crystallization are dominant during these later stages of fractionation. Compared to Krapa series, the more primitive Asprokambo liquid compositions display significant variations in Zr°/Zr ratio at constantly low FeO/MgO ratios (Fig. 11) which cannot be accounted for by an open system fractionation model as in the case of Krapa.

Such basalts and basaltic andesites, which are characterized by a variable enrichment in high field strength elements (HFSE) could be related to various parental melts either generated by different degrees of partial melting of a single source or by dynamic melting of a progressively more re-

Table 6. Chemical analyses of intrusive rocks from the Krapa series

	Wr	Cp	Cp	Pl-Wr	ol-nG	n-G	ln-G	ln-G	ln-G	n-G	mt-nG	n-G	n-G	mt-nG	mt-nG
	5-24-7	4-24-7	4-24-8	2-24-7	1-24-7	12-30-7	4-4-8	1-4-8	2-4-8	AP 4-6	AP 1-6	15-27-7	AP-12-6	AP3411	AP 42
SiO_2	47.90	50.10	51.54	49.45	48.96	46.35	48.11	47.08	46.57	49.12	45.70	41.81	48.25	46.81	43.09
TiO_2	0.17	0.18	0.07	0.21	0.13	0.09	0.05	0.09	0.09	0.12	0.19	0.18	0.44	0.40	0.61
Al_2O_3	2.41	2.74	1.96	8.60	10.95	17.38	18.21	19.66	20.13	17.85	17.07	20.79	15.43	16.04	15.35
$Fe_2O_3T.$	8.20	6.05	5.30	4.62	5.84	7.88	7.26	6.78	6.14	7.04	11.15	8.53	8.11	12.63	17.58
MnO	0.16	0.16	0.10	0.10	0.11	0.10	0.11	0.09	0.10			0.15		0.20	0.21
MgO	24.20	19.71	18.35	14.20	14.00	9.56	8.57	7.85	7.24	9.58	8.25	6.87	6.15	8.34	7.09
CaO	12.63	17.62	20.51	19.94	16.46	13.62	13.64	14.05	14.78	12.00	12.61	14.74	10.19	13.66	12.69
Na_2O	0.13	0.20		0.23	0.94	1.21	0.90	1.09	1.25	0.91	1.23	0.90	3.30	0.53	0.68
K_2O	0.02	0.02			0.02	0.01		0.05	0.04	0.07	0.11	0.16	0.46	0.03	0.04
P_2O_5	<0.01	<0.01	<0.01		<0.01	<0.01	<0.01			<0.01	0.01	0.01	0.03		
PF	3.69	1.28	1.88	1.81	2.66	3.55	2.65	3.20	3.52	2.48	3.09	5.12	7.90	1.64	2.37
Total	99.51	98.08	99.71	99.16	100.08	99.76	99.51	99.94	99.86	99.17	99.41	99.27	100.26	100.06	99.71
Ni	476	277	212		179	82	89			54	76	128	22	51	43
Co	125	104	47		44	37	53			52	77	71			
Cr	1699	2174	2483		793	199	439			94	51	120		23	17
Cu	<10	<10	10		8	107	10			137	261	48			
Zn	62	44	30		31	65	67			67	64	60			
V	136	201	175		176	201	110			195	302	398	264	260	625
Sr	24	30	4		76	98	111			121	173	197	92		
Li			8		2.5	4.8	1.8			2.1					
Rb	6	5	<5		6	<5	5			5	<5	7	7	7	6
Nb	<2	<2	<2		<2	<2	<2			<2	<2	<2	2	2	2
Zr	9	11	11		11	10	12			10	13	12	22	19	21
Y	8	7	5		7	5	6			5	5	5	14	10	12
Zr/Y	1.1	1.5	2.2		2.2	2.0	2.0			2.0	2.2	2.4	1.6	1.9	1.7
Ti/Zr	113	98	38		71	54	25				88	90	120	126	174
Al_2O_3/TiO_2	14	15	28	41	84	193	364	218	224	149	90	115	35	89	25
FeO*/MgO	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.7	0.8	0.8	0.8	0.7	1.2	1.1	1.2	1.4	2.4

Wr = Wehrlites; Cp = Clinopyroxenites; Pl-Wr = Plagioclase wehrlites; ol-nG = Olivine noritic gabbros; ln-G = leuconoritic gabbros; n-G = Noritic gabbros; mt-nG = Magnetite-rich noritic gabbros

fractory source, as has been proposed for Troodos (Smewing and Potts 1977).

Model calculations indicate that commencing with V3 as a parentlal liquid, the most evolved sample compositions may be derived by perfect fractional (Rayleigh) crystallization in a closed system.

This conclusion is supported by the occurence in the Asprokambo series of abundant orthocumulates, zoned minerals and numerous veins of evolved intrusives with high proportions of trapped liquid.

Melts and mantle sources relationships

The least differentiated liquids of both series are characterized by low contents of HFSE such as Ti, Zr, Y, Nb and P, and moderate to high silica saturation. Moreover the V shaped REE pattern of sample V3 about 4X chondritic level (Fig. 12) emphasizes both the extremely low absolute abundance of incompatible elements and the remarkable relative LREE enrichment of the Asprokambo parental melts.

Genesis of such magmas requires severely depleted mantle source in addition to high degrees of partial fusion. Suitable sources for these melts may be clinopyroxene-poor lherzolites, residual after MORB extraction (Hamlyn and Bonatti 1980; Kornprobst et al. 1981). These sources, S3 and S4 as modelled for the Krapa and Asprokambo parental melts respectively, would be variably depleted in HFSE and have the modal mineralogy indicated in Fig. 13. Equilibrium partial melting calculations suggest that the primary magmas of the Krapa and Asprokambo series may be derived respectively by 20 and 30% partial fusion of S3 and S4 leaving a residuum of harzburgitic to dunitic composition. They are also consistent with experimental petrology data which indicate that subalkaline melts similar to Vourinos parental basalts can be produced in island-arc environments by water-saturated 25–35% melting of peridotite composition at 10–20 Kb and 1,100–1,200 C (Green 1976). Accordingly the more saturated Asprokambo primary melts should result from more hydrous and higher degree melting than those of Krapa, and necessitate more effective incongruent melting of orthopyroxene.

Furthermore basalt V3 has REE levels from Eu to Lu indicating it may be derived by 30% partial melting of such depleted lherzolites (sample GE 7-8 in Fig. 12). However the considerable LREE enrichment in V3 implies that the lherzolitic source must have also been enriched in LREE prior to or during melting.

The LREE enrichment required for making this source (GE 7–8 of Ottonello et al. 1979) suitable to produce basalt V3 ranges from X 1.5 for Nd to X 10 for La. The calculated residuum shows a pattern very similar to the mantle harz-

Table 7. Chemical analyses of intrusive rocks from the Asprokambo series

	pl-W	pl-W	n-G	n-G	q-lnG	n-G	q-lnG	q-D	q-D	q-D	Gr	Gr	Gr	Gr
	AP-7-1	AP-7-1	135	131 A	AP-11-1	AP-2-3	AP-3-3	AP-8-3	108	136	132	2310	2312	2311
SiO_2	50.15	49.60	52.43	51.98	52.86	53.58	53.50	62.68	68.82	65.39	76.09	73.23	73.84	75.29
TiO_2	0.27	0.23	0.17	0.10	0.16	0.24	0.32	0.53	0.29	0.29	0.40	0.26	0.23	0.19
Al_2O_3	7.50	8.90	9.88	10.72	16.37	10.87	15.95	13.47	12.52	17.54	10.94	11.58	11.75	11.54
Fe_2O_3T.	11.88	11.41	8.96	10.72	6.07	9.32	10.21	7.75	4.70	1.71	2.66	5.25	4.60	4.17
MnO			0.14	0.15					0.12	0.10	0.08	0.10	0.09	0.11
MgO	13.90	12.71	12.31	11.86	8.10	7.28	5.45	3.50	1.56	1.07	0.94	0.98	0.97	0.59
CaO	14.30	14.74	11.78	12.74	9.62	14.38	8.17	8.14	6.80	7.16	3.70	1.86	1.47	0.68
Na_2O	0.46	0.45	1.36	0.45	2.58		3.33		2.43	3.12	2.89	3.53	3.37	4.58
K_2O	0.13	0.06	0.31	0.03	0.56	0.05	0.34	0.08	0.14	0.71	0.24	0.38	0.61	0.36
P_2O_5	0.02	0.03				0.03	0.02		0.05		0.06		0.05	0.05
PF	1.40	1.69	2.32	1.19	2.93	3.01	2.82	3.15	2.20	2.08	1.45	1.95	2.15	1.83
Total	100.01	99.83	99.66	100.04	99.25	98.76	100.11	99.30	99.63	99.17	99.45	99.12	99.12	99.39
Ni	95	105				61	51		29		23		19	17
Co							33		26		14			
Cr	315	575				510	97		283		201		148	169
Cu							71		15		54		5	9
Zn							78		43		121		62	65
V	270	271				256	245		139		80			
Sr	21	39				99	70		74		87		59	45
Li							3.1		3.2		1.6		5.5	4.0
Rb	<5	<5			<5	<5	7		4		4		16	7
Nb	<2	<2			<2	<2	<2		4		4		4	4
Zr	9	9			8	16	20		24		28		44	47
Y	7	6			5	8	10		12		14		28	32
Zr/Y	1.3	1.5			1.6	2.0	2.0		2.0		2.0		1.6	1.5
Ti/Zr	180	153			120	90	96		72		86		31	24
Al_2O_3/TiO_2	28	39	58	107	102	45	50	25	43	60	27	41	51	61
FeO*/MgO	0.8	0.8	0.7	0.8	0.7	1.2	1.7	2.0	1.4	1.4	2.6	4.8	4.3	6.4

pl-W = Plagioclase websterites; n-G = noritic gabbros; q-ln-G = Quartz leuconoritic gabbros; q-D = Quartz diorites; Gr = Granophyres

burgite from Vourinos (Sample V209, Montigny 1975). All these contraints can be satisfactorily accounted for by a two stage model (Sun and Nesbitt 1978; Duncan and Green 1980) involving high degree of remelting of previously depleted mantle sources, favoured by the influx of subduction derived LILE and LREE enriched hydrous fluids, into the overlying mantle.

Conclusion

From field and petrological data it appears that at least two main volcano-plutonic series exist in the Upper Jurassic Vourinos ophiolite, namely the Krapa and the Asprokambo complexes, the latter younger than the former. The Krapa sequence shows clear island arc tholeiitic affinity whereas the Asprokambo sequence shows affinities with very low TiO_2 lavas transitional to boninites found solely in intra-oceanic subduction related arc/interac basin systems.

Both the Krapa and Asprokambo series may be assigned an island arc setting, and the presence of very low TiO_2 dykes later than the IAT sequence suggests a fore-arc setting (Beccaluva et al. 1979, Crawford et al. 1981). This evidence, as well as the existence of pelagic, reef and neritic sedimentation deposited shortly after the ophiolite formation may indicate the generation of Vourinos and other Greek ophiolites in multiple oceanic basins and related island arcs developed between micro-continents sheared during the convergence of the Apulian and European plates since the Trias (Bebien et al. 1980).

The large volume of cumulates from the Krapa sequence displays the following crystallization order: Ol ± Sp, Cpx, Pl ± Opx, Mt whereas in the Asprokambo intrusive sequence, Ol ± Sp, Opx + Cpx, Pl and Amph are the successively crystallizing phases.

In this later sequence, Asprokambo cumulates, continuous crystallization of V_2O_3-rich chromian and aluminian titaniferrous magnetite is largely responsible for the regular Fe, Ti and V decrease in residual liquids. Chemical variations in the lavas of both series can be explained in terms of crystallization of the observed cumulates.

All the petrological features indicate that the evolution of the Krapa series is more compatible with an intermediate fractional equilibrium crystallization history in a initially open system. The development of the lower cumulates from Krapa probably occurred in a zone of persistent high thermal activity as indicated by the extent of subsolidus reactions in the coarse grained adcumulates. By contrast nearly perfect fractional crystallization may have occurred in the small Asprokambo chambers where the composition of the input pulse varies with time. Cross-cutting relationships, skeletal minerals, the presence of orthocumulates and the geochemical evolution of liquids argue in favor of rapidly cooling chambers of limited size.

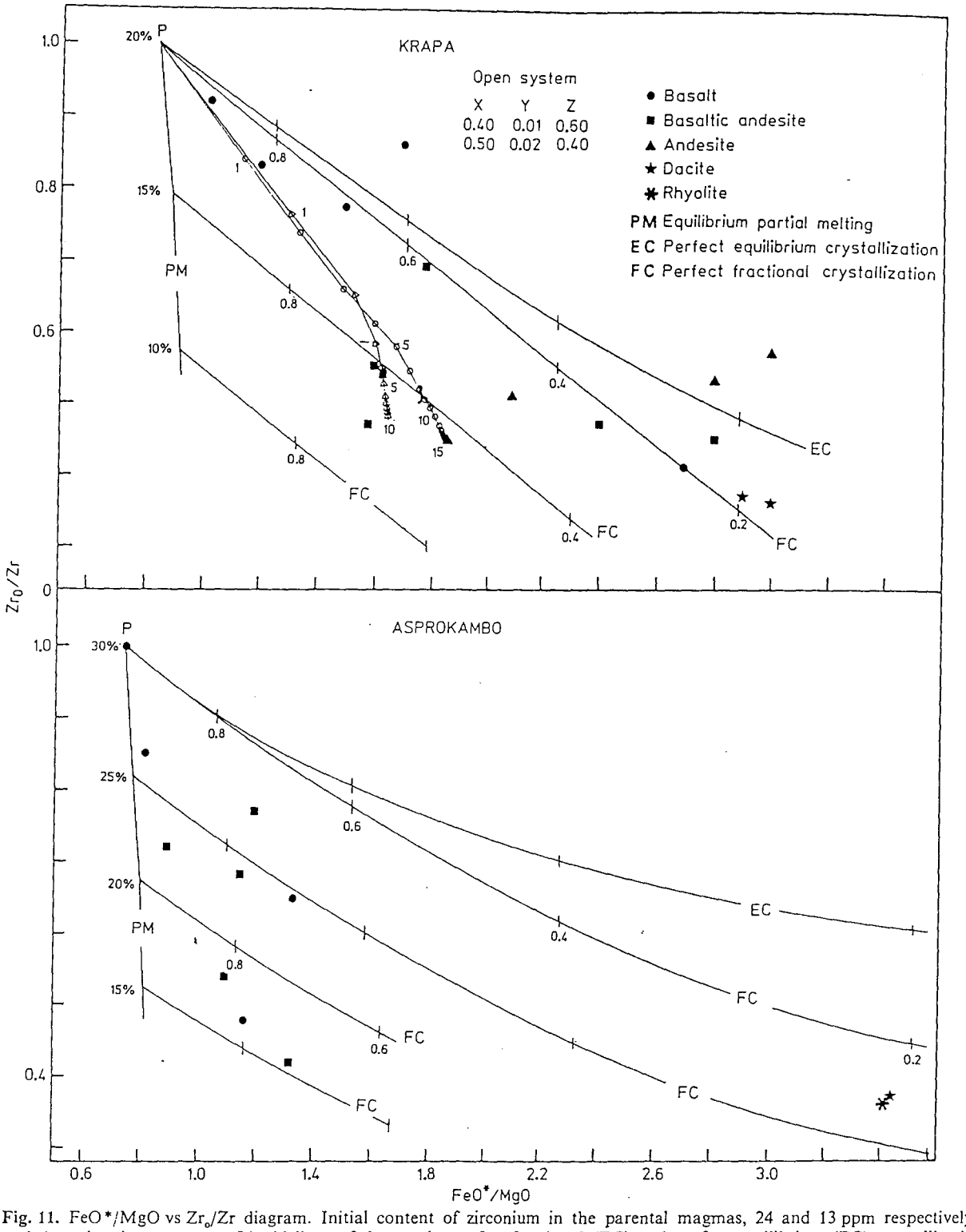


Fig. 11. FeO*/MgO vs Zr_o/Zr diagram. Initial content of zirconium in the parental magmas, 24 and 13 ppm respectively for Krapa and Asprokambo sequences. Liquid lines of descent by perfect fractional (FC) and perfect equilibrium (EC) crystallization in closed system are modelled (Arth 1976) from the assumed parental magmas (P) for decreasing values of the residual liquid fraction (figures). FeO* and MgO mass balance calculations and $D_{Zr}^{s/l}=0.35$ and 0.5 (for Krapa and Asprokambo respectively) have been evaluated from the gabbroic solids plus trapped liquid subtracted and isolated from the main body of magma during fractionation. Equilibrium melting trends (EM) (Shaw 1970) indicate the liquid compositions which would derive by various partial fusion degrees (figures) of the mantle source which produced the Krapa and Asprokambo parental magmas respectively by 20% and 30% of melting. Many of the least fractionated magmas from Krapa may have been produced by perfect fractional crystallization in an open system by periodically refilling of magma chamber employing bulk gabbroic distribution coefficients $D_{Fe}=0.63$, $D_{Mg}=1.9$ and $D_{Zr}=0.35$ and values of X (=mass fraction of cumulate solid subtracted from the liquid in each cycle), Y (=mass fraction of the liquid erupted at the beginning of each cycle) and Z (=mass fraction of parental magma added in each cycle) given on the diagram (O'Hara 1977; Stern 1979).

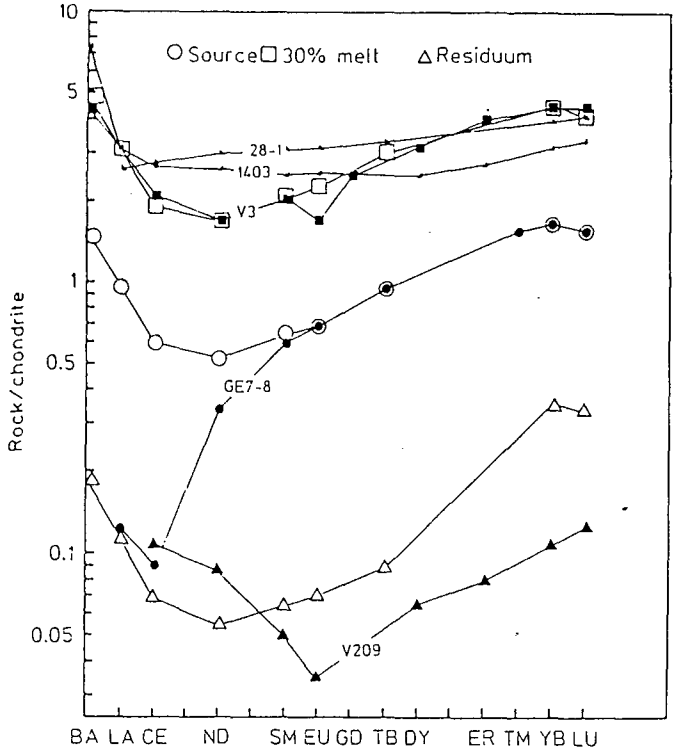


Fig. 12. Chondite-normalized (normalizing values according to Nakamura, 1974) REE patterns for basalt V3 and harzburgite V209 from Vourinos ophiolite (analyses after Montigny 1975). These patterns approximate respectively melt and residuum resulting from 30% equilibrium partial fusion of an hypothetical source (modelled as S4 in Fig. 13) with HREE like lherzolites from Ligurian ophiolites (sample GE 7–8 after Ottonello et al., 1979) and enriched in LREE and LILE. Partition coefficients are after Arth (1976) and Leeman (1976) for La and Tb. For comparison REE patterns of boninites have also been reported (sample 1403 after Sun and Nesbitt 1978; sample, 28-1 after Hickey and Frey 1982)

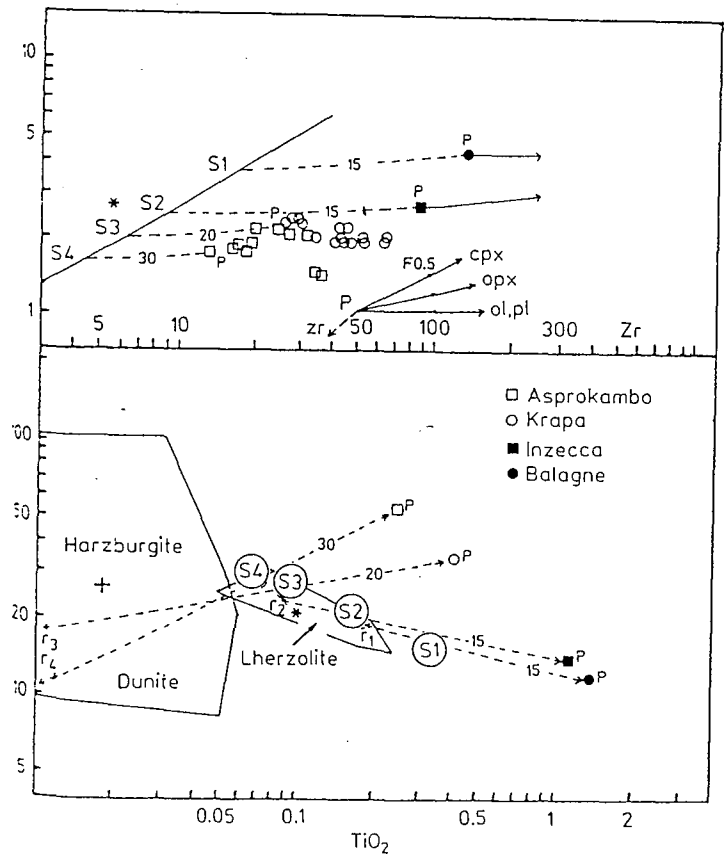


Fig. 13. Zr/Y vs Zr and Al_2O_3/TiO_2 vs TiO_2 plot for lavas and hypabyssal rocks from Vourinos ophiolite. Dashed lines join parental melts (P) and residua ($r_{1,2,2,4}$) produced by different degrees of partial fusion (figures indicate pourcentage) from hypothetical sources modelled as follows:

S_1	0.55	0.20	0.20	0.05	
S_2	0.60	0.20	0.16	0.04	and the assumed eutectic composition
$E_{1.2}$	0.15	0.15	0.40	0.30	
S_3	0.65	0.20	0.12	0.03	
S_4	0.70	0.19	0.08	0.03	and the assumed eutectic composition
$E_{3.4}$	0.25	0.10	0.65	0.00	

Partition coefficients for Ti, Zr and Y are after Pearce and Norry (1979). Mass balance calculations for Al_2O_3 are based on the mineral chemistry of lherzolites from the Northern Apennines ophiolites (Beccaluva et al. in prep.). The modelled vectors indicate fractionation of olivine (Ol), plagioclase (Pl), orthopyroxene (Opx), clinopyroxene (Cpx) and zircon (Zr) under surface equilibrium conditions. Note that sources $S_2-S_3-S_4$ and residua R_1R_2 fall in the field of mantle lherzolites from the Western Mediterranean ophiolites (data from Ernst and Piccardo 1979; Boudier 1978; Ohnenstetter et al. 1975), whereas residua r_3–r_4 fall in the field of harzburgites and dunites from the Eastern Mediterranean ophiolites (data from Moores 1969; Juteau 1975; Cakir 1978; Bingöl 1978). For comparison parental magmas and fractionation trends (arrows) of lavas from Inzecca and Balagne ophiolites (Corsica) are also reported (Beccaluva et al. 1977; Glom 1977). Asterisk indicates chondrite composition according to Sun and Nesbitt (1978).

The geochemical characteristics of the Krapa and Asprokambo parental melts may be accounted for by a two stage model involving high-degree remelting of previously depleted mantle sources by the addition of subduction derived LILE-enriched hydrous fluids.

Such primary melts could be generated by 20% (Krapa) and 30% (Asprokambo) equilibrium partial melting of variably depleted lherzolitic sources leaving harzburgitic to dunitic residua.

Acknowledgements. This work was supported by the C.N.R. (Italy) and by the C.N.R.S. (France) through E.R.A. 806 "Pétrogenèse et évolution des domaines ophiolitiques". A.J. Crawford (c/o Parma), Z. Johan (Orléans) and J. Pearce (Open University) are acknowledged for their critical comments. A.J. Crawford and H. Dunlop (Orléans) are thanked for their aid in translation.

References

Aldrich JB, Tieh TT, Scott RB (1981) Alteration of remnant arc debris, site 448, Palau-Kyushu ridge, Philippine sea, Deep Sea Drilling Project Leg 59. in Kroenke L, Scott R et al., Init Repts DSDP, 59. Washington (US Gov Printing Office), 737–742

Aoki KI, Shiba I (1973) Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan, Lithos 6:41–51

Arculus RG (1978) Mineralogy and petrology of Grenada, Lesser Antilles island arc. Contrib Mineral Petrol 65:413–424

Arth JG (1976) Behaviour of trace elements during magmatic processes. A summary of theoretical models and their applications. Journ Research US Geol Surv 4:41–47

Ayrton S (1968) Structures isoclinales dans les péridotites du Mont Vourinos (Macédoine grecque). Un exemple de déformation des roches ultrabasiques. Schweiz Mineral Petrol Mitt 48: 733–750

Bailey EH, Blake MC Jr (1974) Major chemical characteristics of mesozoic Coast range ophiolite in California. Journ Research US Geol Surv 2:637–656

Bébien J, Ohnenstetter D, Ohnenstetter M, Vergely P (1980) Diversity of the Greek ophiolites: birth of oceanic basins in transcurrent systems. Ofioliti, Special issue, Tethyan ophiolites, (Rocci ed) 2:129–177

Beccaluva L, Ohnenstetter D, Ohnenstetter M (1979) Geochemical discrimination between ocean floor and island arc tholeiites; application to some ophiolites. Can J Earth Sci 16:1874–1882

Beccaluva L, Ohnenstetter D, Ohnenstetter M, Venturelli G (1977) The trace element of Corsican ophiolites. Contrib Mineral Petrol 64:11–31

Beccaluva L, Macciotta G, Savelli C, Serri G, Zeda O (1980) Geochemistry and K/Ar ages of volcanics dredged in the Philippine sea (Mariana, Yap, and Palau trenches and Parece Vela Basin). AGU Seatar volume, 247–268

Bingöl AF (1978) Pétrologie du massif ophiolitique de Pozanti-Karsanti (Taurus cilicien, Turquie): étude de la partie orientale. Thèse 3ème cycle, Univ de Strasbourg, p 227

Boudier F (1978) Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piedmont Alps). Geol Soc Am Bull 89:1574–1591

Brunn JH (1956) Etude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale. Ann Géol Pays Hellén. 7, p 358

Cakir U (1978) Pétrologie du massif ophiolitique de Pozanti-Karsanti (Taurus cilicien, Turquie): étude de la partie centrale. Thèse 3ème cycle, Univ de Strasbourg, p 251

Cann JR (1969) Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. J Petrol 10:1–19

Cameron WE, Nisbet EG, Dietrich VJ (1979) Boninites, komatiites and ophiolitic basalts. Nature 280:550–553

Cameron WE, Nisbet EG, Dietrich VJ (1980) Petrographic dissimilarities between ophiolitic and ocean-floor basalts. In: Ophiolites (A. Panayiotou ed), 182–192

Cawthorn RG (1976a) Some chemical controls on igneous amphibole compositions. Geochim Cosmochim Acta 40:1319–1328

Cawthorn RG (1976b) Calcium-poor pyroxene reaction relations in calc-alkaline magmas. Am Min 61:907–912

Cawthorn RG, Davies G, Clubley-Armstrong A, McCarthy TS (1981) Sills associated with the Bushveld Complex, South Africa: an estimate of the parental magma composition. Lithos 14:1–15

Church WR, Riccio L (1977) Fractionation trends in the Bay of Islands ophiolite of Newfoundland: polycyclic cumulate sequences in ophiolites and their classification. Can J Earth Sci 14:1156–1165

Crawford AJ, Beccaluva L, Serri G (1981) Tectono-magmatic evolution of the West-Mariana region and the origin of boninites. Earth Planet Sci Lett 54:346–356

Duncan RA, Green DH (1980) Role of multistage melting in the formation of oceanic crust, Geology 8:22–26

Elthon DL, Stern CR (1978) Metamorphic petrology of the Sarmiento ophiolite complex, Chile. Geology 6:464–468

Ernst WG, Piccardo GB (1979) Petrogenesis of some Ligurian peridotites – I. Mineral and bulk-rock chemistry. Geochim Cosmochim Acta 43:219–237

Ewart A (1976) A petrological study of the younger Tongan andesites and dacites, and the olivine tholeiites of Niua Fo' ou island, SW Pacific. Contrib Mineral Petrol 58:1–21

Ewart A, Brothers RN, Mateen A (1977) An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec-New Zealand island arc. J Volcanol Geotherm Res 2:205–250

Gass IG, Smewing JD (1973) Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: evidence from the Troodos massif, Cyprus. Nature 242:26–29

Gill JB (1976) Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: Implications for evolution on an interarc basin and remnant arc. Geol Soc Am Bull 87:1384–1395

Green DH (1976) Experimental testing of "Equilibrium" partial melting of peridotite under water saturated, high-pressure conditions. Can Mineral 14:255–268

Gruppo di Lavoro sulle Ofioliti Mediterranee (1977) I complessi ofiolitici e le unita cristalline della Corsica Alpina. Ofioliti 2:265–324

Hamlyn PR, Bonatti E (1980) Petrology of mantle-derived ultramafics from the Owen fracture zone, northwest Indian ocean: implications for the nature of the oceanic upper mantle. Earth Planet Sci Lett 48:65–79

Harkins ME, Green HW II, Moores EM (1980) Multiple intrusive events documented from the Vourinos complex, Northern Greece. Am J Sci 280-A: 284–295

Hickey RL, Frey FA (1982) Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implication for their source. Geochim Cosmochim Acta 46:2099–2115

Huebner JS (1980) Pyroxene phase equilibria at low pressure. In: Prewitt CT (ed) Pyroxenes. Mineral Soc Amer Reviews in Mineralogy 7:213–288

Huppert HE, Sparks RSJ (1980) Restrictions on the compositions of mid-ocean ridge basalts: a fluid dynamical investigation. Nature 286:46–48

Irvine TN (1965) Chromian spinel as a petrogenetic indicator, Part I-theory. Can J Earth Sci 2:648–672

Irvine TN (1967) Chromian spinel as a petrogenetic indicator, Part 2 – Petrologic applications. Can J Earth Sci 4:71–103

Jackson ED, Green HW, Moores EM (1975) The vourinos ophiolite, Greece: Cyclic units of lineated cumulates overlying harzburgite tectonite. Geol Soc Am Bull 86:390–398

Jaques AL (1981) Petrology and petrogenesis of cumulate peridotites and gabbros from the Marum ophiolite complex, Northern Papua New Guinea. J Petrol 22:1–40

Juteau T (1975) Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie); pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. Mém Sc de la T 32, p 692

Juteau T, Whitechurch H (1980) The magmatic cumulates of Antalya (Turkey): evidence of multiple intrusions in an ophiolitic magma chamber. In: Panayiotou A (ed) Ophiolites, 377–391

Komatsu M (1980) Clinoenstatite in volcanic rocks from the Bonin islands. Contrib Mineral Petrol 74:329–338
Kornprobst J, Ohnenstetter D, Ohnenstetter M (1981) Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites; a possible discriminant between "sub-continental" and "sub-oceanic" mantle. Earth Planet Sci Lett 53:241–254
Kuroda N, Shiraki K, Urano H (1978) Boninite as a possible calc-alkaline primary magma. Bull Volcanol 41:563–575
Leake BE (1978) Nomenclature of amphiboles. Amer Min 63:1023–1052
Leeman WP (1976) Petrogenesis of McKinney (Snake River) olivine tholeiite in light of rare-earth element and Cr/Ni distribution. Geol Soc Am Bull 87:1582–1586
McBirney AR, Noyes RM (1979) Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion. J Petrol 20:487–554
Mattey DP, Marsh NG, Tarney J (1981) The geochemistry, mineralogy and petrology of basalts from the West Philippine and Parace Vela basins and from the Palau-Kyushu and West Mariana ridges. Deep Sea Drilling Project Leg 59. In: Kroenke L, Scott R et al, Init Repts DSDP, 59, Washington (US Govt Printing Office), 753–800
Meijer A (1980) Primitive arc volcanism and a boninite series: examples from western Pacific islands arcs. In: AGU, seatar volume, 269–282
Miyashiro A (1977) Subduction-zone ophiolites and island-arc ophiolites. In: Saxena SK and Bhattacharji (eds) "Energetics of Geological Processes". 188–213
Montigny R (1975) Géochimie comparée des cortèges de roches océaniques et ophiolitiques. Problème de leur genèse. Thèse Doctorat d'état. Univ Paris VII, p 288
Moores EM (1969) Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece. Geol Soc Amer spec paper, 118, p 74
Moores EM, Vine JF (1971) The Troodos massif (Cyprus) and other ophiolites as oceanic crust; evaluation and implications. Phil Trans Roy Soc London, A, 268:443–466
Nakamura N (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochim Cosmochim. Acta 38:757–775
Noiret G, Montigny R, Allègre CJ (1981) Is the Vourinos complex an island arc ophiolite? Earth Planet Sci Lett 56:375–386
O'Hara MJ (1977) Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber. Nature 266:503–507
Ohnenstetter D, Ohnenstetter M, Paupy A, Rocci G (1979) La diversité des ophiolites: importance de la nature du fractionnement et conséquences métallogéniques. In: Besson M (ed) "Facteurs contrôlant les minéralisations sulfurées de nickel". Mém BRGM 97:47–61
Ohnenstetter D, Ohnenstetter M, Rocci G (1975) tholeiitic cumulates in a high pressure metamorphic belt. Pétrologie 1:291–317
Ottonello G, Piccardo GB, Ernst WG (1979) Petrogenesis of some Ligurian peridotites. II Rare earth element chemistry. Geochim Cosmochim Acta 43:1273–1284
Pallister JS, Hopson CA (1981) Samail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber. J Geophys Res 86:2593–2644
Parrot JF, Ricou LE (1976) Evolution des assemblages ophiolitiques au cours de l'expansion océanique. Cah ORSTOM, sér Géol 8:49–68
Paupy A (1976) Nouvelles données sur un type de différenciation du magma ophiolitique: le massif du Vourinos (Grèce). Thèse 3ème cycle, Univ Nancy I, p 173
Pearce JA (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus. Tectonophysics 25:41–68
Pearce JA, Norry MJ (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib Mineral Petrol 69:33–47
Peccerillo A, Taylor SR (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contrib Mineral Petrol 58:63–81
Pichon JF, Lys M (1976) Sur l'existence d'une série du Jurassique supérieur à Crétacé inférieur, surmontant les ophiolites, dans les collines de Krapa (massif de Vourinos, Grèce). CR Acad Sci, Paris D, 282:523–526
Ridley WI (1977) The crystallization trends of spinels in Tertiary basalts from Rhum and Mull and their petrogenetic significance. Contrib Mineral Petrol 64:243–255
Roeder PL, Emslie RF (1970) Olivine-liquid equilibrium. Contrib Mineral Petrol 29:275–289
Ross JV, Mercier JC, Ave Lallemant HG, Carter NL, Zimmerman J (1980) The Vourinos ophiolite complex, Greece: the tectonite suite. Tectonophysics 70:63–83
Saunders AD, Tarney J, Marsh NG, Wood DA (1980) Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: a geochemical approach. In: Panayiotou A (ed) Oppiolites, 193–204
Scott RB (1981) Petrology and geochemistry of arc tholeiites on the Palau-Kyushu ridge, site 448, Deep Sea Drilling Project Leg 59.. In: Kroenke L, Scott L et al, Init Pepts DSDP, 59. Washington (US Govt Printing Office), 681–692
Sharaskin AY, Dobretsov NL, Soboley NV (1980) Marianites: the clinoenstatite bearing pillow-lavas associated with the ophiolite assemblage of Mariana trench. In: Panayiotou (ed) Ophiolites, 473–479
Shaw DM (1970) Trace element fractionation during anatexis. Geochim Cosmochim Acta 34:237–243
Shiraki K, Kuroda N (1977) The boninite revisited. Tokyo Geogr Soc 86:34–50
Smewing JD (1981) Mixing characteristics and compositional differences in mantle-derived melts beneath spreading axes: evidence from cyclically layered rocks in the ophiolite of north Oman. Journ Geophys Res 86:2645–659
Smewing JD, Potts PJ (1976) Rare-earth abundances in basalts and metabasalts from the Troodos massif, Cyprus. Contrib Mineral Petrol 57:245–258
Spray JG, Roddick JC (1980) Petrology and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of some Hellenic sub-ophiolite metamorphic rocks. Contrib Mineral Petrol 72:43–55
Stern C (1979) Open and closed system igneous fractionation within two Chilean ophiolites and their tectonic implication. Contrib Mineral Petrol 68:243–258
Sun SS, Nesbitt RW (1978) Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. Geology 6:689–693
Sun SS, Nesbitt RW, Sharaskin AY (1979) Geochemical characteristics of Mid-ocean ridge basalts. Earth Planet Sci Lett 44:119–138
Wager LR, Brown GM, Wadsworth WJ (1960) Types of igneous cumulates. J Petrology 1:73–85
Wilson RAM (1959) The geology of the Xeros-Troodos area. Geol Surv Depart Cyprus, Memoir 1, p 184
Wood BJ, Banno S (1973) Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene relationships in simple and complex systems. Contrib Mineral Petrol 42:109–124

Received February 23, 1983; Accepted October 19, 1983

Mineralogy and Petrology (1990) 40: 000–000

Mineralogy and Petrology

© by Springer-Verlag 1990

Geochemistry and Mineralogy of Lavas from the Arakapas Fault Belt, Cyprus: Consequences for Magma Chamber Evolution

Maryse Ohnenstetter[1], F. Bechon[2], and D. Ohnenstetter[1]

[1] CRSCM, GIS CNRS-BRGM, Orléans, France. [2] Institut de Minéralogie de l'Université de Genève, Genève, Switzerland.

With 6 Figures

Received August 8, 1989;
accepted December 19, 1989

Summary

The results of geochemical investigations in the Arakapas Fault Belt (AFB) in the Cyprus ophiolite are discussed to provide a comprehensive model for the genesis of the ophiolitic intrusive and extrusive rocks which occurs in a single but evolutive tectonic environment.

On the basis of field and petrographic criteria, five lava types are defined, one in the Axis Sequence (AS) and four in the Upper Pillow Lavas (UPL). The comparison between observed and calculated partial melting and fractional crystallization trends favors high D_{Cr} and D_{Mg} and low D_V consistent with high fO_2. Partial melting occurred in a depleted mantle after a prior melting event. The extent of mantle depletion varies with space and increases with time.

Different crystallization orders in lavas reflect distinct parental magma compositions and the extent of pre-eruption fractionation dominated by wehrlitic crystallization in closed magma chambers. Long-lived magma chambers disappear at the end of the AS. Small magma chambers occurred during the formation of the UPL and were destroyed at various degrees of evolution.

Résumé

Géochimie et minéralogie des laves de la zone de la faille d'Arakapas: conséquences sur l'évolution des chambres magmatiques

L'étude géochimique des laves dans la zone d'Arakapas (AFB) a permis de proposer un modèle génétique pour la formation des laves et des cumulats qui s'est déroulée dans un seul site géotectonique. Cinq types de lave ont été définis dans l'AFB, un dans la séquence axiale (AS) et quatre dans les laves en coussin supérieures (UPL) formés à partir d'un manteau très déprimé dont le degré d'appauvrissement s'est accru avec le temps.

La modélisation des processus de fusion partielle et de cristallisation fractionnée implique des coefficients de partage élevés pour Mg et Cr et faibles pour V compatibles avec une fugacité d'oxygène élevée dans la source.

Da les différents types de lave, la cristallisation plus ou moins précoce du plagioclase, du clinopyroxène ou de l'orthopyroxène après l'olivine témoigne de l'existence de magmas parentaux distincts qui ont alimenté des chambres magmatiques évoluant en système fermé. La disparition des grandes chambres magmatiques d'où ont été issues les laves de type A a eu lieu en fin de formation de l'AS. Les chambres magmatiques plus petites liées aux UPL ont été détruites à différents stades de leur évolution.

Introduction

The Arakapas Fault Belt (AFB), trending E-W between the Troodos and the Limassol Forest complexes is generally regarded as a fossil transform fault zone (*Moores* and *Vine*, 1971; *Simonian* and *Gass*, 1978). The AFB is characterized by a reduced oceanic crust with strongly depleted lavas derived from an impoverished mantle metasomatized by a subduction zone component.

Detailed mapping in the AFB (*Bechon*, 1982) has defined the stratigraphy and brought out strong lateral variation related to horst and graben tectonics.

This paper shows the relative importance of partial fusion processes from a variably depleted mantle and the extent of fractional crystallization in closed versus open magma chambers. Mechanisms of crustal accretion in this particular environment are later discussed by considering coupled tectonic and geochemical evolution.

Geological Setting and Previous Work

The Arakapas Fault Belt (AFB) is bounded to the north by the sheeted dyke complex (SDC) of the Troodos massif and to the south by serpentinized peridotites, cumulates and dykes of the Limassol Forest area (Fig. 1B). The AFB could represent a transform fault zone with either right or left lateral movement (*Simonian* and *Gass*, 1978; *Searle*, 1983; *Varga* and *Moores*, 1985) or a leaky transform fault zone (*Murton* and *Gass*, 1986). Several models could explain some of the relevant features of the AFB and adjacent ophiolitic massifs. All of these imply a variation of stress regime with time and place as indicated by the change of coupled dyke and fault orientation.

The four volcanosedimentary units defined in the AFB (Fig. 1A) are separated by sedimentary intervals. A distinctive feature of the AFB is that it has a very thin AS (unit 1) composed of brecciated SDC and lavas lying on a gabbroic and plagiogranitic basement, and a well-developed UPL (units 2 to 4) comprising numerous petrographic types varying both vertically and laterally. The amount of intercalated sediments and breccias is far greater than in the Troodos and implies the erosion of an uplifted gabbroic and SDC basement.

Type A lavas, forming pillows and agglomerates, are restricted to the AS (Fig. 1B). Local greenschist metamorphism, the presence of plagioclase and clinopyroxene phenocrysts and a high degree of crystallinity are common petrographic features (*Wilson*, 1950; *Smewing* et al., 1975). The high degree of crystallinity in type A lavas may result partly from a high viscosity due to their high SiO_2 content, the lavas comprising andesite and dacite with minor basaltic andesite and basalt (Table 1).

In the UPL, the glassy material is more abundant and is more often preserved, being altered in the zeolite facies. *Type B lavas* bear numerous phenocrysts of olivine and clinopyroxene, consisting of basalt and picritic basalt. In this lava type, clino-

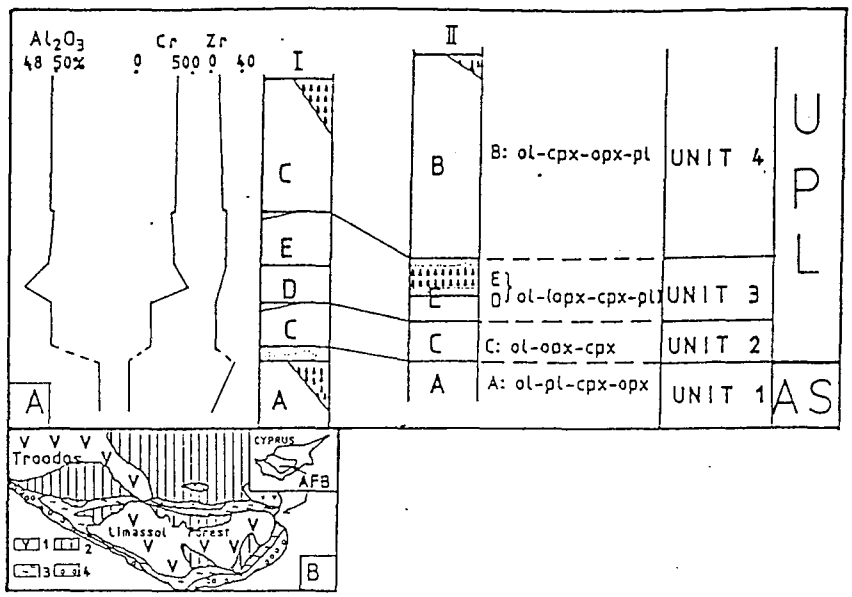


Fig. 1. A) Representative stratigraphic columns along the Arakapas Fault Belt (AFB). *I* western part; *II* eastern part; *1* to *4*; lithological units corresponding to the succession of lava types (A to E) with indicated crystallization orders. *AS* Axis Sequence; *UPL* Upper Pillow Lavas. s, monogenic and/or polygenic breccias; ... , intercalated sediments: haematitic shales, arenaceous sediments and umbers. The variation of Al_2O_3, Cr and Zr from the Kapilio area, western AFB is given. B) Location of the AFB with respect to the Troodos and Limassol Forest massifs; *1* plutonic rocks; *2* sheeted dyke complex (SDC); *3* Axis Sequence lavas; *4* Upper Pillow Lavas (UPL)

Table 1. *Major and trace element concentrations of lavas and glass*

Type	A		B		C		D		E		C (glass)		
	CY87	CY97a	CY122	CY105	CY102	CY99a	CY90	CY100b	CY101	CY78	CY99a	CY99d	CY83
SiO_2	47.26	50.72	43.72	43.59	50.09	49.74	50.41	47.78	50.29	49.27	60.35	53.23	56.13
TiO_2	0.63	0.41	0.14	0.14	0.19	0.20	0.28	0.16	0.19	0.27	0.16	0.28	0.30
Al_2O_3	16.78	14.39	6.28	6.87	10.58	11.09	14.08	7.94	10.05	13.60	17.95	13.30	16.12
Fe_2O_3	11.36	9.89	9.51	9.61	8.42	8.56	8.53	8.46	7.76	8.35	4.09	7.53	7.83
MnO	0.21	0.21	0.16	0.18	0.17	0.18	0.20	0.17	0.18	0.17	-	0.08	0.11
MgO	5.12	8.07	28.57	25.28	13.14	12.79	8.74	17.27	10.88	10.84	0.89	9.15	4.31
CaO	9.01	6.34	5.36	5.21	10.06	10.21	9.05	8.03	12.03	12.20	7.61	12.14	8.58
Na_2O	3.62	1.67	0.23	0.15	0.76	0.74	3.54	0.39	0.71	0.78	0.69	0.67	0.64
K_2O	0.56	1.04	0.09	0.06	0.19	0.22	1.21	0.22	1.63	0.13	0.44	0.16	0.19
P_2O_5	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	-	-	-
PF	5.12	6.72	5.32	8.71	6.14	5.73	3.89	9.26	5.44	4.13	-	-	-
Total	99.70	99.48	99.40	99.82	99.86	99.47	99.96	99.69	99.17	99.77	92.69	96.58	94.25
Ni	26	50	1190	1176	313	285	103	514	171	169			
Co	38	42	82	79	55	46	39	65	39	47			
Cr	22	86	631	1291	545	629	408	1465	1060	671			
V	324	297	120	143	227	226	247	193	222	264			
Sr	158	22	3	11	56	57	96	14	30	23			
Rb	14	10	10	10	10	10	15	12	66	<10			
Nb	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2			
Zr	24	16	7	12	10	10	10	12	10	15			
Y	15	18	5	9	10	8	17	11	5	14			

pyroxene crystallizes before orthopyroxene. *Type C lavas*, basalt and basaltic andesite, form black pillows with abundant hyaloclastites. They are devoid of phenocrysts being dominated by the crystallization order ol-opx-cpx-pl. *Types D and E lavas* show intermediate characters between those of types C and B in color and pillow size as well as in the proportion of glassy material and the nature of phenocrysts and microphenocrysts. In both of them, the two pyroxenes appear simultaneously and before plagioclase. Type D lavas, like type B, comprise basalt to picritic basalt and bear numerous phenocrysts. Type E (basalt to andesitic basalt) resembles type C but includes plagioclase microlites.

In the eastern part of the AFB the type C is intercalated between types A and B.

Mineralogy

All minerals (Tables 2 and 3) were analyzed using Camebax microprobes at the University of Nancy I and at the CNRS-BRGM in Orléans with the following

Table 2. *Selected microprobe analyses of olivine, chromiferous spinel, magnetite and plagioclase*

	Olivine	Spinel	Magnetite		Plagioclase	
Type sample	B CY 128 2	B CY 128 2	B CY 128 2		B K 846 3	E CY 53 1
SiO_2	40,54	0,05	0,19	SiO_2	45,81	52,44
TiO_2	---	0,12	8,33	TiO_2	---	---
Al_2O_3	0,09	12,14	2,66	Al_2O_3	33,27	28,83
Cr_2O_3	0,03	54,84	0,03	FeO	---	0,82
Fe_2O_3	---	6,06	49,74	MnO	0,33	---
FeO	8,81	12,84	37,28	MgO	0,32	0,11
MnO	0,17	0,14	0,79	CaO	18,17	13,19
MgO	49,47	13,57	0,86	Na_2O	0,9	3,95
NiO	0,21			K_2O	---	0,01
CaO	0,24	0,02	0,07			
TOTAL	99,56	99,77	99,95		98,82	99,39
Si	0,995	0,002	0,007	Si	2,136	2,383
Ti	---	0,003	0,234	Ti		
Al	0,003	0,459	0,117	Al	1,829	1,544
Cr	0,001	1,391	0,001	Fe	---	0,062
Fe^{3+}	---	0,14	1,399	Mn	0,013	
Mg	1,81	0,649	0,048	Mg	0,022	0,007
Ni	0,004	---	---	Ca	0,908	0,642
Fe^{2+}	0,181	0,351	1,165	Na	0,081	0,348
Mn	0,004	0,004	0,025	K	---	0,001
Ca	0,006	0,001	0,003			
TOTAL	3,003	3,000	3,000		4,990	4,988
Mg/Mg+Fe	0,909	0,649	0,04	An%	91,77	64,82

1, phenocryst; 2, microphenocryst; 3, microlite. FeO and Fe_2O_3 are calculated from the oxides.

Table 3. *Selected microprobe analyses of orthopyroxene, clinopyroxene and amphibole*

	Orthopyroxène		Clinopyroxène				Amphibole
	B K846 2	C CY99A 2	A CY89 1	B CY122 2	C CY99A 2		B MA5 3
SiO_2	54,16	55,94	50,44	51,46	48,31	SiO_2	40,32
TiO_2	0,04	0,04	0,33	0,08	0,1	TiO_2	2,42
Al_2O_3	1,48	1,43	2,79	2,84	7,86	Al_2O_3	15,57
Cr_2O_3	---	0,68	---	0,26	0,05	Cr_2O_3	---
FeO	18,01	7,31	12,32	4,26	8,22	Fe_2O_3 (cal.)	7,58
						FeO (cal.)	4,52
MnO	0,23	0,16	0,39		0,22	MnO	0,19
MgO	24,71	32,33	14,16		14,08	MgO	12,79
NiO	---	---	0,12	18,22	---	CaO	11,62
CaO	2,19	2,58	18,71	22,34	20,92	Na_2O	2,05
Na_2O	---	---	0,15	0,03	0,01	K_2O	0,08
K_2O	0,02	0,02	---	---	---	H_2O (cal.)	2,06
Total	100,88	100,28	99,53	99,5	99,78	Total (cal.)	99,2
Si	1,962	1,942	1,901	1,875	1,786	Si	5,872
Al^{IV}	0,036	0,053	0,094	0,121	0,214	Al^{IV}	2,128
Al^{VI}	0,027	0,006	0,030	0,001	0,129	T	8,000
Cr	---	0,019	---	0,007	0,001	Al^{VI}	0,546
Ti	0,001	0,001	0,009	0,002	0,003	Cr	---
Fe^{3+}	0,011	0,037	0,067	0,118	0,078	Ti	0,262
Fe^{2+}	0,535	0,175	0,321	0,011	0,176	Fe^{3+}	0,851
Mn	0,007	0,005	0,012	---	0,007	Fe^{2+}	0,550
Mg	1,334	1,673	0,795	0,989	0,776	Mn	0,023
Ni	---	---	0,004	---	---	Mg	2,776
Ca	0,085	0,089	0,755	0,872	0,829	C	4,992
Na	---	---	0,011	0,002	0,001	Fe^{2+}	---
K	0,001	0,001	---	---	---	Mn	---
						Mg	---
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	Ca	1,813
						Na	0,187
Wo(Ca)	4,31	4,48	38,71	43,8	44,42	B	2
En(Mg)	67,66	84,56	40,75	49,68	41,58	Na	0,392
Fs(Fe^{2+})	28,03	10,97	20,53	6,52	13,99	K	0,015
						A	0,407
						Total	15,399

1 to 3, same as for Table 2. The amphibole is tschermakite.

conditions: beam size, 1 μm; 15 kV, accelerating voltage; 15nA, beam current; counting time, 10 s per element; data reduction after ZAF correction (*Henoc* and *Tong*, 1978).

The crystallization order in the type A lavas, with early plagioclase, contrasts with that of the other types, especially of those B and C containing early pyroxenes. In type B, orthopyroxene rims clinopyroxene microphenocrysts, whereas the reverse is true in type C. In types D and E, ortho- and clinopyroxene crystals are independent and contemporaneous.

In type C, the early appearance of orthopyroxene in equilibrium with liquid and the resorption of olivine microphenocrysts are consistent with the more silica-

saturated nature of this lava type. In contrast, the Ca enrichment of type B clinopyroxene (up to $Wo_{51.2}$) compared to all the other lava types indicates high Ca activity in the liquid. Late crystallization of plagioclase in type B could explain Al_2O_3 enrichment in orthopyroxene (up to 4 wt%), followed by a regular decrease in Al due to the crystallization of plagioclase Al_2O_3 enrichment in clinopyroxene (types B and C), especially in microphenocrysts, corroborates this hypothesis (Fig. 2D). In clinopyroxene in the plumose textures in types B and C lavas, supercooling and metastable crystallization varying with cooling rate (*Grove* and *Bence*, 1977) could explain the highest Al enrichment. The absence of Al enrichment in clinopyroxene from the most primitive A lavas is compatible with early precipitation of plagioclase and indicates a parental magma of different composition (Fig. 2D).

Type A lavas are generally strongly fractionated. Euhedral magmatic plagioclase, which coexists with metamorphic albite is more sodic (An_{82} to An_{64}) than in the other lava types (An_{93} to An_{71}). Clinopyroxene shows the greatest Fs enrichment (Fig. 2D), up to Fs_{31} in microlites. Skeletal ilmenite and titanomagnetite are abundant in the groundmass. Their presence is compatible with crystallization from a residual Fe- and Ti-rich liquid. Only some type B lavas exhibit also these phases in the groundmass (Table 2). Among the other lava types, only some D and E lavas are slightly evolved as indicated by the low $Fo_{(88-87)}$ and high Fs content of pyroxene.

The calculated composition of magma in equilibrium with observed phenocrysts and microphenocrysts allows to determine the petrogenetic processes during magma chamber evolution and partial melting events. In the primitive lavas, Fo in olivine varies from 92 to 89 in type B, and from 91 to 88 in type C (Fig. 2A). The calculation of olivine composition in equilibrium with the observed liquid reveals that olivine microphenocrysts in type C are in equilibrium with the liquid whilst in other cases, the accumulation of olivine in variously differentiated magmas must be suggested. It should be emphasized that the most frequent liquid composition ($0.83 < FeO/MgO < 1$) is in equilibrium with olivine Fo_{88-86} as occurring in wehrlitic cumulates. Only some samples of type A lavas ($1.17 < FeO/MgO < 2.17$) are evolved enough to indicate the equilibrium with plagioclase-bearing wehrlite and troctolite having olivine Fo_{73-85}.

The range of XFe ratio of brown chrome-spinel (Fig. 2B), whether enclosed in olivine or in the groundmass, is greater for spinels of type B (0.23 to 0.64) than for those of type C (0.37 to 0.43) lavas which fall into the field defined by *Cameron* (1985). This fits with FeO/MgO range which is more restricted for type C lavas than for type B. The wide variation of Fo in olivine, Fs (9.8 to 28.5) in orthopyroxene and XFe in spinel in B and D lavas can also be explained by mixing of phenocrysts with residual liquid at different stages of fractionation in the magma chamber and/or magma conduits. This hypothesis is compatible with the fact that some magnesian phenocrysts are resorbed, and implies a rapid eruption of lavas preventing their separation.

The Cr/(Cr + Al) ratio of spinel in B and C lavas is similar and ranges from 0.68 to 0.84 as for spinel from other ophiolitic lavas and cumulates (*Cameron*, 1985). This ratio is close to or slightly lower than that of spinels from boninites but higher than Cr/(Cr + Al) of spinels from oceanic lavas (*Fisk* and *Bence*, 1980; *Cameron* et al., 1979). Using the equations of *Maurel* and *Maurel* (1982b), the spinels in B and C lavas crystallized from a liquid containing 10.4–12.4 wt% Al_2O_3, thus relatively Al-poor with respect to mid-oceanic ridge magmas (MORB): 16–18 wt% Al_2O_3.

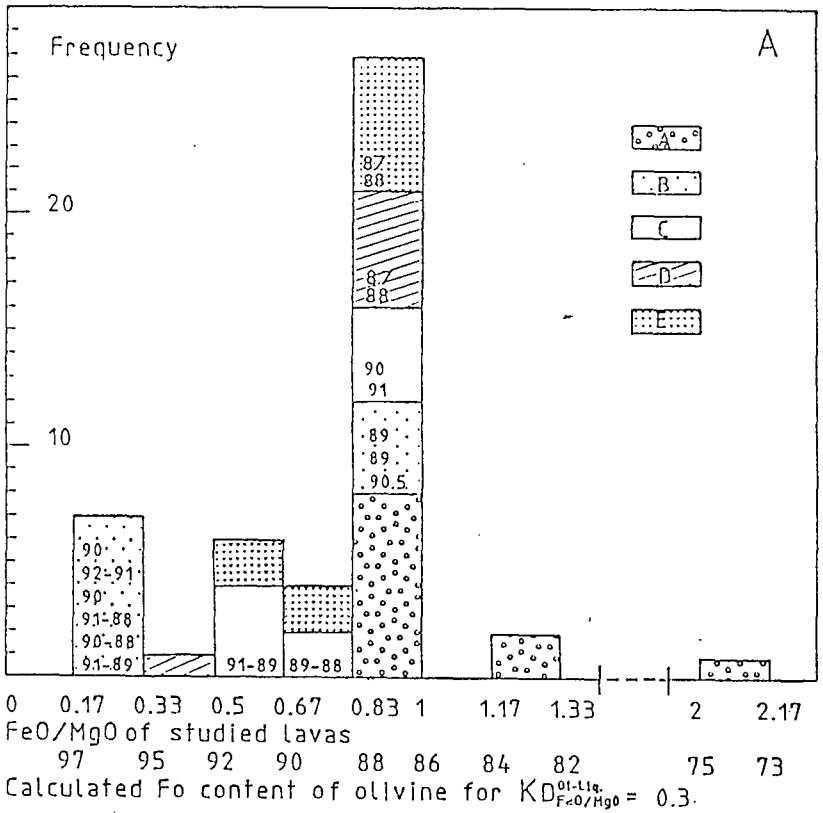
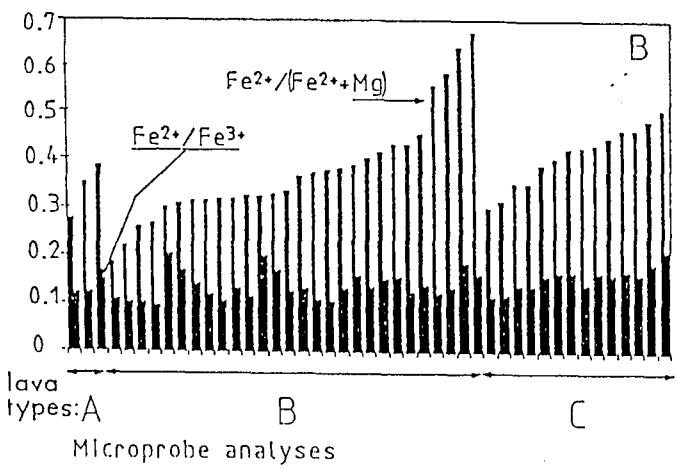
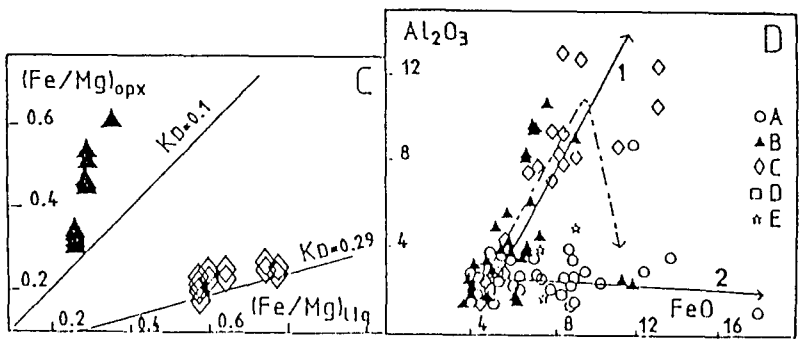


Fig. 2. Mineralogy of the AFB lavas. A) Frequency of FeO/MgO of the different lava types. The observed Fo content of olivine is indicated. On the absissa is also given the calculated Fo content of olivine according to *Roedder* and *Emslie* (1970). B) Cryptic variation of Fe^{2+}/Fe^{3+} and $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ in spinel from A, B and C lava types. C) Fe/Mg in orthopyroxene versus Fe/Mg in the liquid (same symbols as Fig. 2D). D) Composition of clinopyroxene on the FeO–Al_2O_3 plane. Note the Al_2O_3 enrichment in the UPL (types B and C) compared to the LPL (type A), defining two distinct trends (*1*, *2*)





Early crystallization of plagioclase is typical of Type I ophiolites (Western Mediterranean ophiolites) and MORB (*Beccaluva* et al., 1977), thought to be generated by dry melting of an undepleted source (*Presnall* et al., 1979; *Walker* et al., 1979). It may also occur in Type II ophiolites (Eastern Mediterranean ophiolites), in early magmatism, with higher Al_2O_3 and high field strength (HFS) elements (*Ohnenstetter*, 1985). Early pyroxene generally occurs in Type II ophiolites and island-arc magmatism (*Rocci* et al., 1975; *Beccaluva* et al., 1979; *Ohnenstetter* et al., 1979; *Pearce* et al., 1984; *Ohnenstetter*, 1985) which may result from hydrous melting (*Nicholls* and *Ringwood*, 1972) of a depleted source having a higher CaO/Al_2O_3. Variation in the silica activity might be responsible for the differences between B and C lava types. A range of partial melting conditions, especially a slight increase of pH_2O could explain the increase in silica activity during hydrous (but not water-saturated) partial melting. However, lower-pressure melting of an anhydrous source could be also evoked (*Green*, 1976; *Jaques* and *Green*, 1980).

Geochemistry

37 samples were analysed for major and trace elements. Major elements were determined by XRF and atomic absorption at the University of Nancy by *R. Montanari* and *Y. Perrin*. Trace element analyses were carried out by XRF at the University of Parma by *L. Beccaluva*. Selected analyses are reported in Table 1. Complete analytical data can be obtained from the authors upon request.

Main Characteristics of the Lava Types

Three major groups corresponding to lava types A, B and C respectively can be defined from covariation diagrams (Figs. 3 to 5). Type A is characterized by the highest SiO_2 (48%–56%), Al_2O_3 (13%–18%), Na_2O (up to 6%), TiO_2 (0.4%–0.9%) and lowest CaO (as little as 3%), and MgO (in the range 3–8%; Fig. 3A). In contrast, type B has the lowest SiO_2 (average 43%), Al_2O_3 ($\approx 5\%$) and TiO_2 (0.1%–0.3%) but the highest MgO (up to 36.7%). Other lava types exhibit range of concentrations intermediate between types A and B: SiO_2 49–51%, Al_2O_3 11–12%, CaO 8–11%, MgO 11–12%.

The trace element distribution confirms the major element variation. Type A shows the highest content in (HFS) elements (Fig. 5) with Zr up to 52 ppm, Y up to 35 ppm and the lowest content in compatible elements (Fig. 4A) such as Ni and Cr (22 ppm $<$ Cr $<$ 664 ppm), whereas type B has high Ni and Cr (up to 1202 ppm of Ni and 1293 ppm of Cr) and low Zr (7 ppm $<$ Zr $<$ 18 ppm) and Y contents (5 ppm $<$ Y $<$ 14 ppm). Again the range of composition of the other lava types is intermediate between those A and B: 10 ppm $<$ Zr $<$ 31 ppm, 7 ppm $<$ Y $<$ 20 ppm, 290 ppm $<$ Cr $<$ 700 ppm, except for four samples from types D and E with Cr contents as high as in type B (up to 1465 ppm).

The differentiated character of type A lavas is shown by their high FeO/MgO (>0.6) coupled with high SiO_2 and incompatible elements (Fig. 6B), and by low CaO/Al_2O_3 and Cr. Type C is rather undifferentiated with nearly constant FeO/MgO and SiO_2, and high Cr. Strong accumulation of olivine, spinel and clinopyroxene modifies type B lava composition leading to high MgO and Cr (Figs. 3 and 4), and in some instances to high CaO/Al_2O_3 (up to 1.27). Types D and

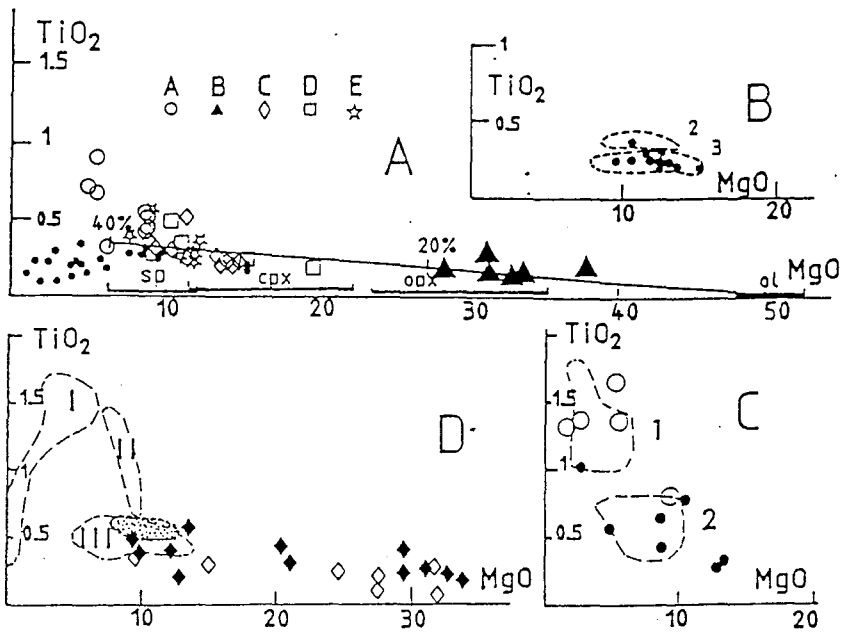


Fig. 3. TiO_2–MgO diagram. A) Distribution of the different lava types. Percentage indicates the composition of resulting liquid after 20% to 40% of olivine extraction from a B type lava with 40% MgO. B) Filled circles, Arakapas lavas (*Simonian* and *Gass*, 1978); *2* and *3* lava groups after *Cameron* (1985); C) Groups *1* and *2* from the northern Troodos lava sequence (*Robinson* et al., 1983; *Schminke* et al., 1983; *Rautenschlein* et al., 1985); filled circles, UPL; open circles, axis sequence (*Smewing* and *Potts*, 1976); D) dashed lines, Lavas from northern and western Troodos (unpublished data); *I*, *II* and *III*: TiO_2-rich, transitional and low-TiO_2 lava group respectively; stippled area, field of UPL from the Margi area (*Cameron*, 1985); open diamond, Kalavassos lavas, Limassol Forest area; filled diamond, lavas from northern Troodos (*Gass*, 1958; *Searles* and *Vokes*, 1969; *Desmet*, 1976)

E are similar to C, but may show also the accumulation features. Type E is more differentiated than type C.

In type A lavas, the wide range of trace element content and variation of trace element ratio cannot be related by fractional crystallization only (Fig. 4A and 6B). A decrease in Ti/V (14.6 to 8.4; Fig. 5C) and Zr/Y ($\approx$0.3 to 0.2; Fig. 6A) and an increase in Ti/Zr (115 to 133; Fig. 5B) from one trend to the other are compatible with an increase in the degree of melting or with a succession of partial melting episodes from a progressively depleted source.

Except for Ti/V ($4.5 < Ti/V < 19.5$) the range of variation is narrow within the other types which otherwise show no marked differences. If the lowest Ti/V ratio in each type is taken into consideration, the maximum type A value (8.4) is higher than in the other types (B, C, D) ($6 < Ti/V < 6.9$). These discrepancies are consistent with a variation in the degree of mantle depletion.

Geotectonic Setting

As a whole, the Arakapas lavas bear no geochemical resemblance to MORB, being quartz normative (except for the cumulate samples), and having low contents of Al_2O_3 and HFS.

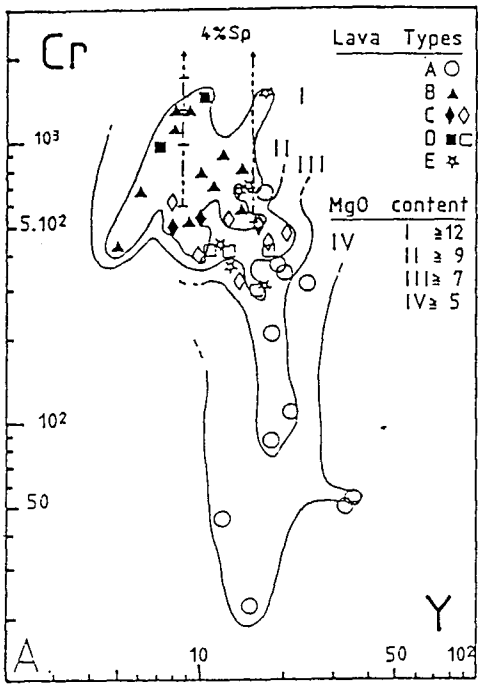

Cr
4%Sp
Lava Types
A
B
C
D
E
MgO content
I ≥12
II ≥ 9
III≥ 7
IV≥ 5
I
II
III
IV
10³
5.10²
10²
50
Y
A
10
50
10²

Fig. 4A

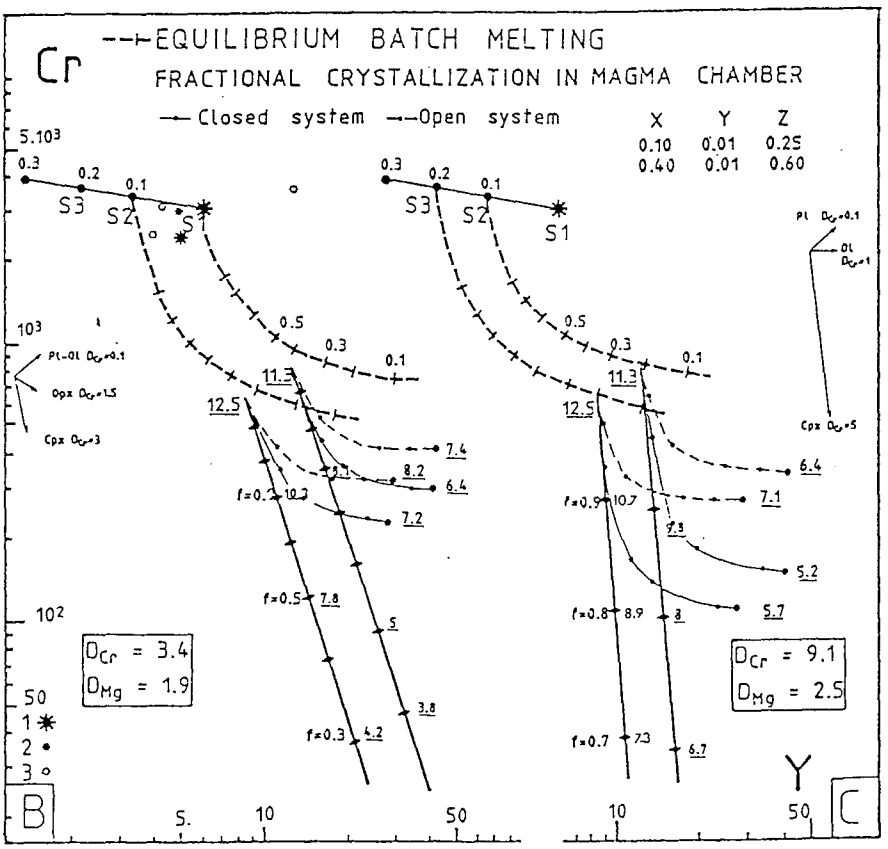

EQUILIBRIUM BATCH MELTING
FRACTIONAL CRYSTALLIZATION IN MAGMA CHAMBER
Cr
Closed system
Open system
X Y Z
0.10 0.01 0.25
0.40 0.01 0.60
5.10³
10³
10²
50
S1
S2
S3
f=0.9
f=0.8
f=0.7
f=0.5
f=0.3
DCr = 3.4
DMg = 1.9
DCr = 9.1
DMg = 2.5
B
C
Y
10
50

Fig. 4B

The AS lavas show strong similarities to island-arc low-K tholeiites as previously pointed out by *Pearce* (1975, 1980) and *Pearce* et al., (1984), and as documented by several discriminant diagrams, for example Ti/Cr versus Ni (*Beccaluva* et al., 1979) or Ti versus V (*Shervais*, 1982).

Type C is comparable to the Papuan volcanics and the Cap Vogel high-Mg andesites (*Shervais*, 1982). The chemical composition of the fresh, abundant glassy groundmass in type C lavas (Table 1), is characterized by high SiO_2, Al_2O_3, and H_2O, but low MgO compared to boninites, while CaO/Al_2O_3 and Ti/Zr are higher than in the Tertiary boninites (CaO/Al_2O_3: 0.5–0.7; Ti/Zr close to 40).

Type B is close to some high-Mg lavas from the Tofua magmatic arc (stations 23, 24 and 25), showing resorbed olivine phenocrysts and microphenocrysts and higher CaO/Al_2O_3 (0.7–0.9) than boninites (*Falloon* et al., 1987).

Fig. 4. Variation of Cr versus Y. A) Full symbols—lavas with abundant phenocrysts (> 5%). *I* to *IV*: field of equal MgO content. The addition of 1 to 4% wt. spinel (dashed vertical lines) is shown for two lava composition. B) and C) Paths for hypothetical batch melting trends, and for open and closed Rayleigh fractional crystallization, for low and high partition coefficients respectively. Fractionation vectors (all for F = 0.8) of mineral phases are drawn for olivine (Ol), plagioclase (Pl), orthopyroxene (Opx) and clinopyroxene (Cpx). Low partition coefficient (B) are from *Pearce* and *Norry* (1979); C D_{Cr}^{Ol+Sp} and $D_{Cr}^{Opx} = 7$; $D_{Cr}^{Cpx} = 5$ are calculated from data of *Maurel* and *Maurel* (1982a), *Barnes* (1986), *Bloomer* and *Hawkins* (1987). Partial melting: calculation based on equation $C^1/C^o = 1/(D + F(1 - P))$ according to *Shaw* (1970). Source composition (S1) after *Ahrens* (1965). *1* chondrite; *2* mantle rock estimation; *3* mantle rocks (*Bodinier* et al., 1987; *Frey* et al., 1985; *O'Reilly* and *Griffin*, 1988, *Ottonello* et al., 1979). The percentage of melt extraction is indicated for partial melting of sources S1 and S2 (B) and sources S2 and S3 (C). Hypothetical sources modelled as follows:

	Ol	Opx	Cpx	Pl
S1	60	20	16	4
S2	65	20.6	13.3	0.011
S3	69	20	11	

The assumed eutectic compositions of the source change with the extent of partial fusion.

E1	15	15	40	30
	20	18	37	25
	25	18	37	20
	35	20	35	
E2	36	23	36	5
	49	27	22	2
E3	40	30	30	
	50	30	20	

Fractional crystallization is calculated for the mean partition coefficient of a wehrlitic cumulate [Sp : Ol : Opx : Cpx : Pl = 0.005 : 0.46 : 0.05 : 0.43 : 0.055]. The mean D_{Cr} in B is from *Beccaluva* et al., (1984). 11.3 and 12.5% MgO are parental magmas in equilibrium with mantle olivine (Fo_{91}). For the closed system, fraction (f) of the remaining liquid is indicated (closed losange). For the open system steady state composition is reached for B or approaching it for C (closed points). Small points indicate composition of the liquid after n = 1, 5, 10 and 50 cycles. MgO content is indicated (underlined numbers)

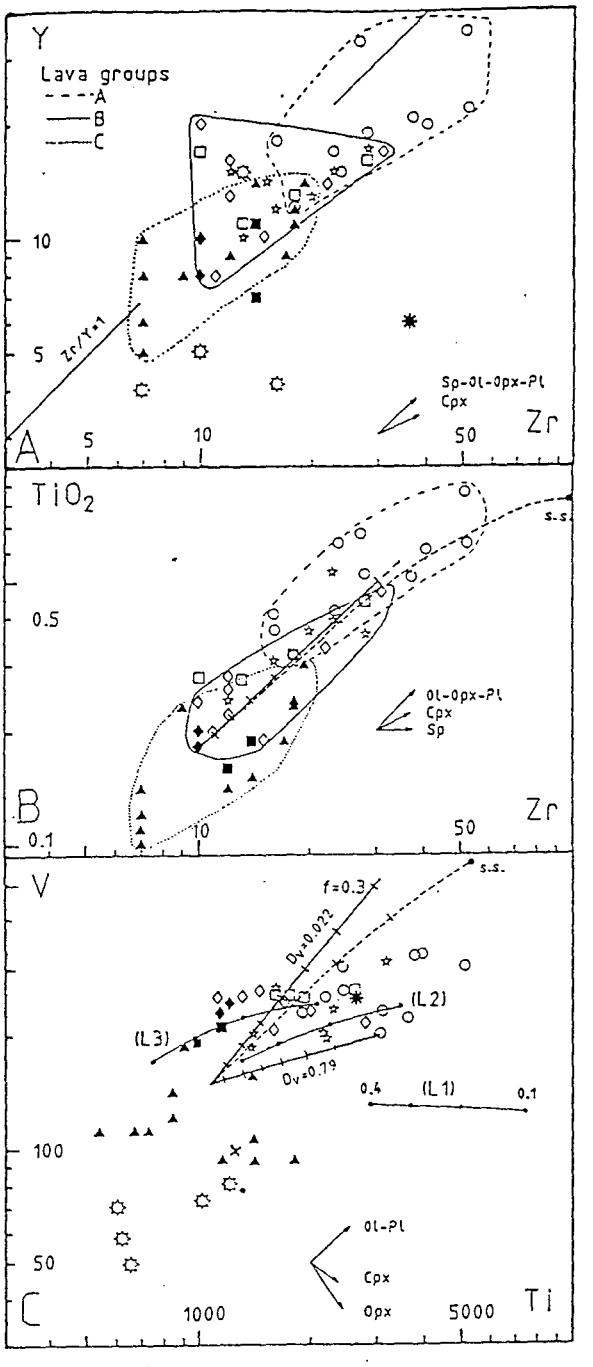


Fig. 5. A) Y-Zr diagram; B) TiO_2-Zr diagram; C) V-Ti diagram; Y, Zr, Ti in ppm; TiO_2 in wt.%. Same symbols as for Figs. 2 and 4B. Other mantle rocks or mantle rock estimations (stars) in Y-Zr and V-Ti diagrams are from *Jagoutz* et al. (1979); *Sun* et al. (1979); *Beccaluva* et al. (1980); *Loubet* and *Allegre* (1982). The fields of type D and E lavas are omitted. Modelled fractionation vectors of mineral phases and other calculations as in Fig. 4B and C with partition coefficient of Ti, Zr and V from *Pearce* and *Norry* (1979). In the V-Ti diagram, the composition of partial melts (L1 to L3) with F varying from 0.1 to 0.4% from S_1 to S_3 respectively is shown (full points). Fusion of S_1 (cross) is modelled with $D_V = 0.79$ and that of S_2 and S_3 with $D_V = 0.022$ (*Shervais*, 1982). Fractionation in closed and open systems is indicated in TiO_2-Zr and V-Ti diagrams (see also Fig. 4B and C). For the open system (s.s. curve ending at a steady state composition), X = 0.40–Y = 0.01–Z = 0.60. The fractional crystallization in a closed system is calculated for high and low D_V respectively

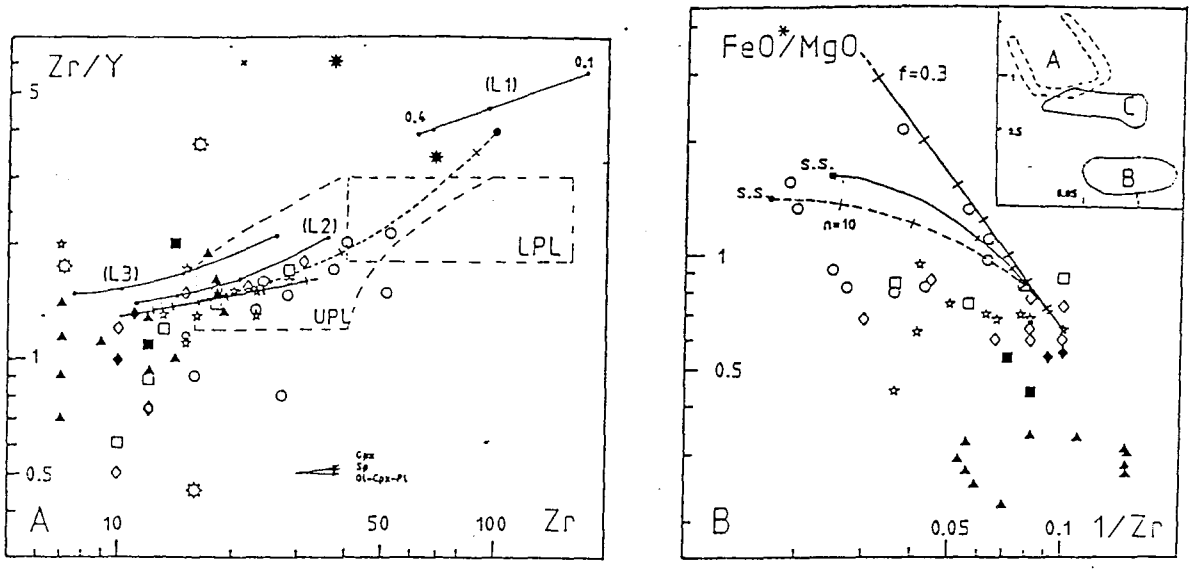


Fig. 6. A) Zr/Y vs Zr plot. Same calculation and symbols as for Figs. 4 and 5. LPL and UPL, fields from Troodos. B) FeO*/MgO vs 1/Zr diagram. Fractional crystallization is modelled in closed and open magma chambers as for Fig. 5. $D_{Fe} = 0.63$; $D_{Mg} = 1.9$ (*Beccaluva* et al., 1984)

Comparison with the Troodos Lavas

The geochemical lava types defined by previous authors in the Arakapas zone correspond to the types defined here. Type C and E lavas are abundant in the Arakapas zone while those A are rather rare. The geochemical change from Unit 1 (type A) to upper units (types B to E) is comparable to that between the LPL and the UPL in the Troodos. However, the Arakapas lavas are more depleted in HFS (*Simonian* and *Gass*, 1978). Thus E lavas plot within low TiO_2 population of the Troodos UPL and type C still lower. Types B and D, which show petrographic features similar to those of picrites (*Gass*, 1958; *Searle* and *Vokes*, 1969; *Desmet*, 1976; *Malpas* and *Langton*, 1984) are nevertheless TiO_2-poor.

The composition of the glass also differs from that of the volcanic glasses of the Akaki area, northern Troodos (*Rautenschlein* et al., 1985) having higher SiO_2 and lower TiO_2 contents. Type A lavas do not fall in the TiO_2-rich group of the AS ($TiO_2 > 1.2\%$, $MgO < 6\%$) (*Schmincke* et al., 1983; *Robinson* et al., 1983; *Smewing* and *Potts*, 1976) belonging to the TiO_2-poor group known at the interface between the AS and the UPL in the Akaki river section (*Rautenschlein* et al., 1985), but approaching TiO_2 value of 1.2%. Hence, the unit 1 in the AFB may correspond to the top of the AS while the other units to the UPL.

Petrogenetic Modelling

Field Constraints

a) Mantle rocks in Type II ophiolites are mainly harzburgitic and underwent extensive partial fusion compared to oceanic mantle and/or clinopyroxene-poor lherzolitic mantle of Type I ophiolite (*Rocci* et al., 1975; *Ohnenstetter* et al., 1979; *Kornprobst* et al., 1981; *Beccaluva* et al., 1984).

b) The geochemistry of Type II ophiolitic lavas is consistent with a two-stage model involving remelting of a depleted mantle source. In Cyprus, the first stage produced the AS with the LPL and the second stage led to the formation of the UPL with low HFS elements content (*Smewing* et al., 1975; *Pearce*, 1975; *Smewing* and *Potts*, 1976; *Simonian* and *Gass*, 1978; *Pearce*, 1980; *Duncan* and *Green*, 1980; 1987; *Thy* and *Moores*, 1988).

c) Second stage melting is generally thought to be favoured by the introduction of a hydrous component from the subducted slab (*Smewing* et al., 1975; *Pearce*, 1975; *Sun* and *Nesbitt*, 1978) as indicated by LREE enrichment and the isotopic signature (*McCulloch* and *Cameron*, 1983; *Hamelin* et al., 1984; *Cameron*, 1985; *Rautenschlein* et al., 1985; *Flower* and *Levine*, 1987; *Beccaluva* and *Serri*, 1988; *Taylor* and *Nesbitt*, 1988) and by the homogenization temperatures of melt inclusions (*Sobolev* et al., 1987). However, the influence of the subduction slab can already be seen in the AS, as in the most of the Eastern Mediterranean ophiolites (*Alabaster* et al., 1982; *Hamelin* et al., 1984; *Rautenschlein* et al., 1985).

d) It is generally assumed that in Type II ophiolites, for example in Oman (*Lippard* et al., 1986) and in Vourinos (*Beccaluva* et al., 1984), the early (first stage) magmatism is volumetrically more important related to periodically refilled wide magma chambers (open system). In contrast, second-stage magmatism is volumetrically less important, being responsible only for local lava emission related to small magma chambers (*Benn* and *Laurent*, 1987) evolving in a closed system. However, *Thy* and *Moores* (1988), reported that the magma chambers related to second-stage magmatism which underplated the earlier Troodos crust, were rather large.

e) The nature of liquidus phases varies in Type II ophiolites. Plagioclase may appear early, crystallizing after olivine (Oman and Coto) but more generally after pyroxenes (*Ohnenstetter*, 1985). From the early to late stage magmatism, the crystallization order is: 1) ol-pl; 2) ol-cpx; and 3) ol-opx, and the liquid becomes more and more impoverished in HFS elements with time. The fractionation in the Cyprus ophiolites is dominated by olivine and clinopyroxene (*Wilson*, 1958; *Allen*, 1975; *Greenbaum*, 1977; *George*, 1978; *Panayiotou*, 1977; *Murton*, 1986; *Remond*, 1986; *Georgiou*, 1987). Late stage intrusions could still be dominated by olivine and clinopyroxene, or by olivine and orthopyroxene fractionation (*Allen*, 1975; *Remond*, 1986; *Georgiou*, 1987).

f) The transition between the two main magmatic stages may have been abrupt, or gradual and partly overlapping (*Alabaster* et al., 1982; *Rautenschlein* et al., 1985; *Thy* and *Moores*, 1988). Uncertainties about this transition concern the nature of the hydrous component and its effect on the extent of contamination, the stability of mantle phases and the values of partition coefficients during the partial melting.

Partial Melting Models

Variation of Cr versus Y for the Arakapas lava types is shown in Fig. 4A and the petrogenetic models in Fig. 4B and C. Types C and D show wide variation of Y content with little Cr variation. In contrast, in A type, Cr varies widely and shows the lowest values. The highest Cr content occurs in porphyritic samples, mainly in B and D lava types due to spinel accumulation (Fig. 4A). In all the samples, MgO decreases concomitantly with Cr.

Four melting trends were calculated (Fig. 4B and C), assuming equilibrium batch melting of a fertile lherzolite source S1 and two refractory sources S2 and S3, depleted after 10 and 20% partial melting of the fertile source respectively. The S1 source is chondritic (*Ahrens*, 1965) with Cr and Y contents close to those of mantle rocks or mantle rock estimations. The partial fusion of this source produces liquids strongly enriched in incompatible elements and defining trends away from the AS field. Assuming the source S1 for the Arakapas parental magmas, 20 to 60% partial melting is required which is an unlikely hypothesis in view of the low concentration of incompatible elements. Hence, an origin from a source depleted due to an extraction of MORB lavas or alkalic to continental tholeiitic lavas (*Beccaluva* et al., 1984) is suggested. This is corroborated by the plot of the Arakapas lavas on the Zr/Y versus Zr diagram (Fig. 6A), where they fall outside the field of LPL at lower Zr content. The first depletion giving rise to S2 or S3 sources could result from dry melting. This is suggested by the average Cr content of 300 ppm in oceanic and type I ophiolite lavas (*Marchal* and *Ohnenstetter*, 1984), which is incompatible with an early hydrous partial melting of an S1 undepleted source.

The variation of D_{Cr} during partial melting is shown for the S2 source (Fig. 4B and C). A high D_{Cr} value applied to fertile lherzolite (S1) would produce parental magmas with low Cr, of about 50 ppm. Such low values are not appropriate for Arakapas lavas, even for type A whose low Cr content is due to fractionation (see later). When high D_{Cr} is applied to depleted S2 and S3 sources, the parental magmas would contain approximately 500 to 600 ppm Cr at 0 to 40% partial melting. These values correspond to Cr concentration of C lava type, especially to those of primitive basalts. Different degrees of partial melting of S1- or S2-like sources would also explain the observed large Y variation within each type keeping D_Y constant. For example, liquids richer in Y might derive from parental magmas after 10% melting of source S2 whereas parental magmas of Y-poor liquids could result from 15–25% melting of source S2 or 5–15% melting of source S3.

Previous studies in the Arakapas belt showed that partial melting occurred under hydrous undersaturated conditions, at least for the UPL (*Cameron*, 1985). This agrees with the hydrous nature of glass in boninite-like rocks and with the presence of magmatic amphibole in types B and C. Furthermore, such type of partial melting involves higher fO_2, leading to high D_{Cr} as reported experimentally (*Maurel* and *Maurel*, 1982a; *Barnes*, 1986). Due to the fact that Fe^{2+}/Fe^{3+} of spinel in B and C lavas types remains constant (Fig. 2B), similar fO_2 conditions for partial melting of S2 and S3 sources are suggested. Using the experimental results of *Murck* and *Campbell* (1986) fO_2 values of 10^{-8} to 10^{-9} are estimated for types C and B respectively.

The variation of bulk-partition coefficients during successive partial meltings is also supported by Ti-V diagram (Fig. 5C). If D_V remains constant after the first melting event of S1, the calculated trend does not fit the observed composition of liquids (omitted from the diagram for clarity). If D_V decreases (under higher fO_2), partial melts would be relatively enriched in V, leading to a decrease in Ti/V. According to *Shervais* (1982), the melts produced under oxidizing conditions should have $D_V < 0.5$ and initial Ti/V ratios of around 10–20. The calculated partial melts (0–30% partial melting of S2 or S3) with low D_V are consistent with observed Ti and V values in lavas and in mantle as well (8.5 ppm and 70 ppm in papuan harzburgites and lherzolites respectively; *Jaques* and *Chappell*, 1980; 80 ppm in External Ligurides ophiolites; *Beccaluva* et al., 1980).

Fractional Crystallization Models

The effect of closed versus open fractional crystallization (*O'Hara*, 1977) has been modelled in several diagrams, in particular using Cr versus Y and FeO/MgO versus l/Zr (Figs. 4 and 6).

The parental magmas are calculated from observed liquid compositions which have been modified by the addition of small amounts of olivine (Fo_{90}) to obtain liquids in equilibrium with mantle rocks. A wehrlitic cumulate has been chosen to calculate fractional crystallization consistent with the nature of phenocrysts and the nature of the lower ultramafic cumulates (*Remond*, 1986; *Georgiou*, 1986; *Murton*, 1986).

The most pronounced fractional crystallization occurs in type A and to a lesser extent in type E lavas. In Fig. 6B, type A lavas define two trends subparallel to the calculated closed system trend (see the insert). The other lava types do not plot on lines parallel either to the closed or to the open system trends. Strictly speaking, limited magma replenishment cannot be excluded at the beginning of magma chamber evolution but no residual liquid ever reaches a steady state composition. This supports the hypothesis that the wide range of l/Zr ratio is better explained by partial melting variations rather than by low pressure fractionation. The models plotted on the Cr-Y diagram agree with such a hypothesis. Moreover, the slopes of trends are more consistent with a high D_{Cr} and D_{Mg}.

Conclusions

The geochemical evolution of the Arakapas Fault Belt lavas is compatible with progressive impoverishment of the mantle source, implying a two main stage hydrous melting model for the generation of the AS and UPL.

The crystallization order observed in lavas reflects distinct parental magma compositions related to variously depleted mantle as well as to a local variation of silica activity. This enables to understand the relationship between successive lava types and intrusions at depth. Strongly fractionated type A lavas with early plagioclase and clinopyroxene would correspond to some AS cumulates comprising layered dunites, wehrlites, pyroxenites and olivine gabbros formed in wide closed magma chambers. Type B lavas might be related to discordant late stage wehrlitic and gabbroic intrusives, and type C to the pyroxenitic and gabbro-norite intrusions (*Murton*, 1986; *Remond*, 1986). Their volume indicates a gradual decrease in magmatic activity in deeper part of the crust with time.

Acknowledgements

F. Bechon has benefited from the C.N.R.S. grant to E.R.A. 806 "Pétrogenèse et évolution des domaines ophiolitiques". We are also grateful for financial support from the P.I.R.S.E.M. project "Amas sulfurés en domaine océanique". This paper was improved by the comments of *Z. Johan* (B.R.G.M.-C.N.R.S.—Groupement d'Intérêt Scientifique, Orléans, France) and *A. J. Naldrett* (University of Toronto). *J. Kemp* (B.R.G.M., Orléans) improved the English of the manuscript.

References

Ahrens LH (1965) Distribution of the elements in our planet. Mc Graw Hill Book Company, New York, 110pp

Alabaster T, Pearce JA, Malpas J (1982) The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. Contrib Mineral Petrol 81: 168–183

Allen CR (1975) The petrology of a portion of the Troodos plutonic complex, Cyprus. Unpubl. Ph.D Thesis, Cambridge University

Barnes SJ (1986) The distribution of chromium among orthopyroxene, spinel and silicate liquid at atmospheric pressure. Geochim Cosmochim Acta 50: 1889–1909

Beccaluva L, Ohnenstetter D, Ohnenstetter M (1979) Geochemical discrimination between ocean floor and island-arc tholeiites; application to some ophiolites. Can J Sci 16: 1874–1882

——— *Paupy A* (1984) Two magmatic series with island-arc affinities within the Vourinos ophiolite. Contrib Mineral Petrol 85: 253–271

——— *Venturelli G* (1977) The trace element of Corsican ophiolites. Contrib Mineral Petrol 64: 11–31

— *Piccardo GB, Serri G* (1980) Petrology of northern Apennine ophiolites and comparison with other Tethyan ophiolites. In: *Panayiotou A* (ed) Ophiolites. Proc Inter Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, Geol Surv Dept, Nicosia, pp 314–331

— *Serri G* (1988) Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting. Tectonophysics 146: 291–315

Bechon F (1982) Evolution spatio-temporelle du volcanisme de la zone d'Arakapas (Chypre). Thèse 3ème cycle Nancy, 166p

Benn K, Laurent R (1987) Intrusive suite documented in the Troodos ophiolitic plutonic complex, Cyprus. Geology 15: 821–824

Bloomer SH, Hawkins JW (1987) Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench. Contrib Mineral Petrol 97: 361–377

Bodinier JL, Guiraud M, Fabries J, Dostal J, Dupuy C (1987) Petrogenesis of layered pyroxenites from the Lherz, Freychinède and Prades ultramafic bodies (Ariège, French Pyrénées). Geochim Cosmochim Acta 51: 279–290

Cameron WE (1985) Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus. Contrib Mineral Petrol 89: 239–255

— *Nisbet EG, Dietrich VJ* (1979) Boninites, komatiites and ophiolitic basalts. Nature 280: 550–553

Desmet AP (1976) Evidence of co-genesis of the Troodos lavas, Cyprus. Geol Mag 113: 165–168

Duncan RA, Green DH (1980) Role of multistage melting in the formation of oceanic crust. Geology 8: 22–26

— — (1987) The genesis of refractory melts in the formation of oceanic crust. Contrib Mineral Petrol 96: 326–342

Falloon TJ, Green D, Crawford AJ (1987) Dredged igneous rocks from the northern termination of the Tofua magmatic arc, Tonga and adjacent Lau basin. Austral J Earth Sci 34: 487–605

Fish MR, Bence AE (1980) Experimental crystallization of chrome spinel in Famous basalt 527-1-1. Earth Planet Sci Let 48: 111–123

Flower MFJ, Levine HM (1987) Petrogenesis of a tholeiite-boninite sequence from Ayios Mamas, Troodos ophiolite: evidence for splitting of a volcanic arc. Contrib Mineral Petrol 97: 509–524

Frey AF, Suen CJ, Stockman HW (1985) The Ronda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis. Geochim Cosmochim Acta 49: 2469–2491

Gass IG (1958) Ultrabasic pillow lavas from Cyprus. Geol Mag 95: 241–251
George RP (1978) Structural petrology of the Olympus ultramafic complex in the Troodos ophiolite, Cyprus. Geol Soc Amer Bull 89: 845–865
Georgiou E (1987) Geology, petrology and mineral chemistry of the Akapnou Forest Plutonic Complex and the associated chromite occurrences, Cyprus. Thesis Univ. Orléans, 281p
Green DH (1976) Experimental petrology in Australia—A review. Earth Sci Rev 12: 99–138
Greenbaum D (1977) The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. Econ Geol 72: 1175–1194
Grove TL, Bence AE (1977) Experimental study of pyroxene-liquid interaction in quartz-normative basalt 15597. Proc Lunar Sci Conf 8th pp 1549–1579
Hamelin B, Dupre B, Allegre CJ (1988) The lead isotope systematics of ophiolite complexes. Earth Planet Sci Let 67: 351–356
Henoc J, Tong M (1978) Automatisation de la microsonde. J Micros Spect Electron 3: 247–254
Jagoutz E, Palme H, Baddenhausen H, Blum K, Cendales M, Dreibus G, Spettel B, Lorenz V, Wänke H (1979) The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. Proc Lunar Planet Sci Conf 10th pp 2031–2050
Jaques AL, Chappell BW (1980) Petrology and trace element geochemistry of the Papuan Ultramafic Belt. Contrib Mineral Petrol 75: 55–70
— *Green DH* (1980) Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kbar pressure and the genesis of tholeiitic basalts. Contrib Mineral Petrol 73: 287–310
Kornprobst J, Ohnenstetter D, Ohnenstetter M (1981) Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discriminant between "sub-continental" and "sub-oceanic" mantle. Earth Planet Sci Let 53: 241–254
Lippard SJ, Shelton AW, Gass IG (1986) The ophiolite of Northern Oman. Geol Soc Mem 11: 178p
Loubet M, Allegre CJ (1982) Trace elements in orogenic lherzolites reveal the complex history of the upper mantle. Nature 298: 809–814
Malpas J, Langdon G (1984) Petrology of the Upper Pillow Lava suite, Troodos ophiolite, Cyprus. In: *Gass IG, Lippard SJ, Shelton AW* (eds) Ophiolites and Oceanic Lithosphere. Geol Soc Sp Pub 13: 155–167
Marchal M, Ohnenstetter D (1984) The Ophra Data Bank. Ofioliti 9: 633–676
Maurel C, Maurel P (1982a) Détermination expérimentale de la solubilité du chrome dans les bains silicatés basiques. Application: distribution du chrome entre liquides et spinelles chromifères. CR Acad Sci Paris 295: 371–373
— — (1982b) Etude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spinelles. Bull Minéral 105: 197–202
McCulloch MT, Cameron WE (1983) Nd-Sr isotopic study of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus: evidence for a subduction-related setting. Geology 11: 727–731
Moores EM, Vine FJ (1971) The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. Phil Trans Roy Soc London A 268: 443–466
Murck BW, Campbell IH (1986) The effects of temperature, oxygen fugacity and melt composition on the behaviour of chromium in basic and ultrabasic melts. Geochim Cosmochim Acta 50: 1871–1887
Murton BJ (1986) Anomalous oceanic lithosphere formed in a leaky transform fault: evidence from the Western Limassol Forest Complex, Cyprus. J Geol Soc Lond 143: 845–854
— *Gass IG* (1986) Western Limassol Forest complex, Cyprus: part of an Upper Cretaceous leaky transform fault. Geology 14: 255–258

Nicholls IA, Ringwood AE (1972) Production of silica-saturated tholeiitic magmas in island arcs. Earth Planet Sci Let 17: 243–246

O'Hara MJ (1977) Geochemical evolution during fractional crystallization of periodically refilled magma chamber. Nature 266: 503–507

Ohnenstetter D, Ohnenstetter M, Paupy A, Rocci G (1979) La diversité des ophiolites: importance de la nature du fractionnement et conséquences métallogéniques. In: *Besson M* (ed) Facteurs contrôlant les minéralisations sulfurées de nickel. Mém BRGM 97: 47–61

Ohnenstetter M (1985) Classification pétrographique et structurale des ophiolites, écho de la dynamique des zones de transition croûte-manteau. Incidence sur la nature et la disposition des corps de chromite associés. CR Acad Sci Paris II 301: 1413–1418

O'reilly SY, Griffin WL (1988) Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia: I. Metasomatic processes in Cr-diopside lherzolites. Geochim Cosmochim Acta 52: 433–447

Ottonello G, Piccardo GB, Ernst WG (1979) Petrogenesis of some ligurian peridotites-II. Rare earth element chemistry. Geochim Cosmochim Acta 43: 1273–1284

Pearce JA (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. Tectonophysics 25: 41–67

— (1980) Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. In: *Panayiotou A* (ed) Ophiolites. Proc Inter Ophiolite Symposium Cyprus 1979, Geol Surv Dept, Nicosia: 361–272

— *Lippard SJ, Roberts S* (1984) Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: *Kokelaar BP, Howells MF* (eds) Marginal basin geology. Geol Soc Sp. Pub 16: 77–94

— *Norry MJ* (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contrib Mineral Petrol 69: 33–47

Presnall DC, Dixon JR, O'Donnel TH, Dixon SA (1979) Generation of mid-ocean ridge tholeiites. J Petrol 20: 3–35

Rautenschlein M, Jenner GA, Hertogen J, Hofmann AW, Kerrich R, Schmincke HU, White WM (1985) Isotopic and trace element composition of volcanic glasses from the Akaki Canyon, Cyprus: implications for the origin of the Troodos ophiolite. Earth Planet Sci Let 75: 369–383

Remond S (1986) Diversité des cumulats ophiolitiques du Massif de Limassol Forest (Chypre). Thèse, Univ. Nancy I, 299p

Robinson PT, Melson WG, O'hearn T, Schmincke HU (1983) Volcanic glass compositions of the Troodos ophiolite, Cyprus. Geology 11: 400–404

Rocci G, Ohnenstetter D, Ohnenstetter M (1975) The duality of tethyan ophiolites. Pétrologie 1: 172–174

Roeder PL, Emslie RF (1970) Olivine-liquid equilibrium. Contrib Mineral Petrol 29: 275–289

Schmincke HU, Rautenschlein M, Robinson PT, Mehegan JM (1983) Troodos extrusive series of Cyprus: a comparison with oceanic crust. Geology 11: 405–409

Searle DL, Vokes FM (1969) Layered ultrabasic lavas from Cyprus. Geol Mag 106: 515–530

Searle RC (1983) Multiple, closely spaced transform faults in fast-slipping fracture zone. Geology 11: 607–610

Shaw DM (1970) Trace element fractionation during anatexis. Geochim Cosmochim Acta 34: 237–243

Shervais JV (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Planet Sci Let 59: 101–118

Simonian KO, Gass IG (1978) Arakapas fault belt, Cyprus: a fossil transform fault. Geol Soc Am Bull 89: 1220–1230

Smewing JD, Potts PJ (1976) Rare-earth abundances in basalts and metabasalts from the Troodos massif Cyprus. Contrib Mineral Petrol 57: 245–258

— *Simonian KO, Gass IG* (1975) Metabasalts from the Troodos massif, Cyprus: genetic implications deduced from petrography and trace element geochemistry. Contrib Mineral Petrol 51: 49–64

Sobolev AV, Tsameryan OP, Dmitriyev LV, Kononkova NN (1987) Water-bearing komatiite as a new type of komatiite melt and the origin of ultramafic lavas of the Troodos mountains, Cyprus. Doklady Akademii Nauk SSSR 286: 160–163

Sun SS, Nesbitt RW (1978) Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. Geology 6: 689–693

— — *Sharaskin AY* (1979) Geochemical characteristics of Mid-Ocean Ridge Basalts. Earth Planet Sci Let 44: 119–138

Taylor RN, Nesbitt RW (1988) Light rare-earth enrichment of supra-subduction zone mantle: evidence from the Troodos ophiolite, Cyprus. Geology 16: 448–451

Thy P, Moores EM (1988) Crustal accretion and tectonic setting of the Troodos ophiolite, Cyprus. Tectonophysics 147: 221–245

Varga RJ, Moores EM (1985) Spreading structure of the Troodos ophiolite, Cyprus. Geology 13: 846–850

Walker D, Shibata T, Delong SE (1979) Abyssal tholeiites from the Oceanographic Fracture Zone II. Phase equilibria and mixing. Contrib Mineral Petrol 70: 111–125

Wilson RAM (1959) The geology of the Xeros-Troodos area. Geol Surv Dept, Cyprus Mem 1: 135p

Authors' addresses: Dr. *Maryse Ohnenstetter* and Dr. *D. Ohnenstetter*, CRSCM, GIS CNRS-BRGM, 1a, rue de la Férollerie, F-45071 Orléans Cédex 2, France. Dr. *F. Bechon*, Institut de Minéralogie de l'Université de Genève, 13, rue des Maraîchers, CH-1211 Genève 4, Switzerland.

CHAPITRE III

EVOLUTION MINERALOGIQUE DES OPHIOLITES ET DES EQUIVALENTS ACTUELS

PARTIE I

Chapitre 3

La diversité pétrographique et géochimique mise en évidence dans les ophiolites (cf. chapitre 1 et 2) se retrouve au niveau minéralogique. L'étude comparative entreprise porte sur un échantillonage de 3356 clinopyroxènes, avec des populations comparables en taille pour les laves ophiolitiques et les volcanites océaniques et d'arc insulaire tirés de Leterrier et al. (1982).

Des comparaisons sont également effectuées sur les populations d'orthopyroxènes (1257), de feldspaths (1955), d'olivines (1289) et de spinelles (1902) de différents types de roches. La provenance et la nature pétrographique de ces échantillons sont reportées dans le tableau 1. Sur les figures présentées dans cette partie, les mêmes figurés que ceux employés dans l'article de Marchal et Ohnenstetter (1984) sont utilisés pour représenter et distinguer les types I et II des ophiolites téthysiennes.

Les phases minérales primaires sont rarement préservées dans les ophiolites de Méditérranné occidentale. Seuls les spinelles et les clinopyroxènes sont relativement peu altérés. Exceptionnellement, dans les péridotites du Cap Corse, des filons basaltiques ont échappés aux métamorphismes alpins. Dans le domaine alpin, ces échantillons sont les seuls, à notre connaissance, à posséder des olivines et des feldspaths indemnes de toute transformation (Ohnenstetter, 1982).

I Les spinelles.

A. Les péridotites.

Les variations du rapport XCr (XCr = Cr/(Cr+Al))est différent pour les deux types d'ophiolites. Les spinelles chromifères, accessoires des péridotites des ophiolites de Méditerranée orientale, ont un rapport XCr plus élevé que celui des spinelles de Méditerranée occidentale (Fig. 1). Les spinelles des chromitites présentent un rapport XMg ($XMg=Mg/(Mg+Fe^{2+})$) plus élevé que les spinelles accessoires. Ces observations rejoignent celles de Dick et Bullen (1984).

Les spinelles des péridotites analysés provenant de la zone de fracture Véma, et du Leg 45 présentent des compositions peu fluctuantes comprises entre $0,2< XCr <0,52$ (Fig. 1 b) alors que les compositions chimiques des spinelles des péridotites de type I présentent un rapport XCr compris entre 0,1 et 0,62. A l'inverse, les spinelles accessoires des péridotites des ophiolites de type II ont un XCr compris entre 0,38 et 0,78. Dans les péridotites océaniques à spinelles, décrites par Dick et Bullen (1984), le rapport XCr des spinelles varie de 0,11 à 0,55, alors que dans les péridotites feldspathiques et dans les dunites ce rapport atteint 0,58 (Fig. 1 d). L'ensemble des compositions des spinelles du domaine océanique est donc comparable à celui des péridotites des ophiolites de Méditerranée occidentale.

Les variations du rapport Y Fe ($Y Fe=Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$) sont minimes dans les spinelles accessoires des péridotites des deux types d'ophiolites (Fig. 2). Toutefois les spinelles des péridotites des ophiolites de Méditérranée orientale présentent un rapport XMg variant de 0,75 à 0,35, le champ de variations étant plus restreint pour les spinelles des péridotites de Méditérrannée occidentale et des océans.

Dick et Bullen (1984) observent dans les échantillons de péridotites océaniques des domaines de variations comparables. Seuls les spinelles des péridotites océaniques à plagioclase couvrent un champ plus vaste que celui des péridotites de la zone de fracture de Véma et

MINERAUX DES OPHIOLITES TETHYSIENNES				
Collecteur	Région	Effectif		
		Flsp	Olvn	Spin
Paupy	Vourinos	62	12	12
Economou	Vermion Grèce	9	0	0
Nogrehyan	Iran	184	19	0
Gauthier	Grèce du Nord	46	11	4
Bechon	Chypre	83	0	0
Remond	Kellaki	324	156	59
Dubois	Chypre	83	0	0
Dubois	Oman Nord	212	0	0
Ohnenstetter	Oman-81 N	288	154	197
Ohnenstetter	Oman-83 S	12	86	364
Browning	Oman	330	386	121
Ohnenstetter	Per. Mte. Mag	22	116	122
Ohnenstetter	Gab. Mte. Mag	43	42	22
Ohnenstetter	Troodos	79	49	50
Brown M.A.	Oman Nord	2	106	418
Pallister	Oman Sud	27	28	14
Augé	Oman Nord	15	63	98
Ohnenstetter	Laves (Corse)	27	30	15
Allen	Chypre	0	0	23
Greenbaum	Troodos	0	0	96

MINERAUX DES ROCHES OCEANIQUES				
Ohnenstetter	Peridotites	21	31	77
Ohnenstetter	Gabbros	141	6	2

Effectif par région

Mediterrannée	Ouest	92	188	159
Mediterrannée	Est	1701	1064	1664

Effectif par type de roche

FELDSPATHS

	Laves	Gabbros	Peridot	Pyrox	Chromitites
Mediterrannée Ouest	27	43	22		
Mediterrannée Est	59	1543	26	62	11

OLIVINES

Mediterrannée Ouest	30	42	116		
Mediterrannée Est	46	640	269	57	52

SPINELLES

Mediterrannée Ouest	15	22	122		
Mediterrannée Est	67	474	413	48	662

Tableau 1. Provenance et nature pétrographique des échantillons étudiés.

PYROXENES DES OPHIOLITES TETHYSIENNES			
Collecteurs	Région	Effectif	
		CPX	OPX
Paupy	Vourinos (Grece)	182	34
Economou	Vermion (Grece)	88	0
Nogrehyan	Sabzewar (Iran)	119	33
Gauthier	Grece du Nord	52	28
Bechon	Chypre	133	41
Remond	Kellaki (Chypre)	346	219
Dubois	Chypre	5	0
Dubois	Oman - Nord	29	5
Ohnenstetter	Oman -81 Nord	262	159
Ohnenstetter	Oman-83 Sud	51	44
Browning	Oman	342	95
Ohnenstetter	Per. Mar. Mag.	170	145
Ohnenstetter	Gab. Mte. Mag.	57	24
Ohnenstetter	Troodos (Chypre)	69	57
Brown M.A.(82)	Oman - Nord	19	77
Pallister Hopson	Oman - Sud	33	5
Augé (82)	Oman - Nord	48	38
Ohnenstetter	Laves (Corse)	62	8
Capredi-Venturelli	Mediterr. W	193	0
Capredi-Venturelli	Mediterr. E	75	0
Allen	Chypre	45	43
Greenbaum	Troods	5	4
	TOTAL	2385	1059
PYROXENES DE ROCHES OCEANIQUES			
Ohnenstetter	Peridotites	147	135
Ohnenstetter	Gabbros	139	57
	TOTAL	286	192
	TOTAL GENERAL	2719	1257

Effectifs par type de roche

CLINOPYROXENES

	Laves	Gabbros	Peridotites	Pyroxenites
Mediterrannée Ouest	248	57	177	
Mediterrannée Est	313	1261	223	101
Océan	139	147		
Tholéiites (Maury)				
Arcs Insulaires	283			
Arrières arcs	7			

ORTHOPYROXENES

Mediterrannée Ouest		24	153	
Mediterrannée Est	45	502	241	68
Océan		57	135	

Tableau 1. Provenance et nature pétrographique des échantillons étudiés.

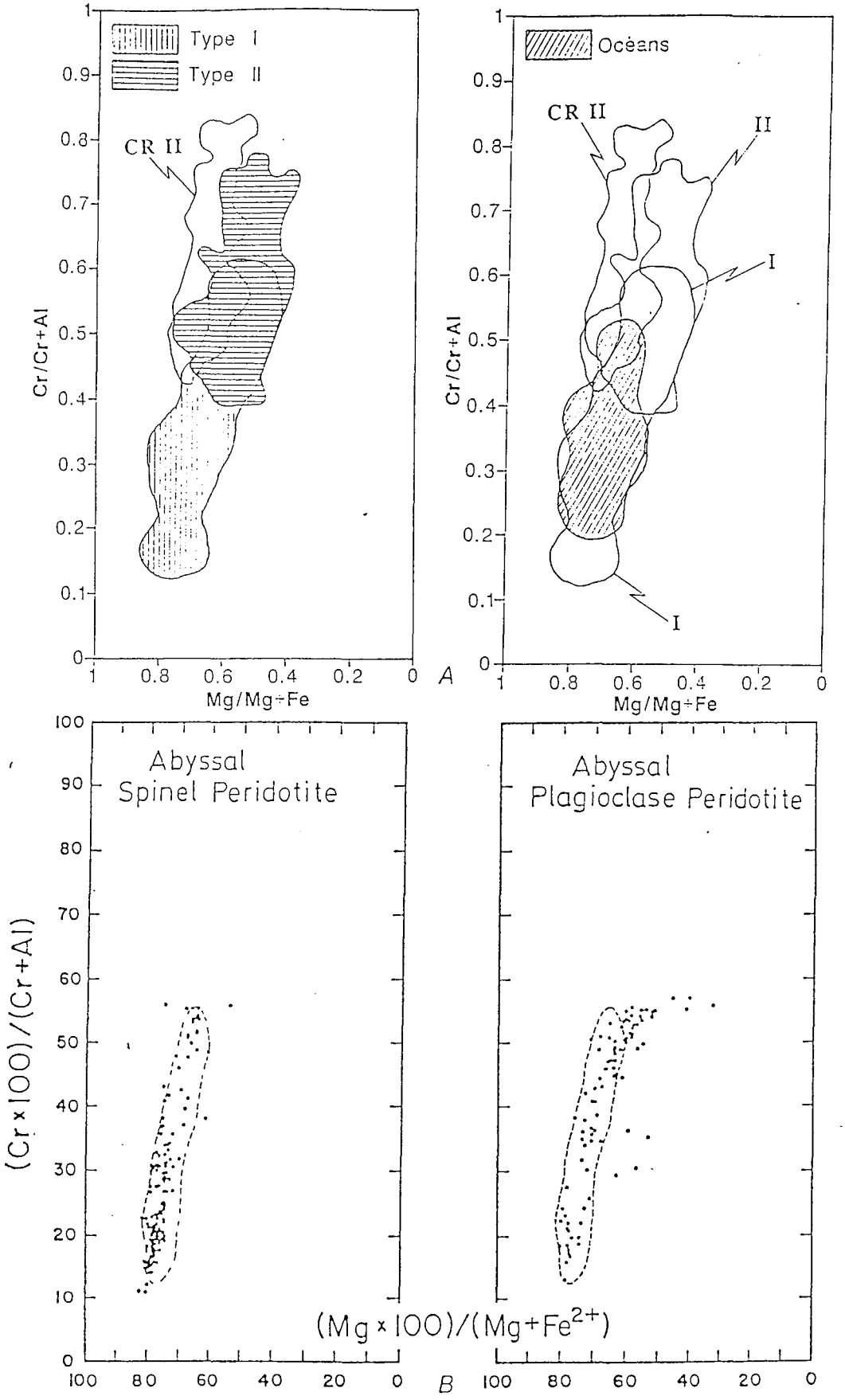


Fig.1 Diagramme Cr/(Cr+Al) en fonction de Mg/(Mg+Fe).
1a) Composition des spinelles des péridotites des deux types d'ophiolites comparée à celle des péridotites de la zone transformante Véma et du Leg 45. Les spinelles des gisements de chromite associés aux ophiolites du type II sont notés CR II.
1b) Diagrammes tirés de Dick et Bullen (1984).

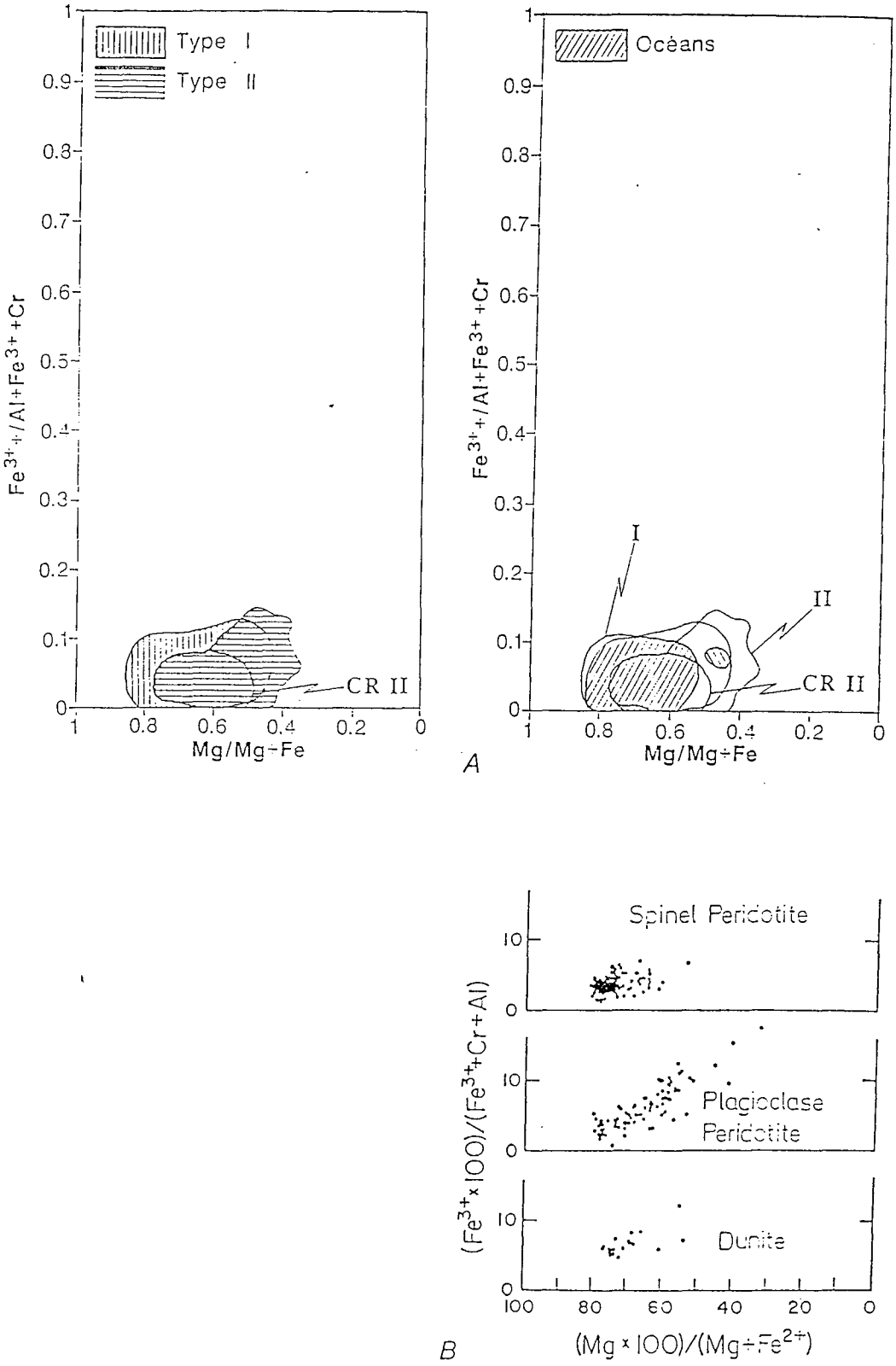


Fig. 2 Diagramme $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr)$ en fonction de Mg/Mg+Fe.
2a) Composition des spinelles des péridotites des deux types d'ophiolites comparée à celle des péridotites de la zone transformante Véma et du Leg 45. Les spinelles des gisements de chromite associés aux ophiolites du type II sont notés CR II.
2b) Diagrammes tirés de Dick et Bullen (1984).

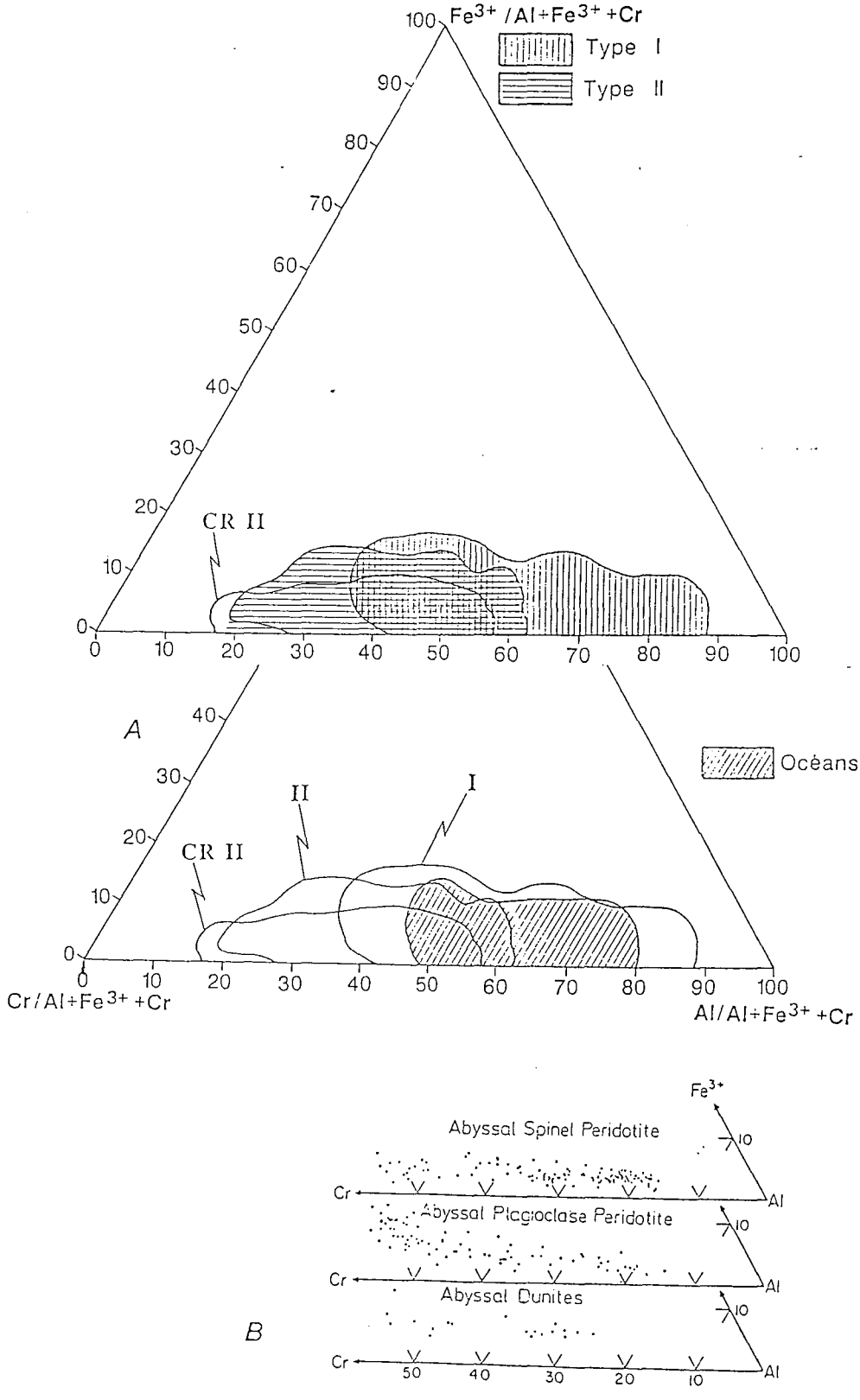


Fig.3 Triangle Fe^{3+}-Al-Cr

2a) Composition des spinelles des péridotites des deux types d'ophiolites comparée à celles des péridotites de la zone transformante Véma et du Leg 45. Les spinelles des gisements de chromite associés aux ophiolites du type II sont notés CR II.

2b) Diagrammes tirés de Dick et Bullen (1984).

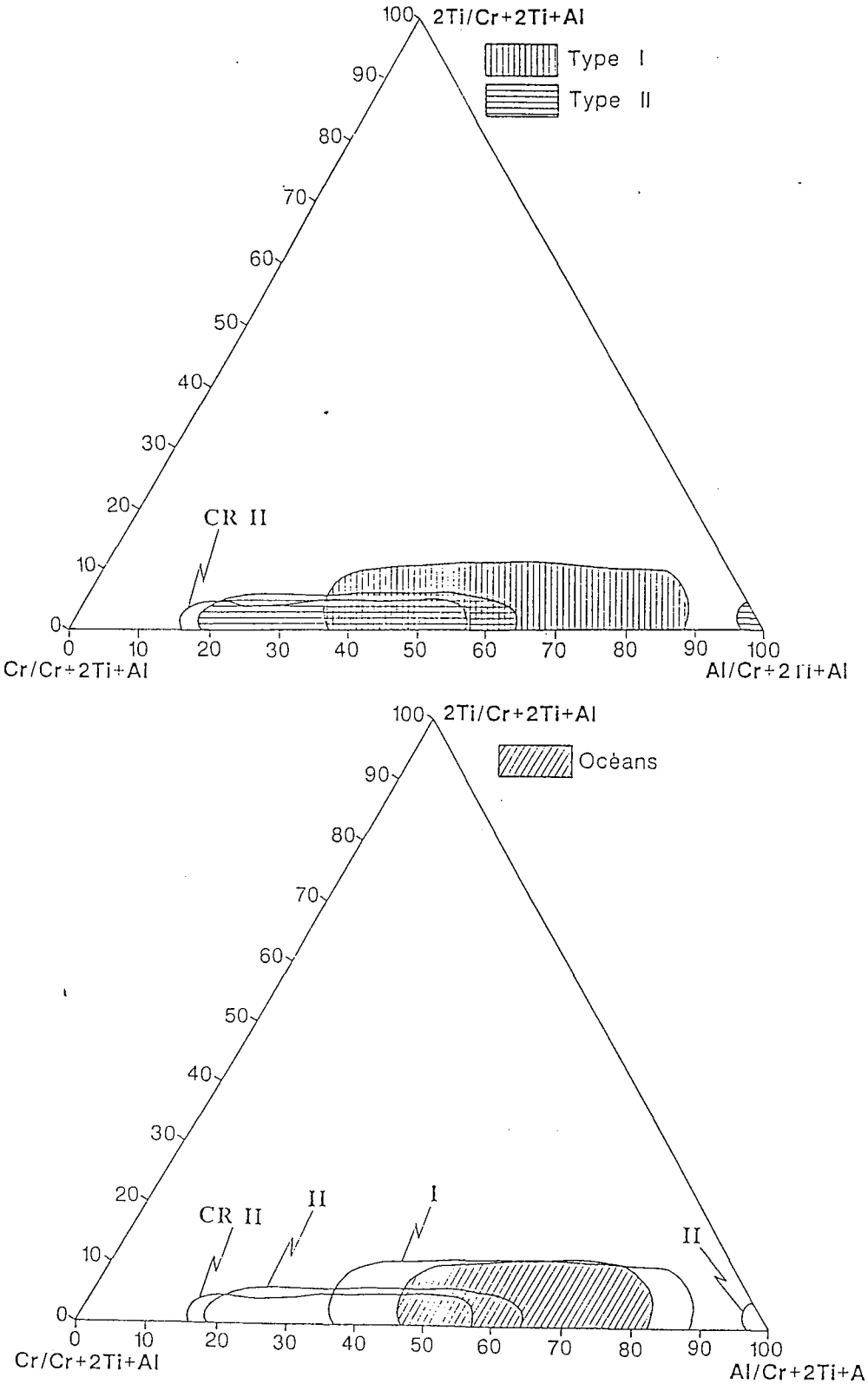


Fig. 4 Triangle 2Ti-Cr-Al
Mêmes symboles que dans la Fig.1

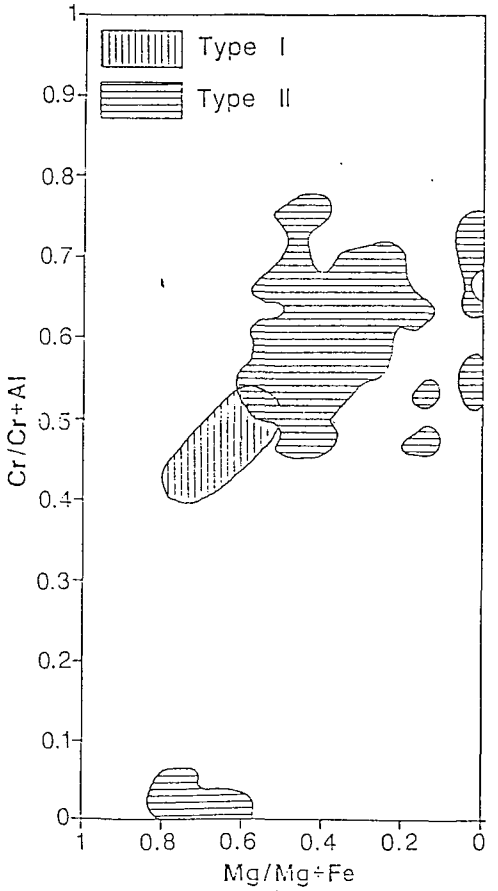
du Leg 45. Ces différentes enveloppes recouvrent parfaitement le champ de compositions des spinelles de Méditerranée occidentale. Les teneurs en titane sont plus fortes dans les spinelles de Méditérranée occidentale et dans les péridotites océaniques que dans les spinelles des péridotites de Méditérranée orientale (Fig. 4).

B. Les gabbros.

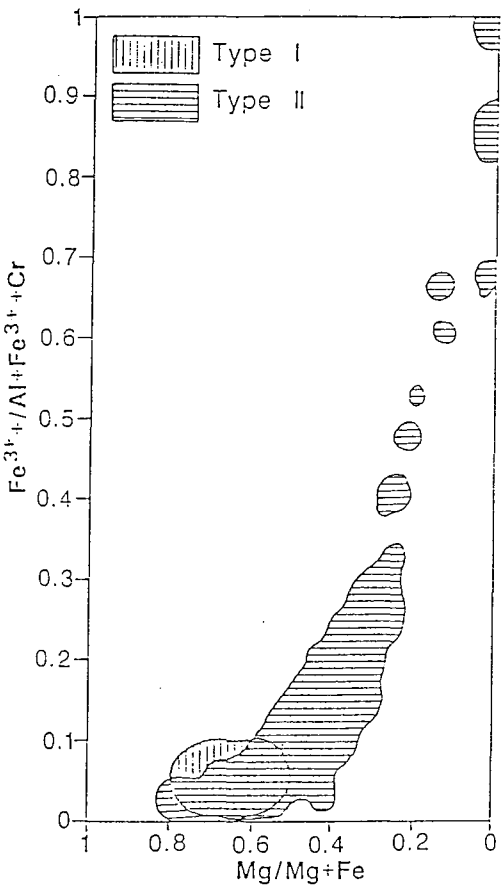
La composition des spinelles des roches gabbroïques présentent un net enrichissement en fer, souvent bien exprimé dans les spinelles de Méditerranée orientale (Fig. 5). Les spinelles des gabbros des ophiolites de type I présentent un champ restreint, dû à l'arrêt de la cristallisation des spinelles chromifères au niveau des troctolites. Cet enrichissement en fer des spinelles des ophiolites de type II aboutit à la cristallisation de magnétites chromifères tardives.

L'enrichissement en fer bien visible sur le triangle Fe^{3+}-Al-Cr (Fig. 7) s'accompagne par ailleurs d'un enrichissement notable en Ti de ces spinelles (Fig. 8).

Il est intéressant de noter que certains spinelles (Fig. 5 et 8) sont alumineux. Ces spinelles provenant de certains cumulats d'Oman et de Chypre (Ohnenstetter et al., 1984; Remond, 1986), ont été rencontrés dans les cumulats plagifères proches du manteau, dans les intrusions wehrlitiques et dans des séquences rubanées de petite taille, riches en pyroxénites et intrusives dans les gabbros supérieurs. A Chypre, dans le massif du Kellaki, les spinelles alumineux sont présents dans des gabbros à olivine liés à des injections récurrentes dans les cumulats supérieurs. Les spinelles verts, en position interstitielle, peuvent être en couronne autour des spinelles chromifères. Ils sont généralement associés à des pargasites et à des hornblendes magnésiennes de même qu'à des plagioclases très calciques (pouvant atteindre An_{98}). Des réactions tardi-magmatiques en présence de fluides seraient responsables de leur cristallisation comme l'attestent les teneurs élevées en chlore de certaines roches . Une substitution de Al et Cr par Fe^{3+}, corrélée à une augmentation de TiO_2 (jusqu'à 8%), permet de caractériser l'évolution des spinelles dans ces cumulats. Des paragenèses analogues sont fréquemment rencontrées dans les cumulats basiques associés aux plutons calco-alcalins ainsi que dans les xénolites de volcanites d'arc insulaires.



5



6

Fig. 5 Diagramme Cr/(Cr+Al) en fonction de Mg/(Mg+Fe) pour les spinelles des gabbros ophiolitiques.

Fig. 6 Diagramme $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr)$ en fonction de Mg/(Mg+Fe) pour les spinelles des gabbros ophiolitiques.

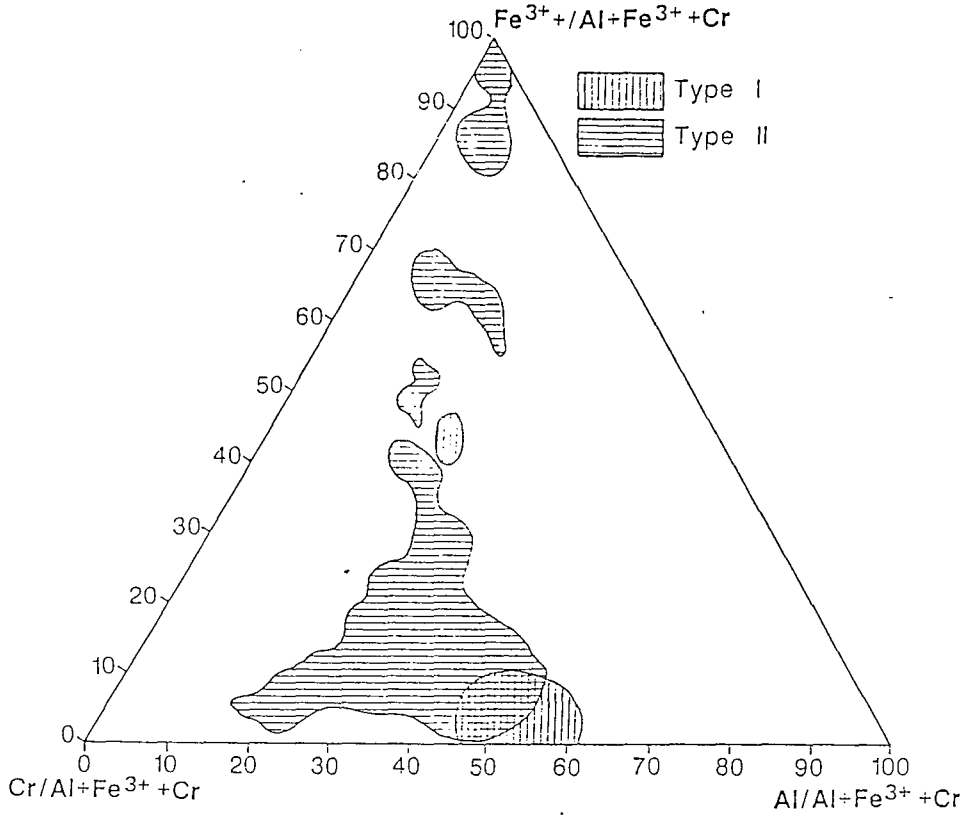


Fig. 7 Triangle Fe^{3+}-Al-Cr pour les spinelles des gabbros ophiolitiques.

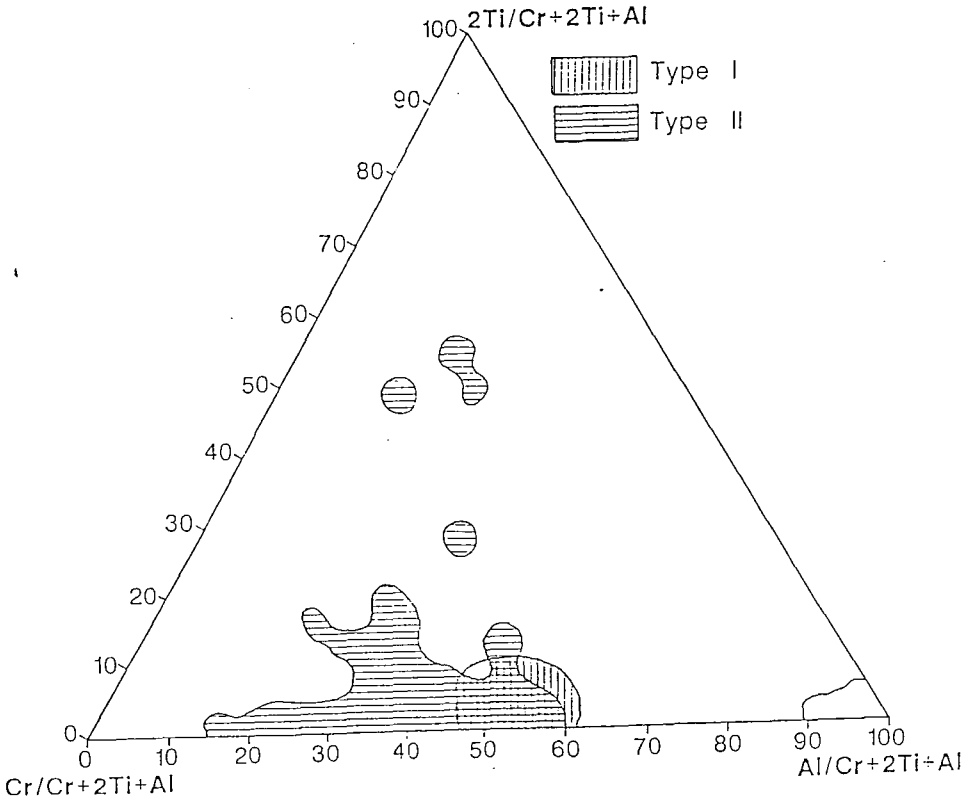


Fig. 8 Triangle 2Ti-Cr-Al pour les spinelles des gabbros ophiolitiques.

C. Les roches effusives.

Dans les laves ophiolitiques , les spinelles chromifères sont relativement rares. En Corse, dans les filons basaltiques recoupant les péridotites du monte Maggiore, des spinelles chromifères ont pu être analysés. Ils ont des compositions relativement peu évoluées avec un rapport XCr comparable aux spinelles des péridotites océaniques, mais de composition plus réfractaire que les spinelles des laves de l'Océan Atlantique.

A l'inverse, les spinelles chromifères des laves de Chypre présentent des affinités avec les spinelles des laves boninitiques (Fig.9). La composition des spinelles est sensible à la fugacité d'oxygène (Hill et Roeder, 1974; Fisk et Bence, 1979; Maurel et Maurel, 1984). Fisk et Bence (1979) ont montré que le spinelle est une phase au liquidus dans les basaltes de Famous pour des températures de 1270°C et des fugacités d'oxygène de -9,5. A des températures plus basses (1230°C) et fO_2 de -7,5, un spinelle chromifère précipite avec une olivine à Fo_{86}.

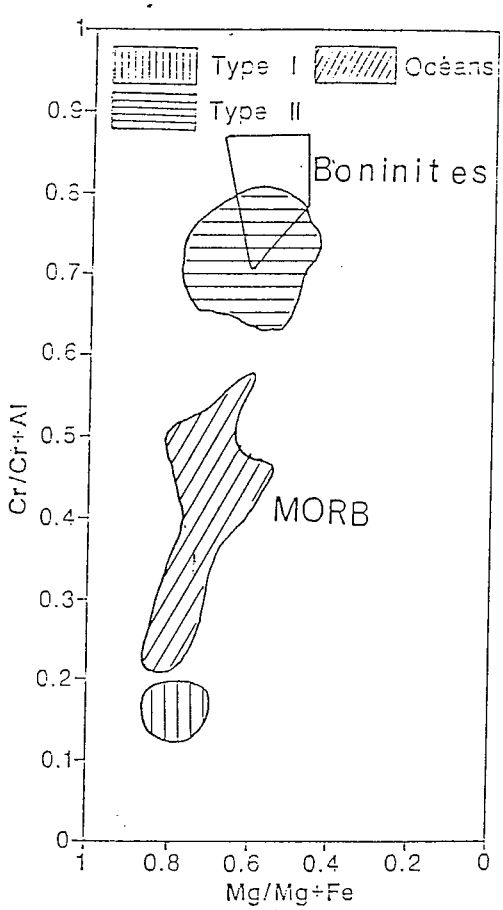


Fig. 9 Composition des spinelles des laves des deux types d' ophiolites comparée à celles des spinelles des boninites et des MORB dans le diagramme Cr/(Cr+Al) en fonction de Mg/(Mg+Fe).

III. Les olivines.

Les olivines des péridotites ou des gabbros présentent les mêmes compositions en forstérite quel que soit le type d'environnement géologique.

IV. Les plagioclases.

A la différence des olivines, les plagioclases présentent des différences notables entre ophiolites. Les plagioclases des péridotites des ophiolites de Méditérranée occidentale sont nettement plus sodiques (An $_{88}$) que les plagioclases des péridotites océaniques (An $_{95}$) ou que ceux de Méditerrannée orientale, qui présentent des compositions plus étalées (An $_{98}$ - An $_{75}$).

Dans les gabbros, les plagioclases des premiers termes cumulatifs des ophiolites de Méditérranée occidentale sont plus sodiques que les plagioclases de Méditerranée orientale. Ces derniers présentent un maximun à An $_{88.5}$. Les plagioclases des gabbros océaniques analysés ont des compositions plus sodiques, comparables à celles des plagioclases des gabbros de Méditerranée occidentale. Les teneurs en Fe^{3+} (pouvant atteindre 0,1 a.f.u) de ces deux dernières populations sont plus élevées que dans les gabbros de Méditerranée orientale (inférieures à 0,05 a.f.u pour des valeurs identiques en An).

Dans les roches effusives, les feldspaths sont généralement albitisés. Au sein des filons basaltiques recoupant les péridotites du Monte Maggiore en Corse, les plagioclases sont des labradors variant de An $_{63}$ à An $_{50}$; alors que dans les laves des ophiolites de type II les teneurs en An sont plus fortes (An $_{92}$ à An $_{70}$). Dans les plagioclases des MORB, les valeurs peuvent atteindre An 88 dans les xénocristaux. Les phénocristaux et microlites montrent des labradors au coeur pouvant évoluer jusqu' à des andésines (An $_{40}$) dans les bordures (Basaltic Volcanism Study Project, 1981).

IV Les pyroxènes.

Les compositions moyennes des pyroxènes des différents termes des ophiolites des deux provinces Méditerranéennes et des équivalents océaniques sont reportées dans le tableau 2.

A. Les péridotites.

Les clinopyroxènes des péridotites sont des diopsides et des augites dans la classification de Morimoto (1988). Dans le tétraèdre de Poldervaart et Hess (1951), les clinopyroxènes des deux types d'ophiolites ne se différencient pas (Fig. 10). Par contre, les teneurs en Ti et en Al tétraédrique permettent de séparer les deux groupes (Fig. 11). Les clinopyroxènes des péridotites océaniques ont des teneurs en aluminium tétraédrique voisines de celles des clinopyroxènes des péridotites de Méditerranée occidentale; ces dernières sont par contre plus enrichies en titane. Ceci peut être mis en parallèle avec les comportements de Cr et de Na qui sont discutés de manière détaillée dans l'article Kornprobst et al. (1981).

Les orthopyroxènes des péridotites de Méditérranée et des océans sont plus alumineux et moins riches en Si que ceux de Méditérranée orientale (fig. 12 a). Dans le diagramme Ti, Cr et Al octaédrique en fonction des teneurs en Na et Al tétraédrique , les champs de composition des orthopyroxènes des péridotites océaniques et des péridotites de Méditérranée occidentale (Fig. 12 b) sont identiques, alors que les compositions des orthopyroxènes de Méditérranée orientale sont appauvries en Cr, Ti, Na et Al, indiquant que ces péridotites ont subi une première fusion partielle. Ces conclusions rejoignent celles développées dans les deux premiers articles de ce chapitre (Kornprobst et al.,1981; 1982).

Tableau 2. Moyenne et écart type des compositions chimiques des clinopyroxènes des laves, gabbros et péridotites ophiolitiques et océaniques.

MOYENNE ET ECART TYPE DES PRINCIPAUX ELEMENTS MAJEURS, DES CATIONS ET DES END-MEMBERS CALCULES SELON CAWTHORN-COLLERSON

Pourcentages d'oxydes

	PERIDOTITES					
	MEDITERRANEE OCCIDENTALE n = 177		MEDITERRANEE ORIENTALE n = 101		OCEAN n = 147	
	teneur	σ	teneur	σ	teneur	σ
SiO2	50,97	1,37	53,40	1,07	51,59	0,80
TiO2	0,51	0,36	0,07	0,08	0,11	0,08
Al2O3	4,86	0,93	1,96	0,76	4,09	1,08
FeO	3,28	1,38	2,26	0,86	2,71	0,49
MnO	0,09	0,09	0,07	0,05	0,07	0,08
MgO	17,10	2,79	17,89	1,77	17,23	1,01
CaO	21,02	3,22	22,74	2,76	22,24	1,18
Na2O	0,37	0,30	0,13	0,13	0,16	0,16
Cr2O3	1,11	0,28	0,89	0,41	1,05	0,36
Total	99,31		99,41		99,25	

Formules structurales

SI	1,860	0,030	1,940	0,030	1,880	0,030
AlIV	0,140	0,030	0,060	0,020	0,110	0,030
AlVI	0,070	0,030	0,030	0,020	0,060	0,030
TI	0,014	0,010	0,002	0,002	0,003	0,002
Fe3+	0,030	0,020	0,014	0,019	0,030	0,030
Fe2+	0,070	0,050	0,050	0,030	0,050	0,020
Mg	0,930	0,150	0,970	0,090	0,940	0,050
Mn	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003
Ca	0,820	0,130	0,890	0,110	0,870	0,050
Na	0,030	0,020	0,009	0,009	0,010	0,010
Cr	0,032	0,008	0,026	0,012	0,030	0,010
Total	3,999		3,993		3,985	
Jadéite	0,026	0,022	0,009	0,009	0,012	0,011
CaFeTs	0,032	0,013	0,020	0,011	0,029	0,017
CaTiTSch	0,014	0,010	0,002	0,002	0,003	0,002
CaTsch	0,078	0,003	0,035	0,015	0,079	0,022
Woll	0,350	0,063	0,415	0,056	0,380	0,031
Ens	0,466	0,076	0,486	0,043	0,469	0,026
FeSil	0,035	0,026	0,029	0,014	0,028	0,012

laves, gabbros et péridotites ophiolitiques et océaniques.

MOYENNE ET ECART TYPE DES PRINCIPAUX ELEMENTS MAJEURS, DES CATIONS ET DES END-MEMBERS CALCULES SELON CAWTHORN-COLLERSON

Pourcentages d'oxydes

	GABBROS					
	MEDITERRANEE OCCIDENTALE n = 57		MEDITERRANEE ORIENTALE n = 1261		OCEAN n = 139	
	teneur	σ	teneur	σ	teneur	σ
SIO2	51,70	1,01	52,58	1,05	51,39	1,04
TIO2	0,62	0,22	0,28	0,19	0,62	0,28
AI2O3	3,28	0,72	2,18	1,76	2,22	0,78
FeO	4,60	1,35	5,83	2,51	9,49	3,07
MnO	0,15	0,10	0,18	0,14	0,25	0,14
MgO	16,48	2,43	16,21	1,95	14,82	2,35
CaO	20,90	2,77	21,80	1,84	20,07	2,93
Na2O	0,62	0,21	0,25	0,28	0,33	0,11
Cr2O3	0,57	0,35	0,27	0,28	0,13	0,19
Total	98,92		99,58		99,32	
Formules structurales						
SI	1,900	0,030	1,930	0,030	1,920	0,040
AIIV	0,090	0,030	0,060	0,030	0,080	0,030
AIVI	0,050	0,020	0,030	0,050	0,020	0,020
TI	0,020	0,010	0,010	0,010	0,020	0,010
Fe3+	0,040	0,040	0,030	0,040	0,050	0,040
Fe2+	0,100	0,050	0,150	0,080	0,250	0,100
Mg	0,900	0,120	0,890	0,100	0,820	0,120
Mn	0,005	0,003	0,006	0,005	0,008	0,004
Ca	0,830	0,110	0,860	0,070	0,800	0,120
Na	0,040	0,010	0,020	0,020	0,020	0,010
Cr	0,017	0,010	0,008	0,008	0,004	0,005
Total	3,992		3,994		3,992	
Jadéite	0,044	0,015	0,818	0,012	0,024	0,009
CaFeTs	0,027	0,019	0,021	0,017	0,027	0,020
CaTITSch	0,017	0,006	0,008	0,005	0,017	0,008
CaTsch	0,032	0,018	0,031	0,035	0,019	0,014
Woll	0,375	0,053	0,400	0,043	0,370	0,059
Ens	0,452	0,059	0,444	0,051	0,412	0,060
FeSil	0,054	0,023	0,076	0,041	0,127	0,053

Tableau 2. Moyenne et écart type des compositions chimiques des clinopyroxènes des laves, gabbros et péridotites ophiolitiques et océaniques.

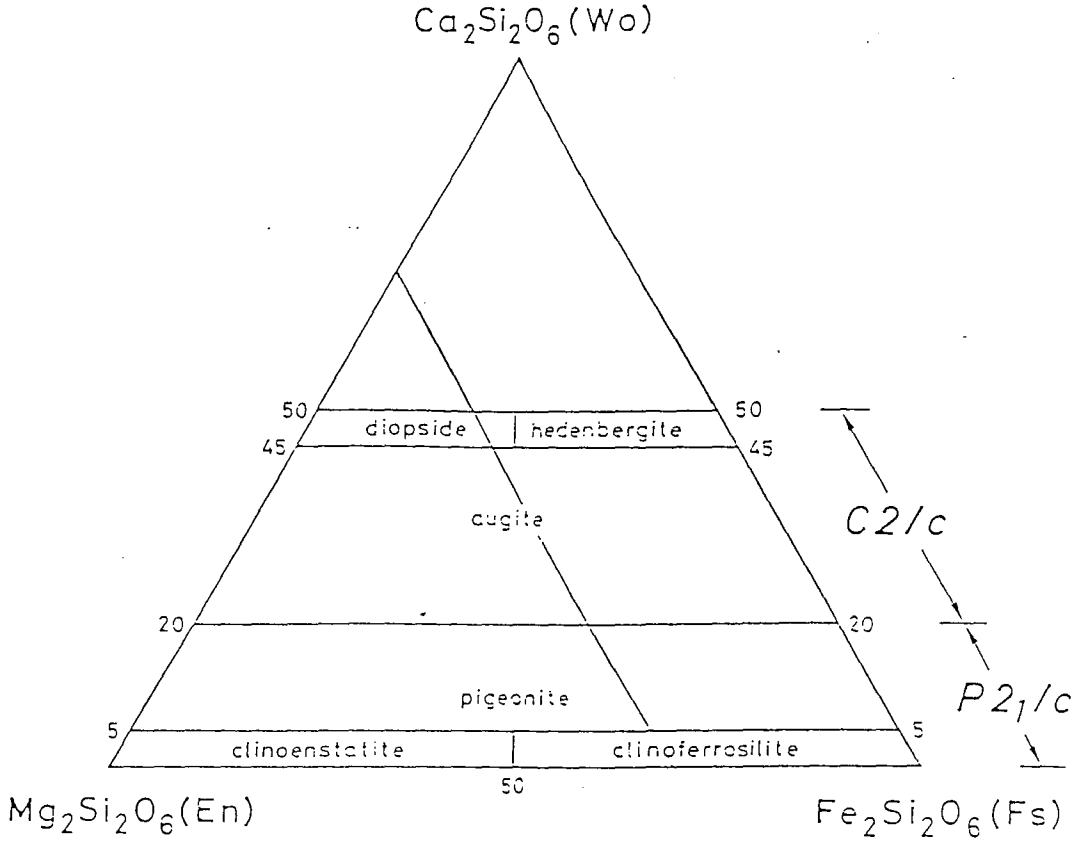
MOYENNE ET ECART TYPE DES PRINCIPAUX ELEMENTS MAJEURS, DES CATIONS ET DES END-MEMBERS CALCULES SELON CAWTHORN-COLLERSON

Pourcentages d'oxydes

	LAVES							
	MEDITERRANEE OCCIDENTALE n = 248		MEDITERRANEE ORIENTALE n = 313		OCEAN n = 354		ARCS INSULAIRES n = 283	
	teneur	σ	teneur	σ	teneur	σ	teneur	σ
SIO2	49,99	1,55	51,66	1,78	51,02	1,51	50,72	2,05
TIO2	1,50	0,73	0,29	0,41	0,97	0,50	0,51	0,40
AI2O3	3,15	1,27	3,14	2,10	3,19	1,18	2,64	1,43
FeO	8,97	2,05	7,43	2,44	9,21	3,88	12,78	5,44
MnO	0,25	0,12	0,17	0,11	0,25	0,14	0,45	0,31
MgO	14,03	1,79	16,55	2,09	16,07	2,22	16,04	3,58
CaO	20,27	1,14	19,93	1,58	18,56	2,22	15,90	6,85
Na2O	0,56	0,22	0,14	0,13	0,27	0,19	0,27	0,26
Cr2O3	0,12	0,16	0,19	0,25	0,21	0,26	0,04	0,09
Total	98,84		99,50		99,75		99,35	

Formules structurales

SI	1,880	0,050	1,910	0,060	1,890	0,040	1,900	0,060
AIIV	0,120	0,050	0,090	0,060	0,110	0,040	0,090	0,050
AIVI	0,020	0,020	0,040	0,040	0,030	0,030	0,030	0,030
TI	0,040	0,020	0,010	0,010	0,030	0,010	0,010	0,010
Fe3+	0,050	0,030	0,040	0,040	0,040	0,040	0,060	0,050
Fe2+	0,230	0,070	0,190	0,080	0,240	0,130	0,340	0,200
Mg	0,780	0,090	0,910	0,110	0,890	0,110	0,900	0,200
Mn	0,008	0,004	0,005	0,003	0,008	0,004	0,010	0,010
Ca	0,820	0,040	0,790	0,060	0,740	0,080	0,640	0,270
Na	0,040	0,020	0,010	0,010	0,010	0,010	0,020	0,020
Cr	0,004	0,005	0,005	0,007	0,006	0,008	0,001	0,003
Total	3,992		4,000		3,994		4,001	
Jadéite	0,041	0,002	0,011	0,010	0,019	0,013	0,020	0,019
CaFeTs	0,029	0,016	0,023	0,019	0,024	0,022	0,032	0,026
CaTITSch	0,043	0,021	0,008	0,012	0,027	0,014	0,014	0,011
CaTsch	0,007	0,016	0,055	0,044	0,033	0,023	0,034	0,027
Woll	0,369	0,021	0,351	0,033	0,326	0,040	0,279	0,123
Ens	0,393	0,047	0,455	0,054	0,443	0,056	0,448	0,100
FeSil	0,118	0,038	0,097	0,043	0,126	0,065	0,177	0,105



Composition ranges of the Ca-Mg-Fe clinopyroxenes with accepted names.

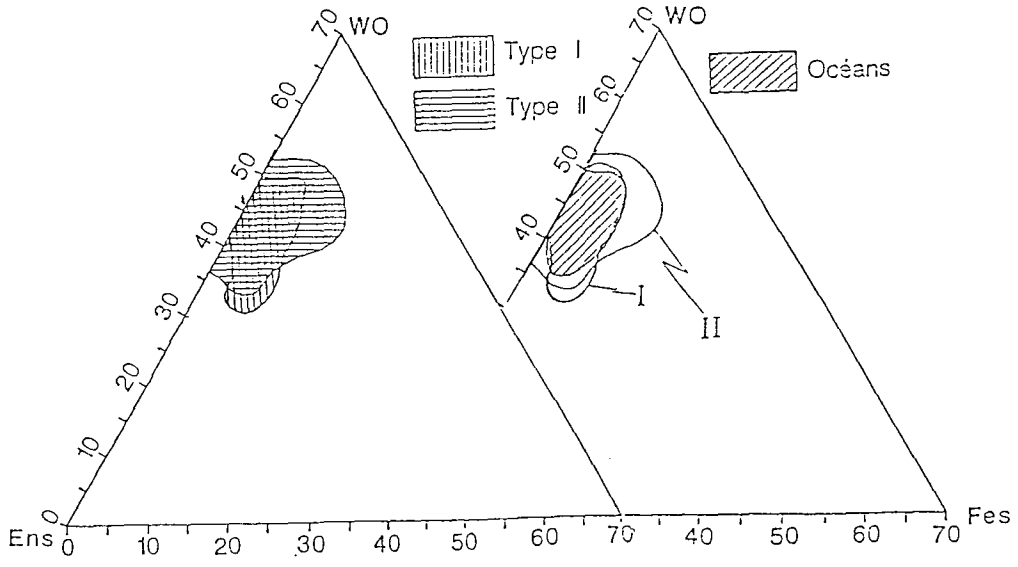


Fig. 10 Partie du tétraèdre de Poldervaart et Hess (1951) avec la nomenclature de Morimoto (1988). Les champs des clinopyroxènes des péridotites ophiolitiques et océaniques sont identiques.

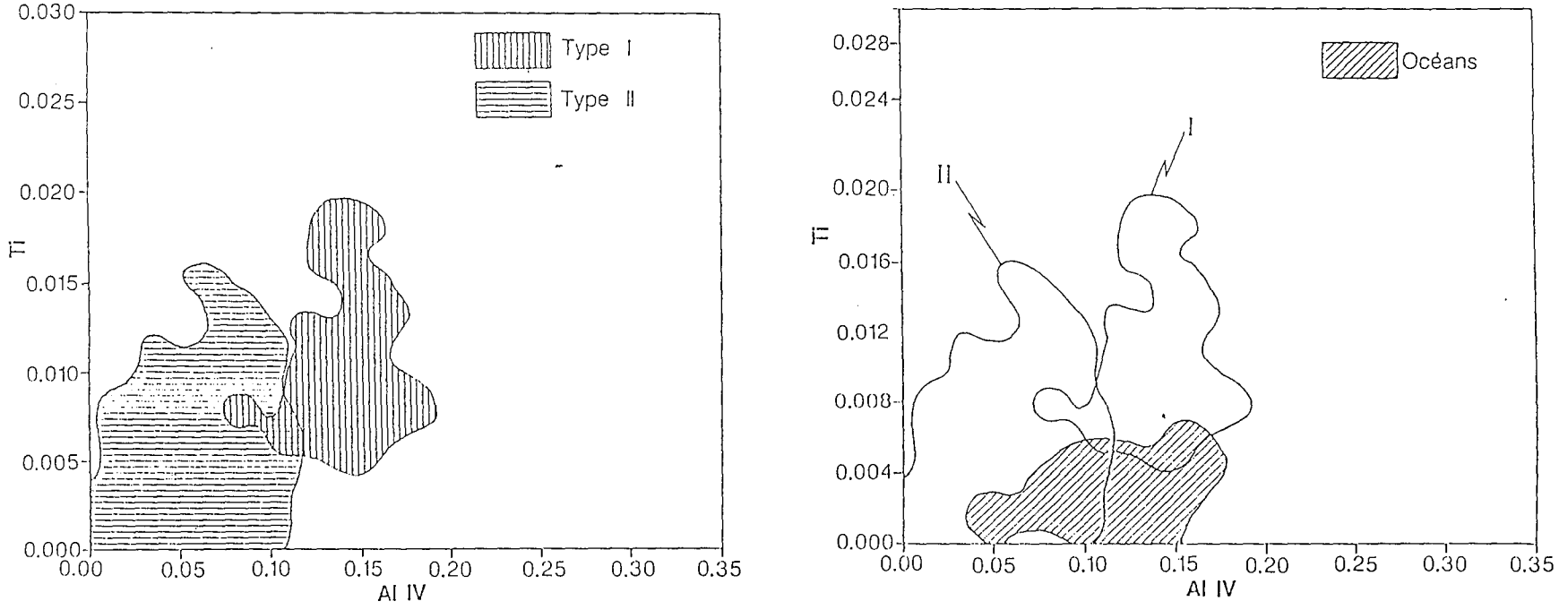


Fig. 11 Variation de Ti en fonction de Al ^{IV} dans les clinopyroxènes des péridotites ophiolitiques et océaniques.

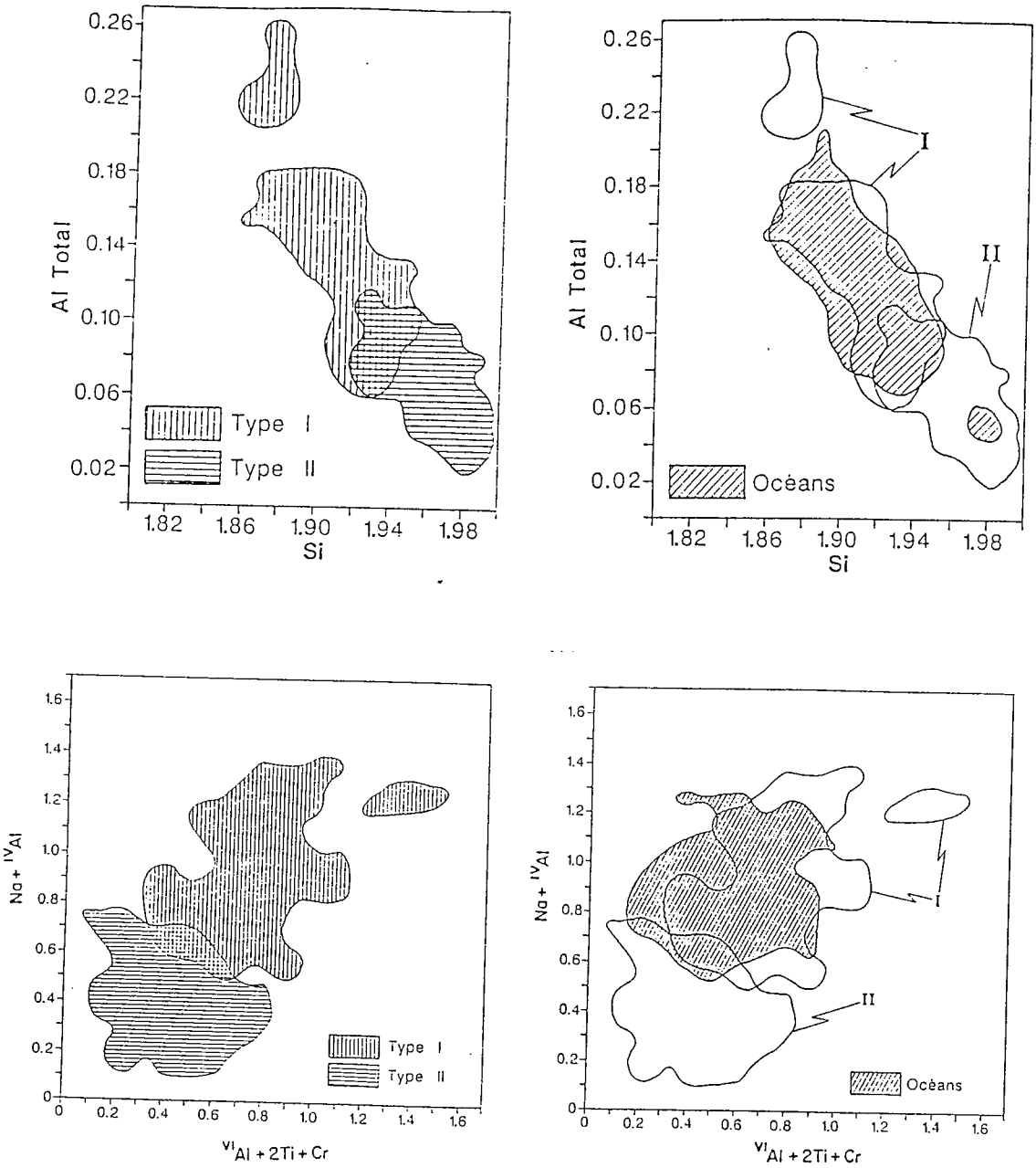


Fig. 12 12a) Variations de Al total en fonction de Si dans les orthopyroxènes des péridotites ophiolitiques et océaniques.
12b) Diagramme Na+Al ^{IV} en fonction de Al ^{VI}+2Ti+Cr permettant de discriminer les orthopyroxènes des péridotites des ophiolites de type I et des océans des orthopyroxènes des ophiolites de type II.

B. Les gabbros.

La composition des clinopyroxènes des gabbros ophiolitiques et océaniques occupent des champs voisins et restreints (Fig. 13 a) dans le tétraèdre de Poldervaart et Hess (1951). Au contraire, les teneurs en titane permettent de scinder les populations de clinopyroxènes des gabbros de Méditerranée occidentale et des océans de ceux de Méditerranée orientale (Fig.13 b).

Les orthopyroxènes sont rares dans les termes gabbroïques de Méditerranée

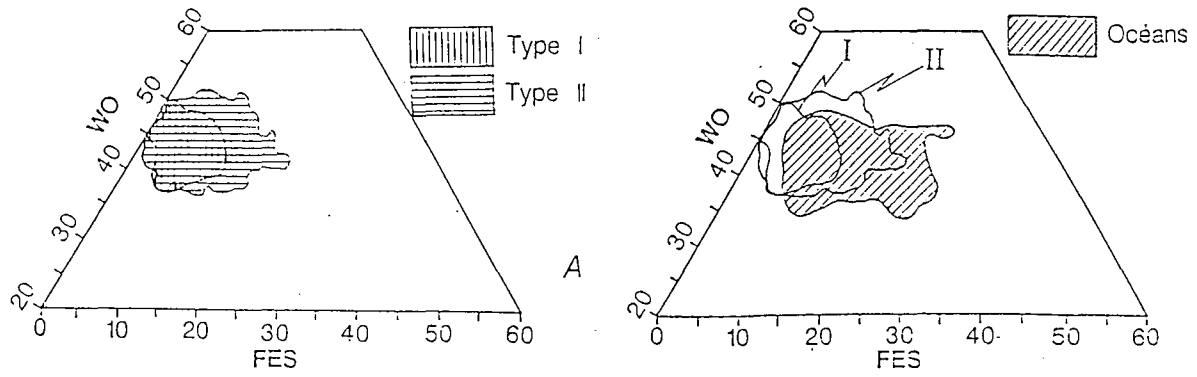
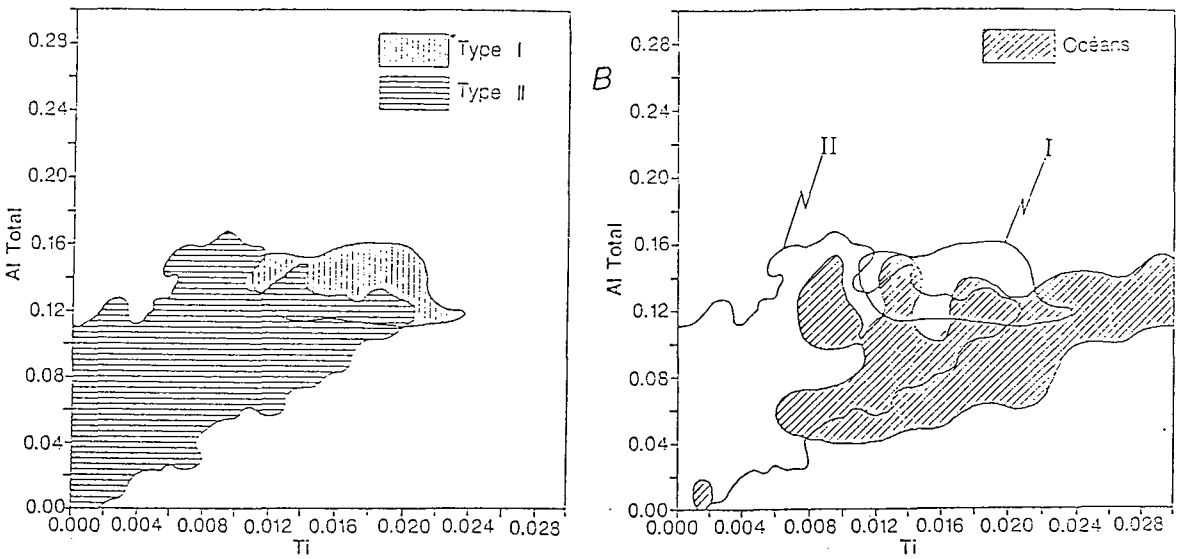


Fig. 13 13a) Partie du tétraèdre de Poldervaart et Hess (1951). Les champs des clinopyroxènes des gabbros ophiolitiques et océaniques se superposent.
13b) Diagramme Al total en fonction de Ti, montrant l'enrichissement en Ti des clinopyroxènes océaniques par rapport aux clinopyroxènes des ophiolites de type II.



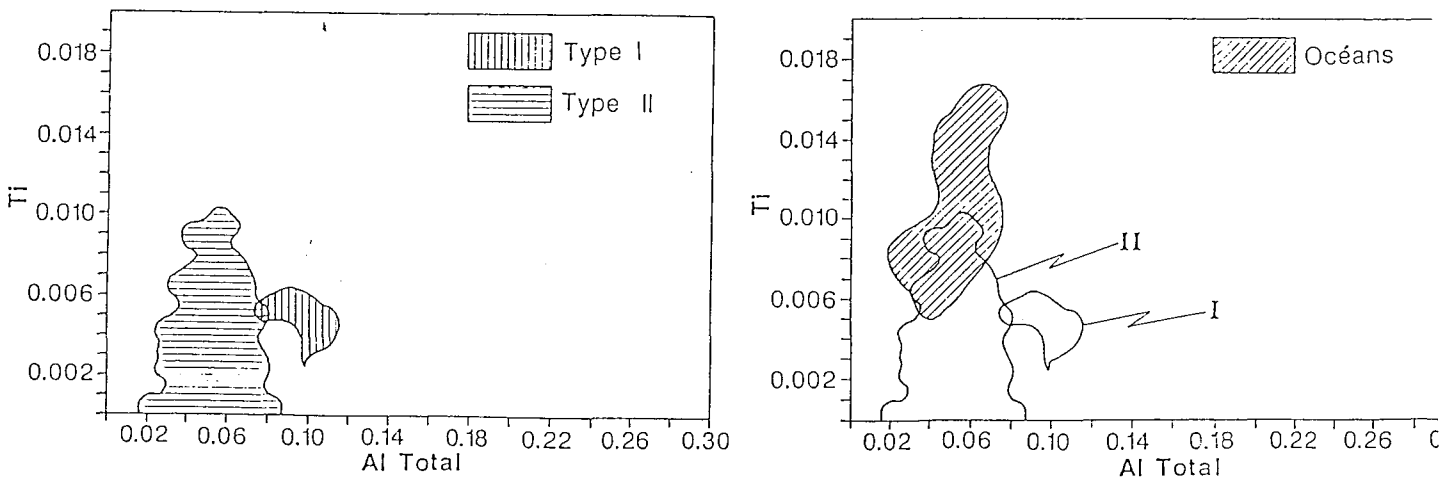


Fig. 14 Ti en fonction d'Al total dans les orthopyroxènes des gabbros ophiolitiques et océaniques.

occidentale. Ils sont décrits dans les troctolites de la base de la séquence cumulative. Des pseudomorphoses d'orthopyroxènes ont été observées dans les termes transitionnels entre gabbronorites et ferrogabbros (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975). Les orthopyroxènes des échantillons océaniques que nous avons analysés proviennent de ferrogabbros. Il est impossible de les comparer à ceux de la Corse, toujours altérés. En revanche, les gabbronorites de Méditerranée orientale présentent des teneurs moins élevées en Ti que ceux des océans (Fig.14).

C. Les laves.

Les clinopyroxènes des laves ophiolitiques occupent également un champ restreint (Fig. 15 a) dans le tétraèdre de Poldervaart et Hess (1951); les laves des océans et des arcs insulaires occupent le même champ dans le domaine des diopsides et des augites dans la classification de Morimoto (1988).

Les éléments mineurs permettent de scinder les populations de clinopyroxènes des deux types d'ophiolites. Le Ti est de loin l'élément le plus discriminant. Dans le diagramme (Fig. 15 b) proposé par Leterrier et al. (1982), les clinopyroxènes des laves des ophiolites du type II présentent un enrichissement faible en Ti, comparable à celui des tholéiites des arcs insulaires. A l'inverse, les clinopyroxènes des laves ophiolitiques de Méditerranée occidentale présentent des teneurs plus fortes en Ti et en Na, ce qui avait par ailleurs fait attribuer ce magmatisme à un volcanisme alcalin (Ishiwatari, 1985/86) . En réalité, lorsque l'on compare les teneurs en Ti de ces clinopyroxènes aux clinopyroxènes des MORB actuels , elles couvrent le même champ évolutif.

Les orthopyroxènes et pyroxènes sub-calciques des laves des ophiolites de type II ont également été représentées. Ils sont nettement plus magnésiens que les orthopyroxènes des arcs insulaires, mais occupent un domaine voisin de ceux des boninites (cf. article Ohnenstetter et Brown).

Les pyroxènes des laves cristallisent souvent sous des conditions métastables . Les études détaillées des laves océaniques du Leg 46 et des boninites de Nouvelle Calédonie, dont les textures sont entièrement préservées - à l'inverse des la plupart des laves ophiolitiques - permettent de cerner les conditions de cristallisation et les mécanismes de nucléation et de croissance en déséquilibre . Les deux derniers articles de ce chapitre illustreront ces phénomènes.

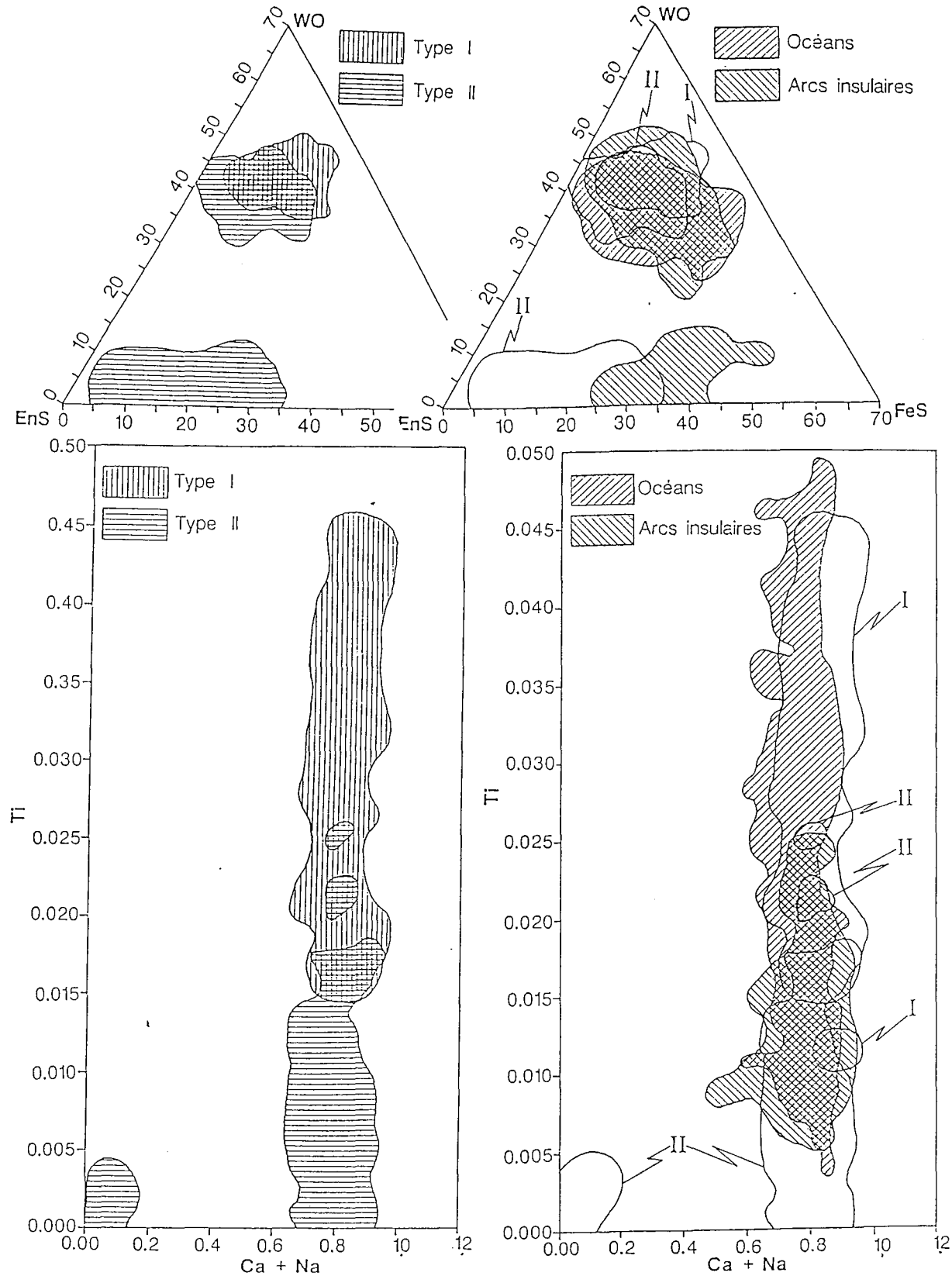


Fig. 15 15a) Partie du tétraèdre de Poldervaart et Hess (1951). Les champs des clinopyroxènes des laves ophiolitiques, océaniques et d'arc insulaire sont superposés. les orthopyroxènes et pyroxènes sub-calciques sont reportés le long du joint En-Fs.
15b) Variations de Ti en fonction de Ca+Na dans les laves ophiolitiques, les MORB et les basaltes d'arc insulaires actuels.

Earth and Planetary Science Letters, 53 (1981) 241–254
Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam – Printed in The Netherlands

[5]

Na AND Cr CONTENTS IN CLINOPYROXENES FROM PERIDOTITES: A POSSIBLE DISCRIMINANT BETWEEN "SUB-CONTINENTAL" AND "SUB-OCEANIC" MANTLE

JACQUES KORNPROBST

Département de Géologie, LA 10 "Chronologie des socles cristallins et volcanologie", I.O.P.G., 5, rue Kessler, 63000 Clermont Ferrand (France)

DANIEL OHNENSTETTER and MARYSE OHNENSTETTER

Laboratoire de Pétrologie, ERA 806 "Pétrogenèse et évolution des domaines ophiolitiques", 54037 Nancy Cedex (France)

Received November 18, 1980
Revised version received January 28, 1981

The compilation of data available in the literature and new analyses show that clinopyroxenes are significantly richer in Na and poorer in Cr in peridotites associated with high-grade metamorphic rocks than in ultramafites from oceanic environments, considered as "sub-continental" or "sub-oceanic" mantle, respectively. Two distinctive fields can be drawn in the Na-Cr plot. This fact is related to the large amount of basic magma provided by the oceanic mantle along the mid-oceanic ridges.

Application of this Na-Cr diagram to clinopyroxenes from peridotites in orogenic belts and appearing as xenoliths in volcanic rocks and kimberlites ("nodules") allows us to specify their origin, taking into consideration that the clinopyroxene composition is controlled by several factors each of which gives rise to a particular trend: *P-T* conditions, mineral facies, partial melting and crystal fractionation, metasomatism. It appears that oceanic-type mantle may be found under continents in extensional areas having evolved towards rift systems, and in ophiolites. The latter exhibit different degree of depletion related to their formation in two main geotectonic situations: mid-oceanic ridges and active margin systems.

1. Introduction

From geophysical investigations as well as from petrological observations, peridotites are thought to make up the upper mantle beneath both oceanic and continental crust. Fragments of such peridotitic material of deep origin are well known as inclusions in volcanic rocks [1] and may also have been emplaced as tectonic slices [2] at shallow depth, in some specific situations: (1) along continental margins during collision [3] or opening [4] processes; (2) along transform faults or ridges [5] or as serpentinite protrusions [6,7] in oceanic environments.

Because continental and oceanic areas may be expected to have suffered different evolutions with time, it would be of interest to know whether the mantle is of different composition beneath continental or oceanic crust; if so such differences might be used to characterize the geotectonic origin of the various ultramafic masses observed in orogenic belts.

During recent years numerous ultramafic samples have been collected from oceanic environments and comparisons are now possible with on-land peridotites for which sub-continental or sub-oceanic origins have already been proposed [8] on the basis of the mineral proportions. Nevertheless, bulk-rock geochemistry as well as modal compositions cannot give reliable information if, as is usual, the ultramafic rocks suffered low-temperature metasomatic alteration (serpentinization, argillization). The present work is an

0012-821X/81/0000–0000/$02.50 © 1981 Elsevier Scientific Publishing Company

attempt to find a way to distinguish between sub-oceanic and sub-continental peridotites by using the Na and Cr contents of their clinopyroxenes. It enables one to point out several petrological processes expected to play a part at upper mantle level.

2. Composition of the clinopyroxene phase in the ultramafic tectonites: Na and Cr contents

2.1. Na and Cr in clinopyroxene

Na enters the M2 site of diopside ($CaMgSi_2O_6$) and may be coupled with Al, Fe^{3+} and Cr in the jadeite ($NaAlSi_2O_6$), acmite ($NaFe^{3+}Si_2O_6$) and kosmochlor (= ureyite $NaCrSi_2O_6$) end-members, respectively. At 800°C complete solid-solution between jadeite and kosmochlor exists above 18 kbar [9]. Jadeite and acmite are able to form a large range of solid-solution with diopside, whereas the diopside structure can only accept up to 24% of kosmochlor at 1 atmosphere [10]. The solubility of kosmochlor decreases strongly with increasing pressures so that kosmochlor is not present in diopside above 45 kbar [11]. Cr may be incorporated in kosmochlor (M1 site) and/or in the Tschermak-type molecule ($CaCr_2SiO_6$; M1 and probably the tetrahedral site in the Tschermak molecule). The highest solubility of $CaCr_2SiO_6$ in diopside at one atmosphere is 14% at 1200°C [12] and 6.7% at 940°C [13]. The solubility of the Tschermak-type molecule decreases with falling temperatures [14].

2.2. Mineral facies and clinopyroxene composition

The mineral parageneses of ultramafic rocks involve mainly the following associations [15]: olivine + orthopyroxene + clinopyroxene + an aluminous phase, the nature of the latter being related to the pressure of crystallization. In the spinel- and garnet-lherzolite fields, above 8 or 10 kbar [16], clinopyroxene is the only Na-bearing phase (the minor amount of Na in garnet and orthopyroxene being taken out of consideration); its composition thus directly reflects the Na content of the whole rock. In the plagioclase-lherzolite field, below 8 kbar, clinopyroxene is equilibrated with plagioclase and Na is distributed between these two phases. On the other hand spinel, and to a lesser extent garnet, but not plagioclase, are able to accept Cr in their structures; as a consequence clinopyroxene should be poorer in Na and richer in Cr in the plagioclase-lherzolite field than in the spinel- and garnet-lherzolite fields.

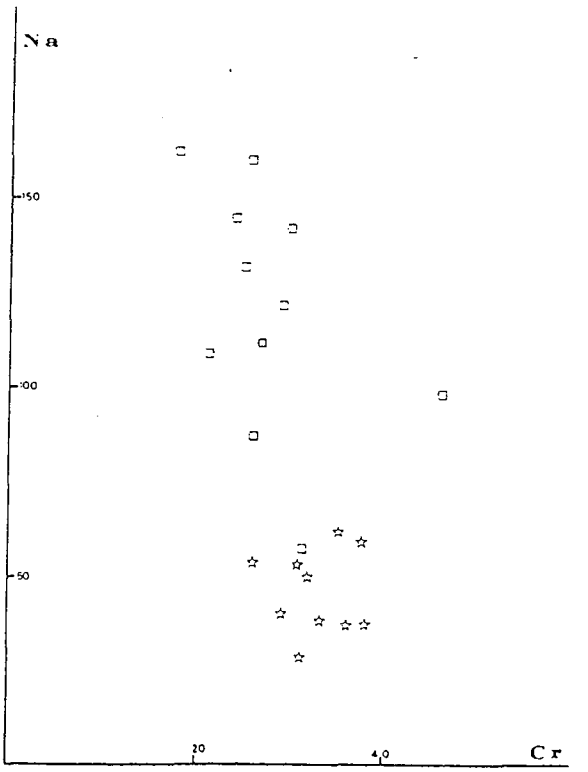


Fig. 1. Na versus Cr diagram for clinopyroxenes from the Ronda peridotite massif. Na and Cr are expressed in parts per mille from the structural formula calculated on the basis of six oxygen atoms. Squares = spinel-lherzolites and spinel-harzburgites; stars = plagioclase-bearing lherzolites and harzburgites. A correlation coefficient (r = 0.722) has been calculated by using the 20 points excluding the Cr-richest composition; thus the variables appear to be interdependent. Data from references 19, 24, 72, 73.

These assumptions seem to be fairly well supported by a plot (Fig. 1) of Na and Cr contents of clinopyroxenes from the Ronda massif (southern Spain). This massif clearly shows [17–19] the transition in the field from the spinel- to the plagioclase-lherzolite facies through the Seiland subfacies [15]. In terms of Na and Cr contents, the clinopyroxene compositions are strictly related to the mineral facies (Fig. 1).

3. Discrimination between "sub-continental and "sub-oceanic" peridotites

Sheared high-pressure ultramafic bodies are frequently related to high-grade metamorphic rocks (high- and low-pressure granulite facies) either in close structural association with them (Beni Bousera, Morocco; Ronda), or outcropping along the same fault zones (North Pyrenean zone, etc.). It is believed [20, 21] that such associations could have been derived from a deep continental crust/upper mantle situation ("paleo-Moho") prior to the solid state tectonic emplacement of the rocks. The peridotites (mainly belonging to the spinel-lherzolite facies with either subordinate amount of garnet- or plagioclase-bearing rocks) could be considered to have a "sub-continental" origin. Na and Cr contents of clinopyroxenes from peridotites at Beni Bousera, Lherz and Ronda have been plotted in Fig. 2, as representative of such a "sub-continental" mantle.

Ultramafic rocks have been dredged and cored in oceanic environments such as in transform fault zones and in the vicinity of mid-oceanic ridges. They are mainly spinel-peridotites (lherzolites and harzburgites) with more or less secondary plagioclase. No garnet-peridotite has yet been described. Na and Cr contents of clinopyroxenes from peridotites collected in the Atlantic and Indian Oceans have also been plotted in Fig. 2.

The Na-Cr diagram for clinopyroxenes (Fig. 2) clearly shows separate fields for "sub-continental" and "sub-oceanic" peridotites: (1) the "sub-continental" field is characterized by Na-rich clinopyroxenes in the spinel- (and garnet-) lherzolite facies; the Na content decreases and Cr content increases as the following reaction takes place: cpx + opx + sp → ol + pl (or, more precisely [22]: cpk + opx + Al-sp → ol + pl + Cr-sp); (2) the "sub-oceanic" field would be mainly characterized by clinopyroxenes with very low Na contents, whatever the mineral facies; nevertheless, a few samples are rich both in Na and Cr [IN19X [22]).

From the above observations peridotites appear to be more depleted in Na (and probably in all other lithophile components) in oceanic areas than beneath the continents. This is probably the result of the large volume of melt which is supposed to have been extracted to provide the abyssal tholeiites of the oceanic crust, whereas the observed "sub-continental" peridotitic bodies would only have suffered small-scale partial melting [23,24] or none at all [25] (or have suffered melting at pressures where Na is retained in clinopyroxene rather than eliminated into the melt).

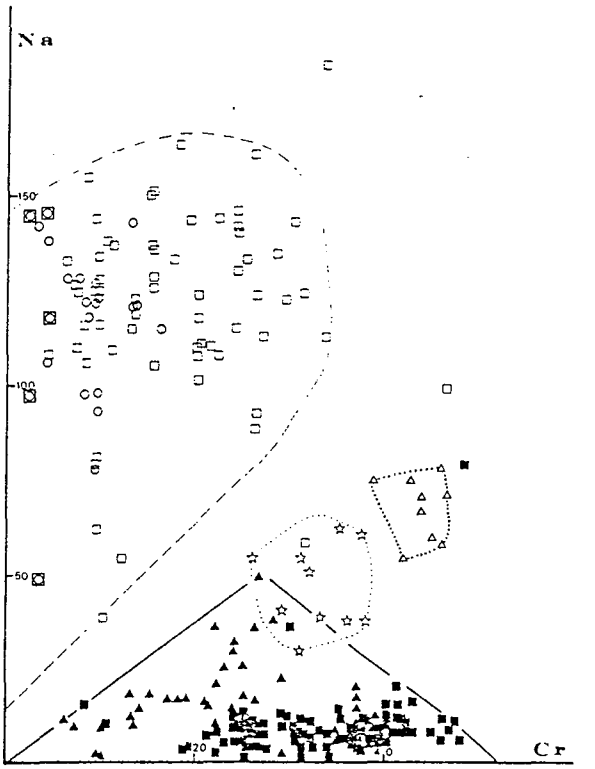


Fig. 2. Na-Cr diagram for clinopyroxenes from "sub-oceanic" (filled symbols) and "sub-continental" peridotites (open symbols). Squares = spinel-peridotites; triangles and stars = plagioclase-bearing peridotites; circles = garnet-peridotites; open circles in squares = spinel plus garnet peridotites. Solid line: "sub-oceanic" field; dashed line: "sub-continental" field; dotted line around stars: plagioclase-bearing peridotite field at Ronda; dotted line around open triangles: plagioclase-bearing peridotites on the Atlantic continental margin, west of the Galicia Bank [4]. "Sub-continental" peridotites: data from French Pyrenees [25,35,74–76], Beni Bousera [20,23] and Ronda [19,24,72,73]. "Sub-oceanic" peridotites: data from references 22, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 84.

4. Application to some alpine-type peridotites

4.1. Peridotites from the Alpine belt

Various mantle derived peridotite bodies outcrop in the Alps, either related to high-grade metamorphic rocks, as in the Ivrea zone, or associated with the ophiolitic fragments of the Liguro-Piedmont Basin (e.g. Zermatt–Saas Fee). The peculiar situation of the Lanzo massif, at the intersection of two structurral zones [26] may raise some questions about its origin. The Na-Cr diagram may be used to help to assign geotectonically these ultramafic fragments.

The Balmuccia and Baldissero bodies (Ivrea-Verbano zone) may be representative of sub-continental mantle [27,8,28] and they contain Na-rich clinopyroxenes (Figs. 3 and 4). Finero has clinopyroxenes

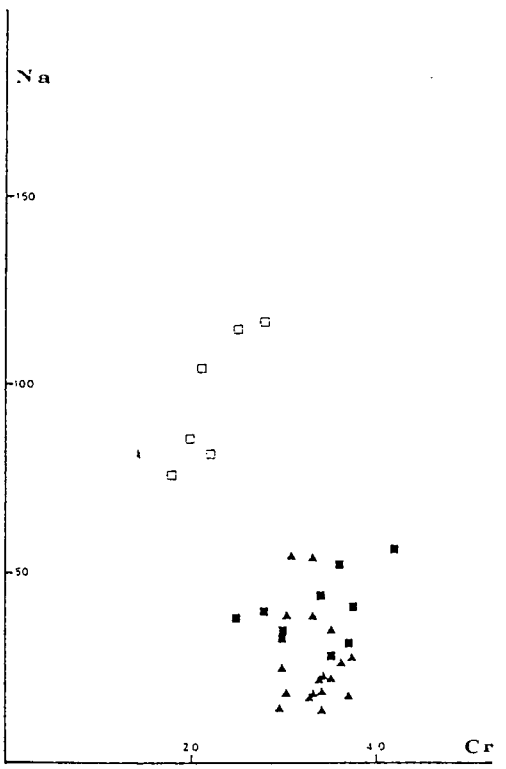


Fig. 3. Na-Cr diagram for clinopyroxenes from peridotites from the Alps. Open symbols: Baldissero; filled symbols: Lanzo. Squares = spinel-lherzolites; triangles = plagioclase-bearing lherzolites. Data from references 26, 27, 85, 86, 87, 88.

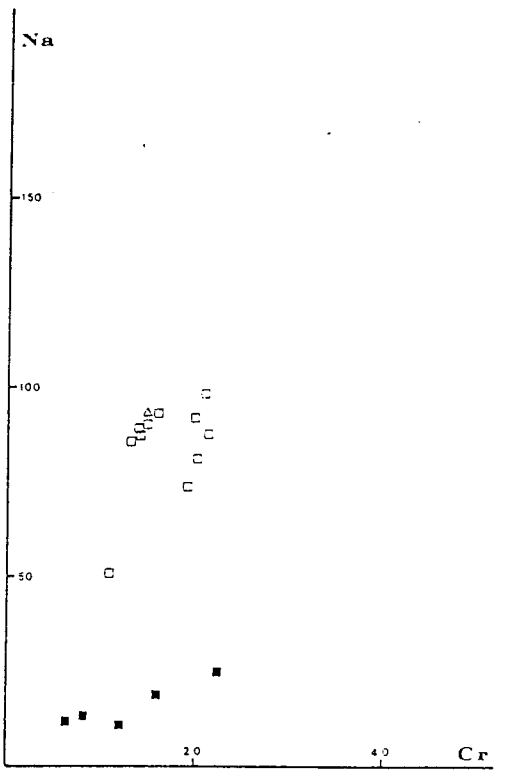


Fig. 4. Na-Cr diagram for clinopyroxenes from peridotites from the Alps. Open symbols: Balmuccia; filled symbols: Finero. Squares = spinel-lherzolites; triangles = harzburgite. Data from references 27, 28, 29, 87.

strongly depleted in jadeitic and Tschermak-type molecule and falls in the "sub-oceanic" field (Fig. 4); but its peridotite and associated gabbros are considered to be the products of fractional crystallization [29] and then this body should be considered separately. The clinopyroxenes from the Lanzo massif spread near the plagioclase-bearing peridotite field of Ronda, slightly more Na-rich than the clinopyroxenes in "sub-oceanic" peridotites.

The northern Appenines involve the western Ligurides (with the Voltri Group) and the eastern Ligurides divided into the Internal and External Ligurides. Peridotites in the Internal Ligurides should be more depleted than in the External Ligurides, the latter being suspected to have suffered an earlier rifting stage [30]; the Na-Cr plot for clinopyroxenes (Fig. 5) effectively defines two different areas, compositions in the Internal zone being close to the "sub-oceanic"

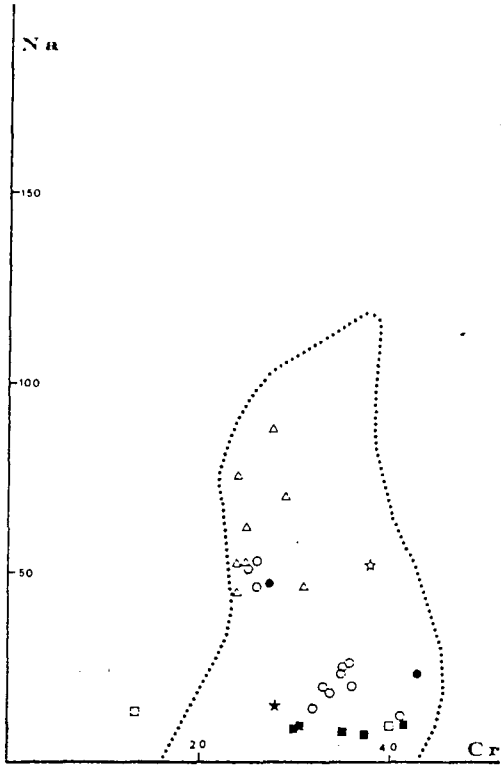


Fig. 5. Na-Cr diagram for clinopyroxenes from peridotites of northern Apennine ophiolites. Voltri Group: open circles = spinel-lherzolites; filled circles = pyroxenites. Internal Ligurides: open squares = plagioclase-bearing lherzolites; filled squares = websterites; filled star = average of clinopyroxene compositions [30]. External Ligurides : triangles = plagioclase-bearing lherzolites; open star = average of clinopyroxene compositions [30]. Other data from references 89, 90, 91, 92. Dotted line: Monte Maggiore clinopyroxene composition field (see Fig. 6).

field. In the Voltri Group, the clinopyroxenes from the Erro-Tobio massif plot in each of the two Ligurian fields.

The lherzolitic body at Monte Maggiore (Corsica) is described as the sole of a reconstructed ophiolitic pile which would represent old oceanic crust [31, 32]. It underwent syntectonic recrystallizations and a partial melting event during upwelling at an accreting plate boundary possibly in the vicinity of a heterogeneous ridge segment [33]. The field defined by the Na-Cr clinopyroxene plot covers the "sub-oceanic" domain and reachs the "sub-continental" spinel-lherzolite field. By comparison with the Alpine bodies considered above, the Monte Maggiore plot covers the whole area corresponding to Lanzo and both External and Internal Ligurides fields. It is not possible to point out any simple correlation in that massif between clinopyroxene compositions and modal proportions of the different samples: a clinopyroxene from a dunite presents the highest Na content, whereas a lherzolite and a pyroxenite are characterized by clinopyroxenes having the lowest Na contents, although these samples represent petrographically the best candidates for further melt extraction. On the other hand important differences may be observed for Na contents of clinopyroxene crystals in a single type of rock, either dunite or lherzolite; moreover, a positive correlation appears between Na and Cr in clinopyroxenes from a dunite (Fig. 6). The lherzolite sample exhibiting various

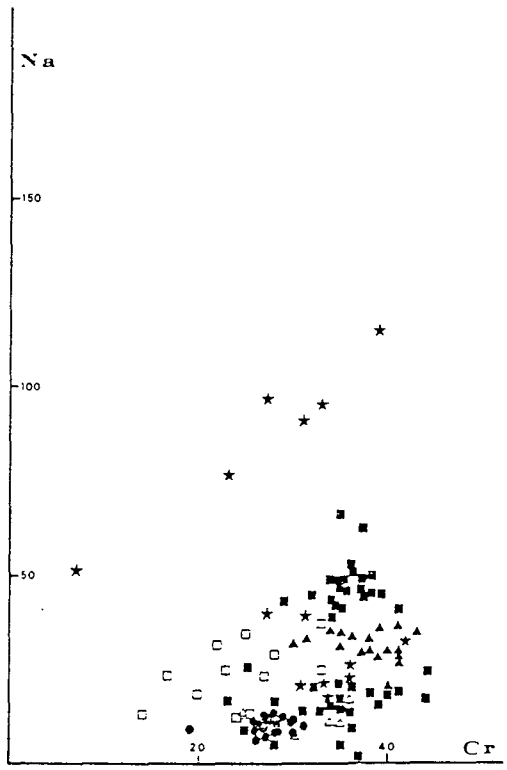


Fig. 6. Na-Cr diagram for clinopyroxenes from plagioclase-bearing peridotites at Monte Maggiore, Corsica (filled symbols). Open symbols: clinopyroxenes from other Corsican Massifs. Squares = lherzolites; circles = pyroxenites; triangles = harzburgites; stars = dunites. Data from reference 34.

high Na contents in clinopyroxene contains accessory phases like Ti-kaersutite, Ti-rich spinel and apatite which indicate the relative abundance of incompatible elements in the rocks. All of these petrographic and geochemical features are best interpreted by a metasomatic hypothesis [34]: fluids and liquids enriched in incompatible elements, migrating under tectonic control and trapped in some specific situations, may locally modify the mineralogy of the more or less refractory surrounding peridotites. The amphibole-bearing lherzolites at Caussou (French Pyrenees) could be another example of such a process [35]. Thus the compositions of the clinopyroxenes from the Monte Maggiore lherzolite may reflect both partial melting and metasomatism, perhaps during uprising of a mantle diapir in an oceanic accretion zone.

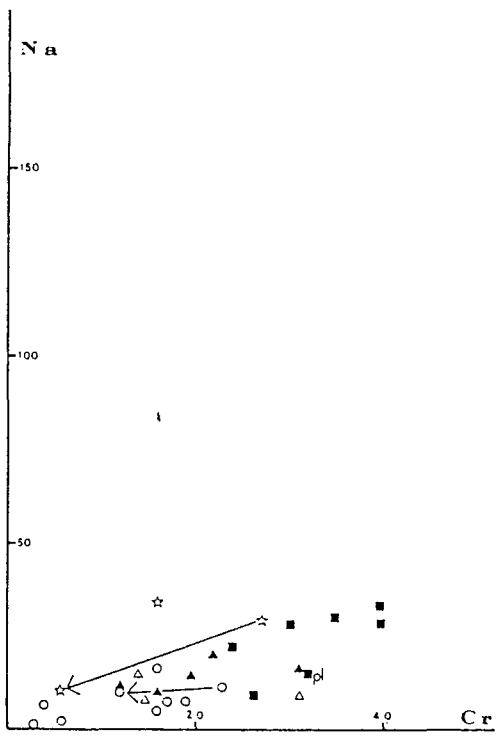


Fig. 7. Na-Cr diagram for clinopyroxenes from peridotites in the peri-Pacific ophiolite belt. Open symbols: New Zealand; filled symbols: New Caledonia. Squares = spinel-lherzolites except one point (*Pl*) representing a plagioclase-bearing lherzolite; triangles = harzburgites; circles = pyroxenites; stars = dunites. The arrows represent the core to rim zoning of clinopyroxene. Data from references 93, 94, 95.

4.2. Peridotites from the peri-Pacific ophiolitic belt

All analyzed clinopyroxenes from New Zealand and New Caledonian sheared ophiolitic peridotites plot in the "sub-oceanic" field (Fig. 7). The refractory samples, harzburgites and dunites, have clinopyroxenes which are Na- and especially Cr-poorer than those in the lherzolites from New Caledonia, the clinopyroxenes of which plot in the fields for the Internal Ligurides and some of the Corsican peridotites. As discussed below, this correlation, also exhibited by compositional changes between cores end rims, may be linked to a particular partial fusion event.

5. Behaviour of clinopyroxenes from inclusions in basaltic rocks

Ultramafic "nodules" are mostly present in alkali basalts and related rocks erupting in continental, circum-oceanic and oceanic regions [36]. They are generally classified in two groups more or less closely associated in the field: the wehrlite series generated by crystal accumulation from the host basalts, and the lherzolite series mainly representative of mantle rocks [37–39]. Only the latter group, essentially made of spinel-lherzolites and harzburgites with minor garnet-peridotites, will be considered here (Fig. 8).

5.1. Ultramafic "nodules" from oceanic areas

The clinopyroxenes from garnet-peridotite inclusions at Hawaii fall in the "sub-continental" field determined above, with high Na contents and no evidence of depletion features. Those of the xenoliths of spinel-harzburgites and lherzolites dredged near St. Paul Rock (Atlantic Ocean), supposed to be fragments of residual mantle unrelated to the host basanitoid [40], also fall in the "sub-continental" field or in the Na-rich part of the Monte Maggiore area, as do the clinopyroxenes from the ultramafic rocks of the Canary Islands [41] and of the ultramafic suite from Tahiti [42,43]. The existence of relatively Na-rich clinopyroxenes from such sub-oceanic peridotites may indicate that sub-oceanic mantle equilibrated in the spinel- or garnet-facies does not present every-

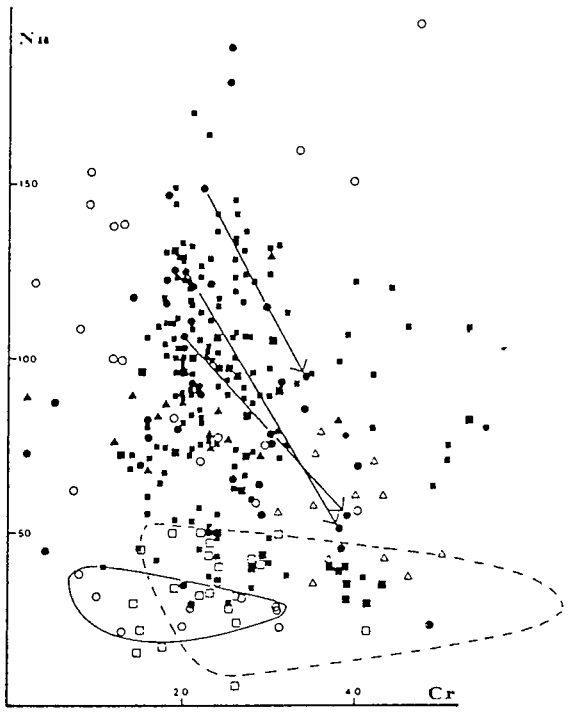


Fig. 8. Na-Cr diagram for clinopyroxenes from "nodules" in basaltic lavas. Open squares = island arcs; open circles = oceanic Islands; filled triangles = Kenya Rift system; open triangles = Assal Rift system; filled squares = French Massif Central; dots = other occurrences in continental alkali basalts. Solid line: envelope of compositions from Reunion Island [48,49,73]; dashes line: envelope of compositions from the Goss Pile area [47]. Data from references 38, 39, 41, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 59, 64, 73, 96, 97, 98, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 105, 106, 107, 108.

where a strongly depleted character. On the other hand xenoliths from Itinome Gata (Japan) a circum-oceanic area [44], exhibit Na-poor clinopyroxene sometimes plotting in the "sub-oceanic" area, although they may contain garnet.

5.2. Ultramafic "nodules" from continental areas

On the continents ultramafic xenoliths are known from extensional zones of rift systems and from alkaline basalt districts. Spinel-lherzolites from the Assab Rift have clinopyroxenes plotting around the "Lanzo area"; peridotites from the Tanzanian Rift, considered as cumulates [45], have clinopyroxenes richer in Na and poorer in Cr. Concerning the within-continental plates alkali basalts, their ultramafic inclusions have clinopyroxenes spreading widely in the Na-Cr diagram, plotting in the "sub-continental" as well as in the "sub-oceanic" fields and exceeding strongly these area limits towards low Na and low Cr contents. Some zoned clinopyroxenes, for instance from Alaska [46], present a Na-depleted and Cr-enriched rim (Fig. 8); this feature could be linked with partial melting events, even if that trend appears to be roughly parallel to the compositional evolution at Ronda for the mineralogical change from spinel to plagioclase facies; the scarcity of plagioclase-bearing ultramafic xenoliths does not allow one to establish this latter effect. Conversely, the large dispersion of the compositions suggests that partial melting is not the only effect to be taken into consideration; some of the "nodules" whose clinopyroxenes are both Na- and Cr-poor, could be related to early crystal segregation in basaltic melts, by comparison with some of the Goss Pile and Reunion xenoliths which are known to be cumulates in alkali or transitional basalts, respectively [47–49].

6. Behaviour of clinopyroxene from garnet-bearing inclusions in kimberlites

Amongst the peridotite "nodules" brought up to the surface in kimberlite diatremes, two main groups are generally recognised, according to their textures and geochemistry. The sheared nodules, representative of a slightly depleted mantle, show higher temperatures and pressures of equilibration than the more depleted granular peridotites [50]. They may have been affected by metasomatic events before their incorporation in the kimberlitic magma [51–54]. Beside these two groups of peridotites, the formation of "discrete nodules" resembling to the sheared ones is related to crystallization in early magmas [55, 56]. A cumulate origin is also proposed for some granular lherzolites [57].

The distribution of clinopyroxene compositions in the Na-Cr diagram is such that it may be classified into three main groups (Fig. 9). The discrete nodules have the lowest Cr contents in clinopyroxene, the granular the highest. Considering the Na contents of the rock-forming clinopyroxenes, depleted or undepleted mantle has broadly similar compositions.

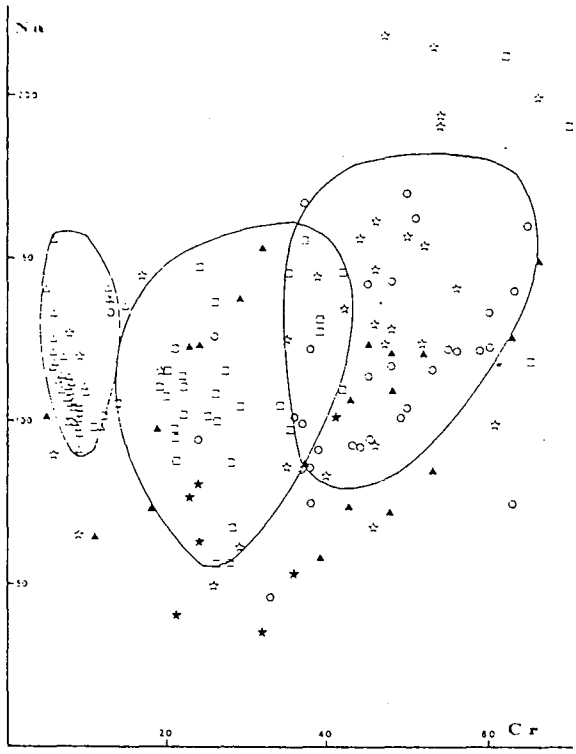


Fig. 9. Na-Cr diagram for clinopyroxenes from "nodules" in kimberlites. Open squares = sheared garnet-peridotites; open circles = granular garnet-peridotites; open stars = unclassified garnet-peridotites; filled stars = spinel-peridotites; open triangles = discrete nodules; filled triangles = other samples. Solid lines from left to right: envelopes of discrete nodules, sheared peridotites and granular peridotites, respectively. Data from references 45, 50, 53, 55, 58, 109, 110, 111, 112, 113, 114, 115, 116, 117, 118, 119, 120, 121, 122, 123.

Some of the granular rocks having Na- and Cr-rich clinopyroxenes may testify to a metasomatic event as does the Na-Cr correlation in clinopyroxenes from the inclusions in the Matsoku pipe [58].

The scarce spinel-lherzolite samples associated with the garnet-bearing rocks seem to have clinopyroxenes significantly poorer in Na.

7. Discussion

The above observations suggest that the variations in the Na and Cr contents of clinopyroxenes from four-phase peridotites depend on P and T conditions, mineral facies, partial melting, fractional crystallization and metasomatism, all playing their part in different geotectonic situations. The following discussion is an attempt to evaluate these different factors (Fig. 10).

P and T conditions. The axis along which clinopyroxene is enriched in jadeite-type (especially jadeite, kosmochlor and Jd_{50}-Ks_{50}) and Tschermak-type molecules are represented in the Na-Cr diagram (Fig. 10). As the stability of kosmochlor decreases with increasing pressures [11], this end-member may play a reduced part at high pressures, when Tschermak-type molecules may record chromium variations. This variation nearly horizontal in Fig. 10 is well displayed by the sheared and granular kimberlite nodules as well as by the nodules in alkali basalts and in the different massifs taken all together. Nevertheless, falling temperatures may also account for the decreasing solubility of Tschermak-type molecules [14].

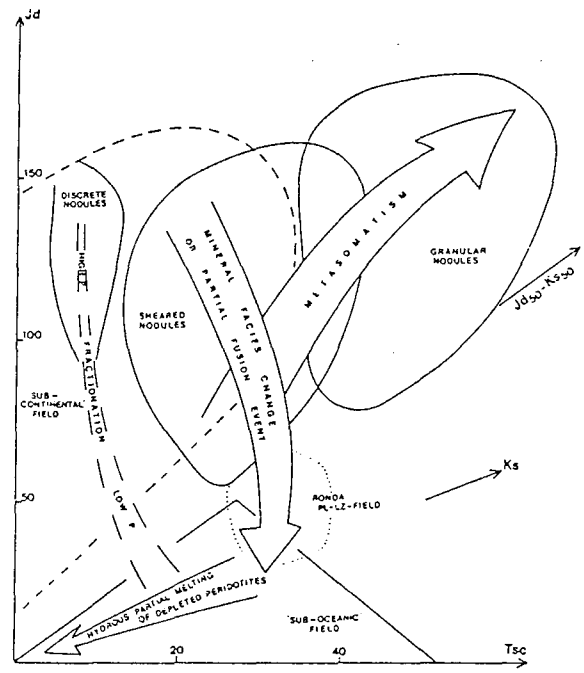


Fig. 10. Evolutionary trends of clinopyroxene composition in the Na-Cr diagram. Tsc: $CaCr_2SiO_6$; Ks: $NaCrSi_2O_6$; Jd: $NaAlSi_2O_6$; Jd_{50}-Ks_{50}: $Na_2AlCrSi_4O_{12}$. For discussion see text.

Mineral facies. As plagioclase is the accessory Na-rich and Cr-poor aluminous phase in the peridotites, the main variations of Na and Cr contents in associated clinopyroxenes appear to be at the transition between spinel- and plagioclase-lherzolite facies. When spinel- and garnet-peridotites are associated in some bodies or amongst ultramafic nodules, the Na and Cr contents of their clinopyroxenes do not present noticeable variations [59]. On the contrary a strong Na-depletion and clear Cr-enrichment are evident with the change from spinel- to plagioclase-bearing peridotites as in the Ronda massif.

Partial melting events. In almost every type of solid/liquid equilibration, Na enters preferentially into the liquid and Cr into the solid. Thus partial fusion in peridotites leads to an Na content decrease and a Cr content increase in the residual clinopyroxenes. In the Na-Cr diagram this evolution appears to be parallel to those of the spinel- to plagioclase-peridotite facies change (Fig. 10). From this observation, restricted partial melting events seem to have affected the "sub-continental" mantle. On the contrary extensional processes in rift zones as well as in oceanic areas seem to be the reason for the high depletion of the upper mantle, as in the Assab, Lanzo and ophiolitic peridotites. In oceanic areas the high geothermal gradient prevents garnet-bearing assemblages [60] and partial fusion may occur in garnet- and spinel-free rocks (Lesotho facies [15,61]) or in spinel-peridotites. The depleted mantle would be spinel- or plagioclase-lherzolites, more or less impoverished in clinopyroxene, rather than a harzburgitic body [22].

Another type of partial fusion event seems to be charactetized by decrease of both the Na and Cr contents of the residual clinopyroxenes, along the kosmochlor and possibly the Ca-Cr-Tschermak molecule lines. This appears by plotting the core to ring evolution in clinopyroxenes (Fig. 7). The entry of Cr into liquids (future source for the chromite deposits) during remelting of a depleted lherzolitic mantle [62] is favoured by a hydrous partial melting of an oceanic mantle above a subduction zone [63].

Crystal fractionation. The four-phase peridotitic associations are sometimes considered as representative of high-pressure crystal fractionation products in picritic melts rather than depleted mantle after partial fusion events [25,64]. Xenoliths at Goss Pile [47] and on the Reunion Island [48,49], rocks in the Finero massif [29], have been suggested to have such an origin, as have the discrete nodules in kimberlites [55]. The Cr content of the clinopyroxene is most generally low in high-pressure assemblages, but can be found much higher by low-pressure precipitation together with chromite (Goss Pile, Reunion). The Na content must be controlled by the pressure of crystallization (incorporation of jadeite) and/or by the oxygen fugacity (incorporation of acmite). The field of Na-Cr compositions for clinopyroxenes having such an origin must thus be at once roughly parallel to the Na-axis of the diagram, spreading from the discrete nodules to the Reunion areas (Fig. 9); it bends and becomes after roughly parallel to the Cr-axis (secondary strong subsolidus Cr enrichment of clinopyroxene side by side with chromite crystal have been observed in Reunion xenoliths). Some of the ultramafic inclusions from alkali basalts in the French Massif Central (and elsewhere?) have clinopyroxenes having compositions related to that field rather than to the depletion trend as represented in Fig. 10.

Metasomatism. All the petrological processes discussed above lead to Na content decreases in the residual products, with increasing or decreasing amounts of Cr, as the case may be. The positive correlation observed for Na and Cr contents in clinopyroxenes from some Corsican samples and kimberlite nodules needs another explanation taking into account *enrichments* in jadeite and/or kosmochlor molecules, in so far as the products believed to be the more depleted have also the most Na- and Cr-rich clinopyroxenes (granular nodules in kimberlites, some of the Corsican dunites). As Na and Al show affinities for the liquids, the observed jadeite enrichment may be due to local metasomatism of various kinds of peridotites at different pressures. Secondary enrichment in kosmochlor as in Corsica may occur at lower pressures than jadeite enrichment in kimberlite nodules. Alkali and incompatible element-rich liquids may locally invade more or less depleted ultramafic upper mantle along well-defined planes [34]. The veining liquids which petrographically and geochemically modify the surrounding rocks would be responsible

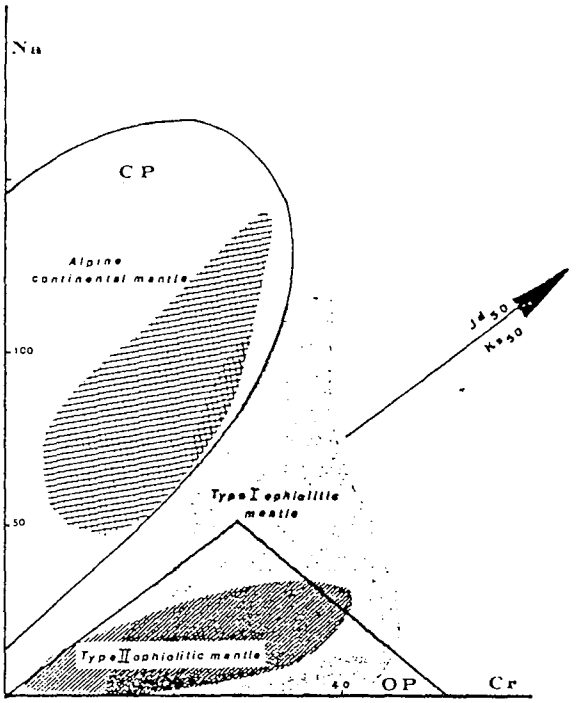


Fig. 11. Respective fields of ophiolitic (dotted and hachured areas) and alpine mantle (cross ruled area). Envelopes of "sub-oceanic" (*OP*) and "sub-continental" (*CP*) peridotites as in Fig. 2. For discussion see text.

for some heterogeneity. This process may easily occur in mantle fragments ascending as nodules in alkali-rich basalt [46] and kimberlites [65]. In oceanic rocks it is to be expected rather in anomalous ridge segments and in transform fault zones, where alkali basalts are known [66,33]. It is unexpected or scarce in the large massifs from continental areas, where partial fusion is limited, and in peridotites from some "type II ophiolites" [67] associated with liquids strongly impoverished in incompatible elements.

8. Conclusion

The observations and discussion above lead to the conclusion that Cr and Na contents in clinopyroxenes from four-phase peridotites appear to be controlled by various petrological mechanisms and, therefore, it is generally difficult to draw any unique interpretation from the observed values. Nevertheless, some points can be emphasized.

(1) Being much poorer in Na, clinopyroxenes from "sub-oceanic" peridotites plot in an area almost completely separated from the "sub-continental" clinopyroxene field. Because both type of peridotites are mainly equilibrated in the spinel-lherzolite facies, this clear discrepancy is better explained by different degrees of depletion related to the geotectonic setting: thus the Na-Cr discriminant diagram allows one to distinguish between peridotites having suffered extensive partial melting in an oceanic environment and poorly depleted rocks from the bottom of the continental crust. This is not actually in good agreement with information drawn from the Rb-Sr contents in peridotites and their clinopyroxenes [68], according to which sub-continental and sub-oceanic mantle may have suffered the same kind of evolution. Even if the "sub-continental" peridotites do suffer single [23,24] or manifold [69] partial melting events, the amounts of liquids produced seem to have been much smaller than the volume extracted from peridotites considered here as belonging to the "sub-oceanic" mantle.

(2) Sheared peridotites having clinopyroxenes with "sub-oceanic" characters are also found in rift systems and in ophiolitic piles. In this latter case clinopyroxenes in peridotites from type I and type II ophiolites [67] occupy two different overlapping fields characterized by negative and positive Na-Cr correlations, respectively (Fig. 11). Type I ophiolites could be explained by a more or less advanced stage of rifting; some relatively Na-rich clinopyroxenes plot in the plagio-clase-bearing field of the "sub-continental" mantle which could be regarded here as the edge of the continental margin at the time of the extension. Clinopyroxenes in peridotites from type II ophiolites exhibit a stronger overall Na depletion, characteristic of two main partial fusion events at least, the last one showing a Cr-depletion trend [70]. This behaviour is compatible with the generation of type II ophiolites in active continental margin systems, where the depleted sub-oceanic mantle may rise as diapirs [71].

(3) On the basis of the Na and Cr contents of their clinopyroxenes, some of the ultramafic nodules in basalts and kimberlites could be interpreted as early fractionation products in basic melts. They nevertheless appear to be commonly more or less depleted

fragments of peridotitic mantle, having sometimes suffered metasomatism. The striking fact is that the clinopyroxenes from nodules in basaltic rocks completely overlap whatever their origin, from oceanic or continental environments. It suggests sampling at rather different (deeper?) levels than those from which the ultramafic bodies came from, either in continental or in oceanic areas.

Acknowledgements

This work was supported by the C.N.R.S. and the A.T.P. "Geodynamique" from the I.N.A.G. New microprobe data were performed by using the CAMEBAX of the "Service commun de microanalyse de Nancy-Strasbourg-Besançon". Critical comments of the manuscripts have been given by Drs. W.L. Brown, M.J. O'Hara, G. Rocci and D. Velde.

References

1 C.S. Ross, M.D. Foster and A.T. Myers, Origin of dunites and olivine-rich inclusions in basaltic rocks, Am. Mineral. 39 (1954) 693–737.
2 W.P. De Roever, Sind die Alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale?, Geol. Rundsch. 46 (1957) 137–146.
3 J.F. Dewey and J.M. Bird, Mountain Belts and the new global tectonics, J. Geophys. Res. 75 (1970) 2625–2647.
4 G. Boillot, S. Grimaud, A. Mauffret, D. Mougenot, J. Kornprobst, J. Mergoil-Daniel and G. Torrent, Ocean-continent boundary off the Iberian Margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Bank, Earth Planet. Sci. Lett. 48 (1980) 23–34.
5 W.G. Melson and A.R. Thompson, Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segments, Philos. Trans. R. Soc. London 268 (1971) 423–441.
6 E. Bonatti, J. Honnorez and G. Ferrara, Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge, Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 268 (1971) 385–402.
7 E. Bonatti, Serpentinite protrusions in the oceanic crust, Earth Planet. Sci. Lett. 32 (1976) 107–113.
8 A. Nicolas and E.D. Jackson, Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée: implications tectoniques, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 52 (1972) 479–495.
9 I. Abs-Wurmbach and A. Neuhaus, Das System $NaAlSi_2O_6$ (Jadeit)–$NaCrSi_2O_6$ (Kosmochlor) im Druckbereich von 1 bar bis 25 kb bei 800°C, Neues Jahrb. Mineral. Abh. 127 (1976) 213–241.
10 K. Ikeda and K. Yagi, Synthesis of kosmochlor and phase equilibria in the join $CaMgSi_2O_6$-$NaCrSi_2O_6$, Contrib. Mineral. Petrol. 36 (1972) 63–72.
11 J.J. Vredevoogt and W.C. Forbes, The system diopside-ureyite at 20 kb, Contrib. Mineral. Petrol. 52 (1975) 147–156.
12 J.S. Dickey Jr., H.S. Yoder Jr. and J.F. Schairer, Chromium in silicate-oxide systems, Carnegie Inst. Washington Yearb. 70 (1971) 118–122.
13 K. Ikeda and K. Yagi, Experimental study on the phase equilibria in the join $CaMgSi_2O_6$-$CaCrCrSiO_6$ with special reference to the blus diopside, Contrib. Mineral. Petrol. 61 (1977) 91–106.
14 C.T. Herzberg and N.A. Chapman, Clinopyroxene geothermometry of spinel-lherzolites, Am. Mineral. 61 (1976) 626–637.
15 M.J. O'Hara, Mineral facies in ultrabasic rocks, in: Ultramafic and Related Rocks, P.J. Wyllie, ed. (Wiley, New York, N.Y., 1967) 7–18.
16 C. Herzberg, The plagioclase-lherzolite to spinel-lherzolite facies boundary, its bearing on corona structure formation and tectonic history in the Norvegian Caledonides, Prog. Exp. Petrol. 6 (1976) 233–235.
17 J. Didon, M. Durand-Delga and J. Kornprobst, Homologies géologiques entre les deux rives du Détroit de Gibraltar, Bull. Soc. Géol. Fr. 15 (1973) 77–105.
18 M. Darot, Méthodes d'analyse structurale et cinématique. Application à l'étude du massif ultrabasique de la Sierra Bermeja (Serrania de Ronda, Andalousie, Espagne), Thèse 3ème Cycle, Nantes (1973).
19 M. Obata, Petrology and petrogenesis of the Ronda high-temperature peridotite intrusion, Southern Spain, Ph.D. Thesis, M.I.T., Cambridge, Mass. (1977).
20 J. Kornprobst, Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif, Notes Mém. Serv. Géol. Maroc 251 (1971) 74.
21 J. Kornprobst, Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-rifain: arguments tirés de l'étude des détritus observés dans les sédiments paléozoïques, Bull. Soc. Géol. Fr. 18 (1976) 607–618.
22 P.R. Hamlyn and E. Bonatti, Petrology of mantle-derived ultramafics from the Owen fracture zone, northwest Indian Ocean: implications for the nature of the oceanic upper mantle, Earth Planet. Sci. Lett. 48 (1980) 65–79.
23 J. Kornprobst, Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif Interne, Maroc): Etude des péridotites de haute température et de haute pression, et des pyroxénolites, à grenat ou sans grenat, qui leur sont associées, Contrib. Mineral. Petrol. 23 (1969) 283–322.
24 J.S. Dickey Jr., Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serrania de la Ronda and other examples, Mineral. Soc. Am. Spec. Paper 3 (1970) 33–49.
25 F. Conquéré, Pétrologie des complexes ultramafiques de l'Ariège, Thèse d'Etat, Paris (1978).
26 F. Boudier, Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif, Geol. Soc. Am. Bull. 89 (1978) 1574–1591.

27 G. Lensch, Die Ultramafitite der Zone von Ivrea, Ann. Univ. Saraviensis 9 (1971) 5–146.
28 J.W. Shervais, Thermal emplacement model for the alpine lherzolite massif at Balmuccia, Italy, J. Petrol. 20 (1979) 795–820.
29 R.G. Cawthorn, The amphibole peridotite-metagabbro complex, Finero, Northern Italy, J. Geol. 83 (1975) 437–454.
30 L. Beccaluva, G.B. Piccardo and G. Serri, Petrology of Northern Apennine ophiolites and comparison with other tethyan ophiolites, Int. Ophiolite Symp., Cyprus, 1980 (in press).
31 D. Ohnenstetter and M. Ohnenstetter, Modèle de fonctionnement d'une ride médio-océanique à partir de l'étude pétrologique des ophiolites corses, Bull. Soc. Géol. Fr. 18 (1976) 889–894.
32 M. Jackson and M. Ohnenstetter, Peridotite and gabbroic structures in the Monte Maggiore massif, Alpine Corsica (submitted to J. Geol.).
33 M. Ohnenstetter and D. Ohnenstetter, Ophiolitic sequences in Corsica, Ofioliti, Spec. Issue 1 (1980) 53–58.
34 M. Ohnenstetter, work in progress.
35 F. Conquéré, La lherzolite à amphibole du gisement de Caussou (Ariège, France), Contrib. Mineral. Petrol. 30 (1971) 296–313.
36 R.B. Forbes and H. Kuno, Peridotite inclusions and basaltic host rocks, in: Upper Mantle Symposium, New Delhi 1964, Int. Union Geol. Sci., Copenhagen (1965) 161–179.
37 R.W. White, Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii, Contrib. Mineral. Petrol. 12 (1966) 245–314.
38 K.I. Aoki and I. Kushiro, Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel, Contrib. Mineral. Petrol. 18 (1968) 326–337.
39 H. Kuno, Mafic and ultramafic nodules in basaltic rocks of Hawaii, Geol. Soc. Am. Mem. 115 (1969) 189–234.
40 J.M. Sinton, Ultramafic inclusions and high pressure xenocrysts in submarine basanitoid, Equatorial Mid-Atlantic Ridge, Contrib. Mineral. Petrol. 70 (1979) 49–57.
41 M. Munoz and J. Sagredo, Clinopyroxenes as geobarometric indicators in mafic and ultramafic rocks from Canary Islands, Contrib. Mineral. Petrol. 44 (1974) 139–147.
42 R.J. Tracy, Petrology and genetic significance of an ultramafic xenolith suite from Tahiti, Earth Planet. Sci. Lett. 48 (1980) 80–96.
43 E. Berger, personal communication.
44 H. Kuno and K.I. Aoki, Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas, Phys. Earth Planet. Inter. 3 (1970) 273–301.
45 J.B. Dawson and J.V. Smith, Alkalic pyroxenite xenoliths from the Lashaine volcano, northern Tanzania, J. Petrol. 14 (1973) 113–132.
46 D.M. Francis, The origin of amphibole in lherzolite xenoliths from Nunivak Island, Alaska, J. Petrol. 17 (1976) 357–378.
47 A.D.T. Goode and A.C. Moore, High pressure crystallization of the Ewavara, Kaka and Gosse Pile intrusions, Contrib. Mineral. Petrol. 51 (1975) 77–98.
48 J. Babkine, F. Conquéré and J.C. Vilminot, Nodules de péridotites et cumulats d'olivine, Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr. 89 (1966) 262–268.
49 B.G.J. Upton and W.J. Wadsworth, Peridotitic and gabbroic rocks associated with the shield-forming lavas of Reunion, Contrib. Mineral. Petrol. 35 (1972) 139–158.
50 P.H. Nixon and F.R. Boyd, Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlites, in: Lesotho Kimberlites, P.H. Nixon, ed. (Lesotho Nat. Dev. Corp., 1973) 48–56.
51 F.E. Lloyd and D.K. Bailey, Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and the consequences, in: Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 9, L.H. Ahrens et al., eds. (Pergamon, Oxford, 1975) 389–416.
52 B. Harte, K.G. Cox and J.J. Gurney, Petrography and geological history of upper mantle xenoliths from the Matsoku kimberlite pipe, in: Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 9, L.H. Ahrens et al., eds. (Pergamon, Oxford, 1975) 477–506.
53 J.J. Gurney, B. Harte and K.G. Cox, Mantle xenoliths in the Matsoku kimberlite pipe, in: Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 9, L.H. Ahrens et al., eds. (Pergamon, Oxford, 1975) 507–523.
54 N. Shimizu, Geochemistry of ultramafic inclusions from Salt Lake Crater, Hawaii and from southern African kimberlites, in: Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 9, L.H. Ahrens et al., eds. (Pergamon, Oxford, 1975) 655–669.
55 P.H. Nixon and F.R. Boyd, The discrete nodule association in kimberlites from Northern Lesotho, in: Lesotho Kimberlites, P.H. Nixon ed. (Lesotho Nat. Dev. Corp., 1973) 67–75.
56 D.R. Barret, The genesis of kimberlites and associated rocks: strontium isotopic evidence, in: Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 9, L.H. Ahrens et al., eds. (Pergamon, Oxford, 1975) 637–653.
57 N. Shimizu and C.J. Allègre, Geochemistry of transition elements in garnet lherzolite nodules in kimberlites, Contrib. Mineral. Petrol. 67 (1978) 41–50.
58 K.G. Cox, J.J. Gurney and B. Harte, Xenoliths from the Matsoku Pipe, in: Lesotho Kimberlites, P.H. Nixon, ed. (Lesotho Nat. Dev. Corp., 1973) 76–100.
59 K.I. Aoki and I. Shiba, Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-Gata, Japan, Lithos 6 (1973) 41–51.
60 M.J. O'Hara, S.W. Richardson and G. Wilson, Garnet-peridotite stability and occurrence in crust and mantle, Contrib. Mineral. Petrol. 32 (1971) 48–68.
61 M.J. O'Hara, The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks, Earth Sci. Rev. 4 (1968) 69–133.
62 R.A. Duncan and D.H. Green, Role of multistage melting in the formation of oceanic crust, Geology 8 (1980) 22–26.

63 S.S. Sun and R.W. Nesbitt, Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts, Geology 6 (1978) 689–693.
64 E. Berger, The role on partial melting of mantle diapirism, CO_2 and H_2O from the study of lherzolite nodules of intracontinental alkali basalts: example of the French Massif Central, in: Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 11, L.H. Ahrens, ed. (Pergamon, Oxford, 1979) 619–629.
65 A.L. Boettcher, J.R. O'Neil, K.E. Windom, D.C. Stewart and H.G. Wilshire, Metasomatism and the genesis of kimberlite and alkali basalts, Ext. Abstr. 2nd Int. Kimberlite Conf., N.M. (1977).
66 D.A. Wood, A variably veined suboceanic upper mantle: genetic significance for Mid-Ocean Ridge basalts from geochemical evidence, Geology 7 (1979) 499–503.
67 G. Rocci, D. Ohnenstetter and M. Ohnenstetter, The duality of Tethyan ophiolites, Pétrologie 1 (1975) 172–174.
68 M. Polvé and C.J. Allègre, Orogenic lherzolite complexes studied by ^{87}Rb-^{87}Sr: a clue to understand the mantle convection processes?, Earth Planet. Sci. Lett. 51 (1980) 71–93.
69 M. Loubet and C.J. Allègre, Trace element studies in the Alpine type peridotite of Beni Bousera (Morocco), Geochem. J. (1979) 67–73.
70 D. Ohnenstetter, M. Ohnenstetter, A Paupy and G. Rocci, La diversité des ophiolites: importance de la nature du fractionnement et conséquences métallogéniques, in: Facteurs Contrôlant les Minéralisations Sulfurées de Nickel, Besson ed., Mém. BRGM 97 (1979) 47–61.
71 E.R. Oxburgh and E.M. Parmentier, Compositional and density stratification in oceanic lithosphere; causes and consequences, J. Geol. Soc. Am. 133 (1977) 343–345.
72 W. Schubert, Reaktionen im alpinotypen Peridotitmassiv von Ronda (Spanien) und seinen partiellen Schmelzprodukten, Contrib. Mineral. Petrol. 62 (1977) 205–220.
73 J. Kornprobst, unpublished data.
74 F. Conquéré, Les pyroxénolites à amphibole et les amphibolites associées aux lherzolites du gisement de Lherz (Ariège, France): un exemple du role de l'eau au cours de la cristallisation fractionnée des liquides issus de la fusion partielle des lherzolites, Contrib. Mineral. Petrol. 33 (1971) 32–61.
75 F. Conquéré, Pétrologie des pyroxénites litées dans les complexes ultramafiques de l'Ariège (France) et autres gisements de lherzolites à spinelle. Compositions minéralogiques et chimiques, évolution des conditions d'équilibre des pyroxénites, Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr. 100 (1977) 42–80.
76 M.J. O'Hara, M.J. Saunders and E.L.P. Mercy, Garnet-peridotite, primary ultrabasic magma and eclogite; interpretation of upper mantle processes in kimberlite, in: Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 9, L.H. Ahrens et al., eds. (Pergamon, Oxford, 1975) 571–604.
77 F.N. Hodges and J.J. Papike, DSDP Site 334: magmatic cumulates from oceanic Layer 3, J. Geophys. Res. 81 (1976) 4135–4151.
78 F.N. Hodges and J.J. Papike, Petrology of basalts, gabbros and peridotites from DSDP Leg 37, in: F. Aumento et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 37 (1977) 711–719.
79 S. Arai and T. Fujii, Petrology of ultramafic rocks from site 395, in: F. Aumento et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 37 (1977) 587–594.
80 M. Prinz, K. Keil, J.A. Green, A.M. Reid, E. Bonatti and J. Honnorez, Ultramafic and mafic dredge samples from the Equatorial Mid-Atlantic ridge and fracture zones: J. Geophys. Res. 81 (1976) 4087–4131.
81 D.B. Clarke and H. Loubat, Mineral analyses from the peridotite-gabbro-basalt complex at Site 334, DSDP Leg 37, in: F. Aumento et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 37 (1977) 847–855.
82 R.F. Symes, J.C. Bevan and R. Hutchinson, Phase chemistry studies on gabbro and peridotite rocks from site 334, DSDP Leg 37, in: F. Aumento et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 37 (1977) 841–845.
83 E. Bonatti and P.R. Hamlyn, Mantle uplifted block in the western Indian Ocean, Science 201 (1978) 249–251.
84 J.M. Sinton, Petrology of (Alpine-type) peridotites from site 395, DSDP Leg 45, in: F. Aumento et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 37 (1977) 595–601.
85 D. Ohnenstetter and M. Ohnenstetter, unpublished data.
86 F. Boudier, Le Massif lherzolitique de Lanzo (Alpes piémontaises). Etude structurale et pétrologique. Thèse d'Etat, Nantes (1976).
87 W.G. Ernst, Petrochemical study of lherzolitic rocks from the Western Alps, J. Petrol. 19 (1978) 341–392.
88 F. Etienne, La lherzolite rubanée de Baldissero Canavese (Piémont, Italie). Essai d'analyse structurale et de pétrogenèse, Thèse 3ème Cycle, Nancy (1971).
89 G.B. Piccardo, Petrologia del massiccio lherzolitico di Suvero (La Spezia), Ofioliti 1 (1976) 279–317.
90 J.Y. Cottin, L'association ultramafique-mafique de la région du Bracco (Apennin Ligure, Italie), Thèse 3ème Cycle, Paris 7 (1978).
91 W.G. Ernst and G.B. Piccardo, Petrogenesis of some Ligurian peridotites, I. Mineral and bulk-rock chemistry, Geochim. Cosmochim. Acta 43 (1979) 219–237.
92 F. Cimmino, B. Messiga, G.B. Piccardo and O. Zeda, Titanian clinohumite-bearing assemblages within antigoric serpentinites of the Voltri massif (western Liguria): inferences on the geodynamic evolution of Piemontaise ultramafic section, Ofioliti 4 (1979) 97–119.
93 G.A. Challis, The origin of New Zealand ultramafic intrusions, J. Petrol. 6 (1965) 322–394.
94 J.M. Sinton, Equilibration history of the basal alpine-type peridotite, Red Mountain, New Zealand, J. Petrol. 18 (1977) 216–246.
95 J. Moutte, Le massif de Tiébaghi, Nouvelle Calédonie, et ses gîtes de chromite, Thèse Dr. Ing., ENSP (1979).

96 M.H. Beeson and E.D. Jackson, Origin of the garnet pyroxenite xenoliths at Salt Lake Crater, Oahu, Mineral. Soc. Am. Spec. Paper 3 (1970) 95–112.
97 R. Varne, Hornblende lherzolite and the Upper mantle, Contrib. Mineral. Petrol. 27 (1970) 45–51.
98 K. Suwa, Y. Yusa and N. Kishida, Petrology of peridotite nodules from Ndonyuc Olnchoro, Samburu district, Central Kenya, in: Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 9, L.H. Ahrens et al., eds. (Pergamon, Oxford, 1975) 273–286.
99 R. Hutchinson, A.L. Chambers, D.K. Paul and P.J. Harris, Chemical variation amongst French ultramafic xenoliths – evidence for a heterogeneous upper mantle, Mineral. Mag. 40 (1975) 153–170.
100 J.F.G. Wilkinson, An Al-spinel ultramafic inclusion suite and high pressure megacrysts in an analcimite and their bearing on basaltic magma fractionation at elevated pressures, Contrib. Mineral. Petrol. 53 (1975) 71–104.
101 A.R. Basu, Hot-spots, mantle plumes and a model for the origin of ultramafic xenoliths in alkali basalts, Earth Planet. Sci. Lett. 28 (1975) 261–274.
102 J.N. Ludden, The mineral chemistry and origin of xenoliths from the lavas of Anjouan, Comores Archipelago, western Indian Ocean, Contrib. Mineral. Petrol. 64 (1977) 91–107.
103 E. Berger, Origine cumulative des enclaves de péridotites à structure poecilitique et tabulaire à gros grains, comparaison avec les tectonites. Conséquences sur l'interprétation de la structure du manteau supérieur; ses relations avec la croûte inférieure et l'origine des basaltes alcalins, Bull. Minéral. 101 (1978) 506–514.
104 C.H. Donaldson, Petrology of the uppermost upper mantle deduced from spinel-lherzolite and harzburgite nodules at Calton Hill, Derbyshire, Contrib. Mineral. Petrol. 65 (1978) 363–377.
105 R.B. Faerseth, Mantle-derived lherzolite xenoliths and megacrysts from Permo-Triassic dykes, Sunnhordland, western Norway, Lithos 11 (1978) 23–85.
106 R.V. Fodor, Ultramafic and mafic inclusions and megacrysts in Pliocene basalt, Black Range, New Mexico, Geol. Soc. Am. Bull. 89 (1978) 451–459.
107 G. Ottonello, G.B. Piccardo, A. Mazzucotelli and F. Cimmino, Clinopyroxene-orthopyroxene major and rare earth elements partitioning in spinel peridotite xenoliths from Assab (Ethiopia), Geochim. Cosmochim. Acta 42 (1978) 1817–1828.
108 P. Coisy, Structure et chimisme des péridotites en enclaves dans les basaltes du Massif Central. Modèles géodynamiques du manteau supérieur, Thèse 3ème Cycle, Nantes (1977).
109 M.J. O'Hara and E.L.P. Mercy, Eclogite, peridotite and pyrope from the Navajo country, Arizona and New Mexico, Am. Mineral. 51 (1966) 336–352.
110 F.R. Boyd and P.H. Nixon, Origins of the ultramafic nodules from some kimberlites of northern Lesotho and the Monastery mine, South Africa, in: Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 9, L.H. Ahrens et al., eds. (Pergamon, Oxford, 1975) 431–454.
111 A.G. Bloomer and P.H. Nixon, The Geology of the Latseng-la-Tera, in: Lesotho Kimberlites, P.H. Nixon, ed. (Lesotho Nat. Dev. Corp., 1973) 20–36.
112 C.H. Emeleus and J.R. Andrews, Mineralogy and Petrology of kimberlite dyke and sheet intrusions and included peridotite xenoliths from south-west Greenland, in: Physics and Chemistry of the Earth. Vol. 9, L.H. Ahrens et al., eds. (Pergamon, Oxford, 1975) 179–197.
113 B.C. Hearn and F.R. Boyd, Garnet peridotite xenoliths in a Montana, U.S.A., kimberlite, in: Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 9, L.H. Ahrens et al., eds. (Pergamon, Oxford, 1975) 247–255.
114 M.E. McCallum, D.H. Eggler and L.K. Burns, Kimberlitic diatremes in northern Colorado and southern Wyoming, in: Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 9, L.H. Ahrens et al., eds. (Pergamon, Oxford, 1975) 149–161.
115 R.H. Mitchell, Ultramafic xenoliths from the Elvin Bay kimberlite: the first Canadian paleogeotherm, Can. J. Sci. 14 (1977) 1202–1210.
116 P.H. Nixon and F.R. Boyd, Carbonated ultrabasic nodules from Sekameng, in: Lesotho Kimberlites, P.H. Nixon, ed. (Lesotho Nat. Dev. Corp., 1973) 190–196.
117 D.G. Rolfe, The geology of the Kao kimberlite pipes, in: Lesotho Kimberlites, P.H. Nixon, ed. (Lesotho Nat. Dev. Corp., 1973) 101–109.
118 F.R. Boyd, Ultramafic nodules from the Frank Smith kimberlite pipe, South Africa, Carnegie Inst. Washington Yearb. 73 (1974) 285–294.
119 F.R. Boyd and R.V. Danchin, Discrete nodules from the Arthur De Paiva kimberlite, Angola, Carnegie Inst. Washington Yearb. 73 (1974) 278–282.
120 F.R. Boyd and L.W. Finger, Homogeneity of minerals in mantle rocks from Lesotho, Carnegie Inst. Washington Yearb. 74 (1975) 519–525.
121 V.S. Sobolev, N.V. Sobolev and Yu.G. Laurent'ev, Chrome-rich clinopyroxenes from the kimberlites at Yakutia, Neues Jahrb. Mineral. Abh. 123 (1969) 213–218.
122 R.V. Danchin and F.R. Boyd, Ultramafic nodules from the Premier kimberlite Pipe, South Africa, Carnegie Inst. Washington Yearb. 75 (1976) 531–538.
123 F.R. Boyd, T. Fujii and R.V. Danchin, A non-inflected geotherm for the Udachnaya kimberlite pipe, USSR, Carnegie Inst. Washington Yearb. 75 (1976) 523–531.

Earth and Planetary Science Letters, 60 (1982) 455–459
Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam – Printed in The Netherlands

[5]

"Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discriminant between 'sub-continental' and 'sub-oceanic' mantle"—a reply to G. Sen

Jacques Kornprobst [1], D. Ohnenstetter [2] and M. Ohnenstetter [2]

[1] *Département de Géologie, L.A. 10 et I.O.P.G., 5, rue Kessler, 63000 Clermont Ferrand Cedex (France)*
[2] *Laboratoire de Pétrologie, E.R.A. 806, B.P. 239, 54506 Vandoeuvre les Nancy (France)*

Received July 8, 1982

In a previous paper [1] a discrimination diagram based on the Na and Cr contents of clinopyroxenes was proposed to distinguish "sub-continental" mantle peridotites from dredged and cored oceanic peridotites. The positions of clinopyroxenes from some Alpine massifs, from nodules in basalts and kimberlites were also considered with respect to this diagram. The reliability of the diagram as well as some of the conclusions of the paper were disputed by Sen [2] mainly on the basis of oceanic sampling and clinopyroxene compositions in xenoliths from Hawaii, Tahiti and Kilbourne Hole, New Mexico. Nevertheless, Sen emphasized the main results of our paper, that is: (a) mantle peridotites (bodies) suffered different histories linked to their assumed geotectonic environment, (b) clinopyroxenes from xenoliths in alkali basalts do not show significant differences in the diagram, whatever their origin (oceanic islands or continental districts).

1. Comments on the establishment of the Na-Cr diagram

Sen [2] raised several problems mainly concerning the establishment of the discriminant diagram. In the present case, we have plotted Na-Cr contents of clinopyroxenes from mantle peridotites associated with high-grade metamorphic rocks and peridotites from oceanic areas. In both cases a choice was made only on the basis of the geotectonic setting. Consequently, petrogenetic considerations (such as degree of partial fusion, fractionation and recrystallization processes) were not taken in account at this stage of the work. The only hypothesis was that all the peridotites were assumed to be mantle rocks. As most of the data were taken from the literature, the origin of some samples can be debated.

2. Discussion of the origin of oceanic mantle peridotites

Sen [2] criticized the samples chosen to define the oceanic field, mentioning the cumulate of residual mantle origin of some peridotites dredged or cored from the ocean, especially for Leg 37 data. Oceanic peridotites are generally considered to be mantle fragments [3–10] having suffered more or less partial fusion. Nevertheless, a cumulate origin was not discarded [7,9,11–15]. Sometimes both hypotheses have been proposed for the same samples. Similarly a magmatic origin has been suggested [16] instead of a tectonic one for the banded ultramafites in continental massifs. It was not the aim of this paper to determine the cumulate or residual origin of peridotites, either in oceanic or in continental environments. The structural criteria advocated by Sen: "textural and mineral chemical evidence of deformation, recrys-

0012-821X/82/0000–0000/$02.75 © 1982 Elsevier Scientific Publishing Company

tallization and partial fusion" to decide that ultramafic rocks are residual mantle samples rather than cumulates is insufficient and not acceptable, especially for samples whose field relationships are unknown. Moreover, the study of ophiolitic cumulates and layer 2 from the ocean has revealed that shear planes and strong deformation occur at low pressure in samples crystallized in a magma chamber [17]. On the contrary, numerous mantle ultramafites from the ocean are coarse grained and only slightly deformed in agreement with their protogranular textures [9,18], as for example samples from DSDP Leg 45 [8,10]. It may be noted that Leg 37 samples [14,19] are also only slightly deformed. Because of the difficulty of determining the origin of oceanic peridotites, all the clinopyroxenes from dredged and cored ultramafics were used, whatever their supposed origin. As suggested by Sen [2] we may discuss the origin and importance of Leg 37 samples to establish the Na-Cr diagram. The intrusives from site 334 belong to a "mélange" [20] made up of breccias with gabbro and peridotite clasts in a nannofossil foraminiferal ooze matrix interlayered with plutonic rocks. Eight clinopyroxenes from peridotites analyzed by Hodges and Papike [12,13], Clarke and Loubat [14], Symes et al. [15] were taken from three sections of the drill core: 22-2 (61–63, 70–75, 80–82 cm); 23-1 (46–54 cm); and 26-1 (20–22 cm). On the basis of textural and mineralogical

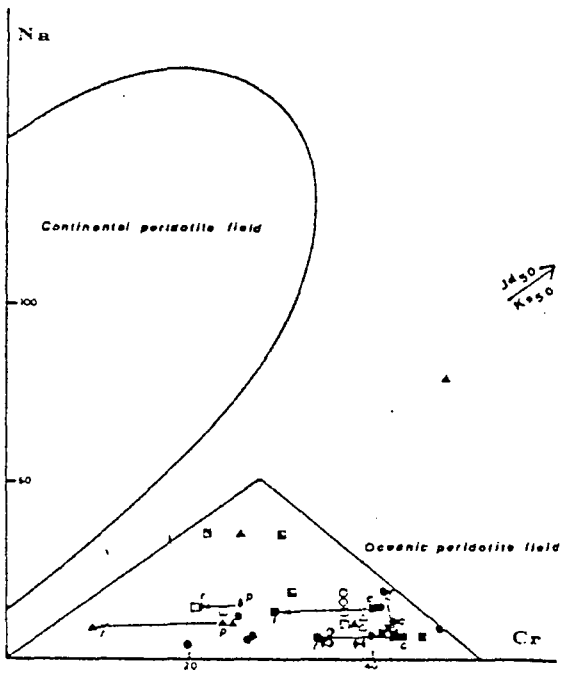


Fig. 1. Literature data on clinopyroxenes from oceanic peridotites. Open squares [14], open circles [15] and open triangles [13] represent spinel-plagioclase peridotites from DSDP Leg 37 assigned as cumulates; filled symbols represent residual mantle samples from Leg 45 (squares [10] and dots [8]), as well as Owen fracture zone [6] spinel lherzolites (triangles) and spinel ± plagioclase (lozenges). Peridotites from the Vema fracture zone [7] (half filled dots) and spinel + plagioclase lherzolite (upper half filled square) and spinel lherzolites (lower half filled squares) from the Romanche fracture zone [7] are also plotted.

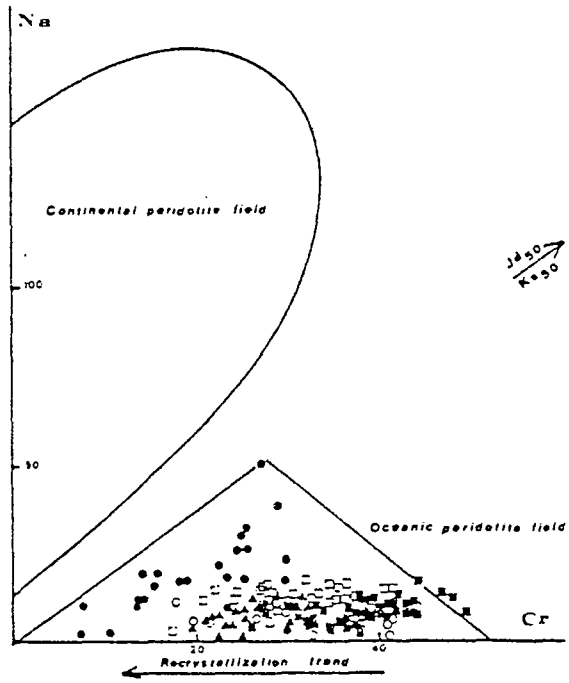


Fig. 2. Own data [36] for oceanic peridotites. Spinel lherzolites (open circle) and spinel harzburgites (open square) from DSDP Leg 45; spinel + plagioclase lherzolites from the Vema fracture zone (dots), spinel harzburgite (triangles) and spinel + plagioclase lherzolite (squares) from the Kane fracture zone. Note that the recrystallization trends (porphyroclast (*p*) to recrystallized grains (*r*) in Fig. 1 as well as core (*c*) to rim (*r*) variations indicated by arrows) have nearly constant Na and decreasing Cr and not Na depletion and Cr enrichment as expected by Sen [2].

data, they have been considered to be cumulates [12–15]. However, Strong and Jamieson [21] denied that the harzburgites might be related to mafic rocks by low-pressure crystal fractionation involving mainly olivine, plagioclase and clinopyroxene [22] and are better explained by a residual mantle hypothesis [21]. Consequently, it may be expected that residual mantle exists among analyzed ultramafites from Leg 37. In the Na-Cr diagram, clinopyroxenes from these rocks constitute less than 5% of the oceanic samples and fall in the same field (Figs. 1 and 2).

3. Overlap of Na-Cr clinopyroxenes from peridotites

Besides well admitted mantle processes such as partial fusion and reequilibration, it was shown that other petrogenetic effects may modify the Na and Cr repartition and account for some overlap. These last mechanisms were criticized by Sen [2]. To avoid discussion of some particular petrogenetic processes, Sen suggested comparison of only residual mantle peridotites from both continent and ocean equilibrated in the same facies and having "undergone similar degree of partial fusion". It appears unrealistic to assume that peridotites similar in bulk composition have suffered the same geochemical evolution in different areas. Nevertheless, some incriminated examples [2] may be further considered. At Ronda where geotectonic position is clear and recrystallization in the plagioclase field later than partial fusion [23,24], it is satisfactory to obtain an acceptable correlation for Na and Cr in clinopyroxenes, in agreement with the multivariant reactions involved [1]. Compared to other massifs, the reactions observed at Ronda [24,25] were more or less complete and equilibrium nearly reached. For the Lanzo peridotites [26] the interpretation of the Na-Cr plots is more debatable. The peridotites may result at least from partial fusion process, tectonic recrystallization and reequilibration in the plagioclase facies, all playing locally more or less simultaneously. It may be added that as for oceanic samples, clinopyroxenes from spinel- and plagioclase-lherzolites overlap at low Na and Cr content mostly in the oceanic field. In any case the discrimination observed for Lanzo may permit an oceanic origin not to be discarded.

4. Behaviour of Na and Cr in clinopyroxenes from nodules

Strictly speaking, the usefulness of the Na and Cr diagram to assign either an oceanic or a continental origin should be restricted to ultramafic bodies tectonically included in orogenic belts and not used for xenoliths. Consequently the main discussion raised by Sen [2] may concern only the second part of our paper [1] about the *behaviour* of clinopyroxenes from inclusions. The main criticism about this point made by Sen bears on the fact that clinopyroxenes from xenoliths in alkali basalts from ocean islands do not plot in the "sub-oceanic" field [2, fig. 1]. We strongly agree with this remark which was already noticed [1, fig. 8] and discussed in our own paper (p. 246). We concluded about xenoliths found in oceanic islands that "the existence of relatively Na-rich clinopyroxenes from such "sub-oceanic" peridotites may indicate that "sub-oceanic" mantle equilibrated in the spinel or garnet facies does not represent everyhwere a strongly depleted character". Na and Cr from xenoliths from both continents and oceanic islands fall in a more or less similar field covering the defined continental and oceanic areas of ultramafic bodies [1, p. 247]. Moreover, we agree with Sen emphasizing the role of spinel to plagioclase reequilibration and partial fusion processes to modify the Na and Cr content, a fact pointed out when we established the diagram (p. 242) for ultramafic bodies. A few detailed studies of ultramafic xenoliths from oceanic islands [27] prevent us from drawing a more consistent conclusion. Nevertheless, it can be noted that as for the continental alkaline districts, the oceanic islands belong to the so-called "within-plate volcanism" [28]; on the other hand, as frequently discussed [29], ultramafic xenoliths originated in the mantle are incorporated in alkaline volcanics and never in the associated tholeiitic or transitional basalts (which only contain low-pressure ultramafic cumulates [30]). Alkali basalts have very similar characteristics in con-

tinental and oceanic areas [31], their ultramafic xenoliths also present close similarities. In our paper, we omitted to point out more clearly this evidence which could in part be interpreted as the result of mantle contamination by percolating basaltic melts [1,32–35].

This discussion has reinforced our conviction that the Na-Cr plot of clinopyroxenes from *ultramafic bodies* has an important meaning for bulk-rock composition and geotectonic assignment of otherwise well studied Alpine ultramafic bodies. Sen [2] does not bring in his comments any useful information to disprove the interpretation given in our paper. We knew and produced relevant data to show that xenoliths in alkali basalts and kimberlites give additional problems. In this last case some of the suggested mantle processes may be discussed from each particular xenolith occurrence like those from Oahu and Kilbourne Hole [2]. We hope to be able to give more information later, after having worked on and thought carefully about some particular occurrences.

References

1 J. Komprobst, D. Ohnenstetter and M. Ohnenstetter, Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discriminant between "sub-continental" and "sub-oceanic" mantle, Earth Planet. Sci. Lett. 53 (1981) 241–254.

2 G. Sen, Discussion of the paper "Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discriminant between 'sub-continental' and 'sub-oceanic' mantle" by J. Komprobst, D. Ohnenstetter and M. Ohnenstetter, Earth Planet. Sci. Lett. 60 (1982) 452–454 (this issue).

3 C.G. Engel and R.L. Fisher, Lherzolite, anorthosite, gabbro, and basalt dredged from the Mid-Indian Ocean Ridge, Science 166 (1969) 1136–1141.

4 W.G. Melson and G. Thompson, Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segments, Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 268 (1971) 423–441.

5 E. Bonatti, J. Honnorez and G. Ferrara, Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge, Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 268 (1971) 385–402.

6 E. Bonatti and P.R. Hamlyn, Mantle uplifted block in western Indian Ocean, Science 201 (1978) 249-251; P.R. Hamlyn and E. Bonatti, Petrology of mantle-derived ultramafics from the Owen fracture zone, northwest Indian Ocean: implications for the nature of the oceanic upper mantle, Earth Planet. Sci. Lett. 48 (1980) 65–79.

7 M. Prinz, K. Keil, J.A. Green, A.M. Reid, E. Bonatti and J. Honnorez, Ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial Mid-Atlantic Ridge and fracture zones, J. Geophys. Res. 81 (1976) 4087–4103.

8 S. Arai and T. Fujii, Petrology of ultramafic rocks from site 395, in: W.G. Melson, P.D. Rabinowitz et al., Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 45 (1978) 587–594.

9 F. Boudier, Microstructural study of three peridotite samples drilled at the Western margin of the Mid-Atlantic Ridge, in: W.G. Melson, P.D. Rabinowitz et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 45 (1978) 603–608.

10 J.M. Sinton, Petrology of (alpine-type) peridotites from site 395, DSDP Leg 45, in: W.G. Melson, P.D. Rabinowitz et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 45 (1978) 595–601.

11 F. Aumento and M. Loubat, The Mid-Atlantic Ridge near 45°N: serpentinized ultramafic intrusions, Can. J. Earth Sci. 8 (1971) 631–663.

12 F.N. Hodges and J.J. Papike, DSDP site 334: magmatic cumulates from oceanic layer 3, J. Geophys. Res. 81 (1976) 4135–4151.

13 F.N. Hodges and J.J. Papike, Petrology of basalts, gabbros, and peridotites from DSDP Leg 37, in: F. Aumento, W.G. Melson et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 37 (1977) 711–723.

14 D.B. Clarke and H. Loubat, Mineral analyses from the peridotite-gabbro-basalt complex at site 334, DSDP Leg 37, in: F. Aumento, W.G. Melson et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 37 (1977) 847–855.

15 R.F. Symes, J.C. Bevan and R. Hutchinson, Phase chemistry studies on gabbro and peridotite rocks from site 334, DSDP Leg 37, in: F. Aumento, W.G. Melson et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 37 (1977) 841–845.

16 F. Conquere, Pétrologie des pyroxénites litées dans les complexes ultramafiques de l'Ariège (France) et autres gisements de lherzolites à spinelle. I. Compositions minéralogiques et chimiques, évolution des conditions d'équilibre des pyroxénites, Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr. 100 (1977) 42–80.

17 H. Helmstaedt and J.M. Allen, Metagabbronorite from DSDP hole 334: an example of high-temperature deformation and recrystallization near the Mid-Atlantic Ridge, Can. J. Earth Sci. 14 (1977) 886–898.

18 A. Nicolas, F. Boudier and J.L. Bouchez, Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments, Am. J. Sci. 280-A, Jackson Volume (1980) 192–210.

19 H. Helmstaedt, Postmagmatic textures and fabrics and peridotites from DSDP site 334, in: F. Aumento, W.G. Melson et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 37 (1977) 757–762.

20 F. Aumento, W.G. Melson, H. Bougault, L. Dimitriev, J.F. Fisher, M. Flower, J.M. Hall, R.C. Howe, R.D. Hyndman, G.A. Miles, P.T. Robinson and T.L. Wright, site 334, in: F. Aumento, W.G. Melson et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 37 (1977) 239–287.

21 D.F. Strong and R. Jamieson, Whole-rock chemistry of igneous rocks from DSDP Leg 37, in: F. Aumento, W.G. Melson et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 37 (1977) 725–728.

22 M.J.F. Flower, P.T. Robinson, H.U. Schmincke and W. Ohnmacht, Petrology and geochemistry of igneous rocks, DSDP Leg 37, in: F. Aumento, W.G. Melson et al., Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 37 (1977) 653–679.
23 J.S. Dickey, Jr., Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serrania de la Ronda and other examples, Mineral. Soc. Am. Spec. Paper 3 (1970) 33–49.
24 M. Obata, The Ronda peridotite: garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the *P-T* trajectories of a high-temperature mantle intrusion, J. Petrol. 21 (1980) 533–572.
25 J. Didon, M. Durand-Delga and J. Kornprobst, Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar, Bull. Soc. Géol. Fr. 15 (1973) 77–105.
26 F. Boudier, Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piemont Alps), Geol. Soc. Am. Bull. 89 (1978) 1574–1591.
27 G. Sen, Petrology of the ultramafic xenoliths of the Koolau shield, Oahu, Hawaii, Ph. D. Dissertation, University of Texas, Dallas, Texas (1981).
28 R.S. Thorpe and K. Smith, Midplate volcanism, in: Geodynamics Today, A Review of the Earth Dynamic Processes (Royal Society, London, 1975) 75–80.
29 D.H. Green, Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: application to oceanic volcanism, Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 268 (1971) 707–725.
30 J. Babkine, F. Conquere and J.C. Vilmunot, Nodules de péridotites et cumulats d'olivine, Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr. 89 (1966) 262–268.
31 I.S.E. Carmichael, F. Turner and J. Verhoogen, Igneous Petrology (McGraw-Hill, New York, N.Y., 1974) 738 pp.
32 F.E. Lloyd and D.K. Bailey, Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and the consequences, Extended Abstr. Int. Conf. on Kimberlites, Cape Town (1973) 199–202; also in: Physics and Chemistry of the Earth, 9, L.H. Ahrens, J.B. Dawson, A.R. Duncan and A.J. Erlank, eds. (Pergamon, Oxford, 1975) 389–416.
33 D.M. Francis, The origin of amphibole in lherzolite xenoliths from Nunivak Island, Alaska, J. Petrol. 17 (1976) 357–378.
34 A.L. Boettcher, J.R. O'Neil, K.E. Windom, D.C. Stewart and H.G. Wilshire, Metasomatism of the upper mantle and the genesis of kimberlite and alkali basalts, in: Proc. 2nd Int. Conf. on Kimberlites, Santa Fee, 1977 (American Geophysical Union, Washington, D.C., 1979) 173–182; A.L. Boettcher and J.R. O'Neil, Stable isotope chemical, and petrographical studies of high-pressure amphiboles and micas: evidence for metasomatism in the mantle source region of alkali basalts and kimberlites, Am. J. Sci. 280-A, Jackson Volume (1980) 594–621.
35 P. Boivin, work in progress.
36 M. Ohnenstetter and D. Ohnenstetter, unpublished data.

(Reprinted from Nature, Vol. 262, No. 5571, pp. 768–770, August 26, 1976)

Glass-rich basaltic sand and gravel within the oceanic crust at 22°N

DURING Leg 46 of the Deep Sea Drilling Project (January 29–March 10, 1976), the second leg of the International Phase of Oceanic Drilling, the Glomar Challenger drilled into 255 m of basaltic basement at hole 396B, 160-km east of the Mid-Atlantic Ridge valley at 22°59.14′N, 43°30.90′W. The hole was drilled into crust with a magnetic anomaly age of ~ 10 Myr. This site is located in a N–S trending sediment pond which measures ~ 4 km × 10 km and is concordant with local topographic trends. There are 150 m of sediment at the drill site; however, the basement slopes regionally to the east and sediment thickness is probably > 250 m along the fault-bounded (?) eastern margin (G. M. Purdy, unpublished, and report of work by the Soviet research vessel Akademik Kurchatov). The bottom 90 m of this hole contained basaltic sand and gravel. This material is not believed to be a drilling artefact, but caused by *in situ* spalling or brecciation of basaltic pillow rinds.

On a number of other occasions, for example, on Legs 34 and 45, there was some indication, principally the sticking or jamming of the drill bit within young basement, that clastic zones had been encountered. At hole 396B a zone of rapid penetration was followed by an interval of difficult drilling and frequent sticking of the bit which eventually led to termination of drilling. In the lower part of the hole, the core catcher assembly was modified to catch fine clastic material and in cores 30 and 33, the core barrel contained 82 and 90 cm respectively, of basaltic gravel and sand. The recovery rate immediately above these two intervals was < 1% and on the basis of this and other shipboard data, in particular results from a unique downhole logging programme, we believe that the clastic zone was first encountered at 310 m sub-bottom and was apparently continuous down to at least 405.5 m where the hole was abandoned.

Stratigraphic units within 396B were determined on the basis of macroscopic and microscopic lithologies, magnetic properties, chemical composition, alteration features and density of recovered samples. In addition, we have been able to correlate these units with downhole logging records which include sonic velocity, natural γ-ray intensity, porosity, density and electrical conductivity. Figure 1 summarises the general lithologies, magnetic inclination, chemical stratigraphy (typified by TiO_2 concentrations) and dual induction lateral (conductivity) log. All indicators show a marked change in character below the 310-m depth where samples of the clastic material were first recovered.

The gravel and sand from cores 30 and 33 are largely in the coarse sand to fine gravel size range (0.5–3.0 mm) and are moderately sorted. The sorting, however, may be the result of preferential loss of fine grained material during core recovery. The fragments are generally non-vesicular and consist of angular chips of glass and variolitic, cryptocrystalline and intersertal basalt. Olivine and plagioclase occur as phenocrysts in the clasts and as crystal fragments. A small number of pieces of calcite-cemented basaltic microbreccia, a few chips with calcite spherules and clasts with cross-cutting calcite veins were found. In general, the glass appears quite fresh, palogonite rims are uncommon and few palagonite fragments were found.

Two small fragments (5–10 cm) of bedded hyaloclastite were also recovered in core 30. One of these samples is a moderately indurated fine to coarse grained hyaloclastite sandstone with graded bedding and evidence for scouring. Both rocks offer clear evidence for some sort of current action and the redistribution of dominantly sand-sized fragments of sideromelane and fine grained basalt.

The last 90 m, which we have called the clastic zone, is divided into four units: an upper clastic breccia, an upper basaltic gravel, a plagioclase phyric pillow basalt (breccia?) and a lower gravel unit. The two gravel units seem to have been derived locally. Crystalline fragments in the upper gravel are dominantly olivine-plagioclase phyric with proportions of olivine to plagioclase (ol.–plag. = 0.55) similar to the basalt in the overlying breccia unit, but unlike the basalt cored previously above the clastic zone. The lower gravel unit, on the other hand, contains predominantly plagioclase phyric crystalline fragments (ol.–plag. = 0.13) similar to the intervening plagioclase phyric pillow basalt (breccia?).

Four major processes may be invoked to explain the fragmentation of the basalt:

(1) Fragmentation during eruption and cooling: this may involve several interrelated processes peculiar to submarine lava flows. (a) Glassy fragments could form by granulation due to thermal shock resulting from quenching of lava by seawater. (b) Spalling and crumbling of pillow rinds as a result of continued or multiple flow of basaltic lava causing inflation of a pre-existing pillow crust. (c) Brecciation from the oversteepening of pillow mounds causing them to tumble or slump. Mechanical shock from earthquakes or other tectonic processes may facilitate in this type of break-up.

(2) Tectonic brecciation after consolidation. Faulting and fissuring within the median valley, and on the flanks and away from the ridge is ubiquitous.

(3) Erosion, transport and deposition including the formation of talus slopes associated with fault scarps. Erosion would probably be largely restricted to reworking of material previously broken by processes 1 and 2.

(4) Shaving or reaming out of the hole by the drill bit during re-entry or fragmentation by drilling.

Origin 4 is unlikely: no re-entry was made immediately before coring the fragmented debris; the penetration rates were exceptionally high; lithified sandstone fragments were found with the loose gravel and sand; the lithic clasts do not seem to have been derived from higher in the bore hole and the data from the downhole logs strongly suggests that the clastic material represents a distinct lithological unit. The abundance of fragments of basaltic glass in the clastic material indicates that much or all of it is derived from basaltic pillows; however, as the majority of the fragments are partly crystallised (origin 1(a)), spallation of glass rinds on quenching, would seem to be ruled out as a major source for the clastic material. The calcite fragments, spherulites, clasts with cross-cutting calcite veins and calcite cemented basaltic microbreccia fragments demonstrate that some of the gravel and sand must be late clastic debris from previously altered flows. On the basis of available data, however, it is impossible to make a clear choice between origins 1(b), 1(c), 2 and 3 as the predominant source of the gravel sand and other clastic debris in the clastic zone.

Although deposits of coarse talus have been well known for many years from photographs of the sea floor we believe that this is the first time that a deposit of relatively fine grained clastic material has been recovered from beneath the sea floor, and it represents a hitherto unknown element among these rocks. We have provided evidence that it comprises the greater part of the lower 90 m of the core, but may extend deeper. Since this material cannot be strongly magnetised and cannot contribute to the lineated magnetic anomalies of this region, it probably does not make up a significant portion of the basement.

We wish to thank Captain Lloyd E. Dill and his ship's crew, Cotton Guess, Drilling Superintendent, and his drilling

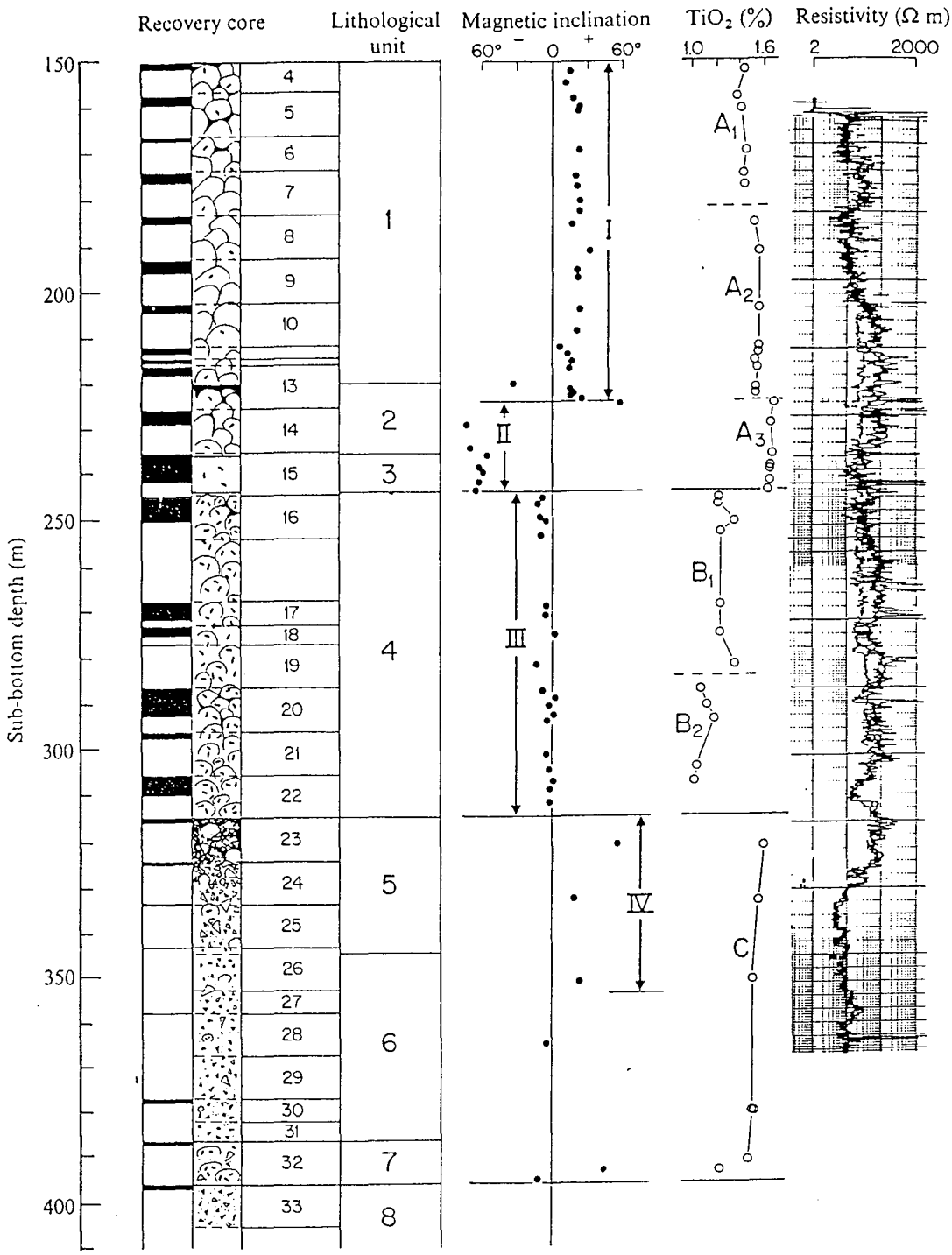


Fig. 1 Variations of lithological units, magnetic inclination, TiO_2, and electrical resistivity log as a function of depth below the sea floor for hole 396B.

crew, Robert Knapp, Operations Manager, G. Bode and the DSDP technicians and Dalhousie University, CNEXO, Schlumberger Well Services for supplying major equipment and services. The International Programme of Ocean Drilling is funded by the governments of England, France, Germany, Japan, the United States and the USSR through the NSF and managed by the Scripps Institution of Oceanography.

SCIENTIFIC PARTY DEEP SEA DRILLING PROJECT, LEG 46*

Received May 17; accepted July 8, 1976.

*Henry Dick, James Heirtzler, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Massachusetts; Leonid Dmitriev, Academy of Sciences of the USSR; Michael Dungan, NASA–Lyndon B. Johnson Space Center, Houston, Texas; Al Erickson, Department of Geology, University of Georgia, Athens, Georgia; Floyd N. Hodges, State University of New York at Stony Brook, Department of Earth and Space Sciences, Stony Brook, New York; Jose Honnorez, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, Miami, Florida; James Kirkpatrick, DSDP, Scripps Institution of Oceanography, University of California, La Jolla, California; Drummond Matthews, Department of Geodesy and Geophysics, Cambridge University, Cambridge, UK; Daniel Ohnenstetter, Laboratoire de Petrologie, Nancy, France; Nikolai Peterson, Ludwig-Maximilians-Universitat Munchen, Munchen, Theresienstr, FRG; Hirouki Sato, Department of Earth Sciences, Kanazawa University, Ishikawa, Japan; Hans Schmincke, Institut fur Mineralogie, Bochum, FRG.

Printed in Great Britain by Henry Ling Ltd., at the Dorset Press, Dorchester, Dorset

Reprinted from Dmitriev, L., Heirtzler, J., et al., 1978
Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume XLVI, Washington (U.S. Government Printing Office)

6. MINERALOGY AND PETROGRAPHY OF LEG 46 BASALTS

C. Mevel, Laboratoire de Pétrographie, Université Paris VI, Paris, France
and
D. Ohnenstetter and M. Ohnenstetter, Laboratoire de Pétrographie, Université de Nancy I, c/o 140 54037 Nancy Cedex

INTRODUCTION

Leg 46 basalts were recovered at Hole 396B, approximately 160 km east of the Mid-Atlantic Ridge. Basalts 13 million years old, overlain by 150 meters of sediment, have been divided on board ship into eight lithological units, subsequent to petrographic, magnetic, and chemical studies. The upper lithological unit (165 m) is composed of pillows, except for Unit 3, which is a large cooling unit. The lower part is built up of pillow breccias and hyaloclastites. The freshest basalts, slightly vesicular, more often with plagioclase and olivine phenocrysts, were sampled from Units 1 to 4 for chemical and mineralogical studies: 32 basalts were examined in thin section and their bulk chemistry was determined. Electron microprobe analyses were performed on pyroxene, plagioclase, olivine, and titanomagnetite from 12 representative samples.

PETROGRAPHY

Texture, secondary products, and the size variation of the magmatic minerals are shown in Table 1. Thin sections of the basaltic rocks show varying degrees of alteration. The groundmass is always transformed, in varying degree, into smectites. Vesicles are filled with smectites and locally with calcite. Some cross-cutting veins show a similar mineralogy, although zeolites may occur. The two more abundant magmatic minerals, plagioclase and clinopyroxene, are always well preserved. Calcite occurs in cracks in some plagioclase phenocrysts. Olivine is locally transformed into smectites and/or calcite.

Units 1 and 2, separated by interbedded carbonate sediments, consist of fine-grained basalts with sparse olivine and plagioclase microphenocrysts which represent less than 1 per cent of the rocks. Glomerocrysts of these minerals sometimes occur. Plagioclase, olivine, and clinopyroxene are scattered in an abundant groundmass (nearly 30%). In the pillow, rim textures vary from glassy through spherulitic to variolitic, as in Sample 7-2, 42-45 cm. Varioles, small (0.2 mm diameter) in the outer zone, increase in size until (at 0.4 mm diameter) they become coalescent. In the pillow core, hyalopilitic and hyalo-ophitic textures are the more developed.

Unit 3 is a cooling unit. Macroscopically it is composed of dark gray, medium-grained phyric basalts with sparse olivine and plagioclase phenocrysts; texture is intersertal. The two borders are fine grained.

Lithologic Unit 4, more altered than the units above, is built up of a porphyritic pillow sequence. These basalts are gray and fine grained with 15 to 20 per cent phenocrysts. Plagioclase phenocrysts are five times more abundant than olivine phenocrysts. Plagioclase and olivine glomeroporphyritic clots are locally present. Brown chrome spinel occurs as inclusions in plagioclase and as isolated phenocrysts in the groundmass. Plagioclase microlites with pronounced skeletal shape are locally oriented in the abundant mesostatis.

We have examined one sample from lowermost Unit 5. It is grayish brown fine-grained basalt with many patches and veins of calcite and zeolites. The texture is hyalopilitic and trachytic.

CHEMISTRY

Analytical Method

Major elements of 32 basalts have been determined by P. Cambon at the COB using an X-ray fluorescence method similar to that used for shipboard analyses (Bougault and Cambon, 1973; Bougault, in press). Glass and varioles (39 analyses) from Sample 7-2, 73-75 cm, were analyzed using the microprobe. The analytical method is similar to that employed for mineralogical determination (see below). The results are given in Table 2, where chemical and lithologic units are also specified. The bulk chemistry is characteristic of abyssal tholeiites. MgO and SiO_2 are nearly constant, and K_2O is always low in every unit.

Units 2 and 3 (A_3) contain more Ti, Fe, P, and Mn than Unit 1 (A_1-A_2). In Unit 1, the upper part (A_1) is poorer in Ti than the lower A_2. The basalts of Unit 4 (B) are high-alumina tholeiites if the 16.4 per cent Al_2O_3 limit is used (Miyashiro et al., 1969). The Al_2O_3 and CaO enrichment, coupled with low FeO, TiO_2, P_2O_5, and MnO contents when compared with Unit A, may be correlated at first with the abundance of the plagioclase phenocrysts. The fundamental differences in Al_2O_3 and TiO_2 contents between Units A and B and their sub-units may be easily checked in the Al_2O_3-TiO_2 diagram (Figure 1).

The correlation between vertical position and differentiation is inverse in Units A and B. Unit A shows an apparent TiO_2 increase coupled with a slight Al_2O_3 decrease towards the base of the unit: a differentiation inverse to the eruption sequence. In contrast, a normal differentiation pattern occurs in Unit B, in which TiO_2 increases and Al_2O_3 decreases towards the top of the volcanic pile. In each A sub-unit the differentiation trend is similar: TiO_2 increases toward the top of each A sub-unit, especially in A_2, thus indicating a normal differentiation trend with depth. The apparent reversal evolution of Unit A may be a consequence of fractional crystallization of slightly different magma batches. In Unit B, by contrast, as Al_2O_3 decreases and TiO_2

TABLE 1
Summary of Petrographic Features of Basalts From Hole 396B

Lithologic Unit Samples (Interval in cm)	Texture	Plagioclases: Phenocrysts	Plagioclases: Microphenocrysts	Plagioclases: Microlites	Olivine: Phenocrysts	Olivine: Microphenocrysts	Olivine: Microlites	Clinopyroxenes	Opaques	Glassy Groundmass More or Less Altered	Alteration Products	Vesicle Diameter
Unit 1												
5-2, 134-136, #15	Intersertal to hyalo-ophitic		Glomerocrysts 0.8/0.4 mm	0.2/0.03 mm A		Some euhedral crystals, sometimes rounded, 0.6 mm A	0.04 mm	0.05 mm A	Granules	+	Calcite smectite	+
7-1, 106-108, #10	Hyalo-ophitic			0.2/0.05 mm A			0.05 mm anhedral A	Cerviconic and axiohtic A	Granules	+	Calcite	
7-2, 42-45, #5	Glassy-variolitic to spherulitic; varioles size 0.2 to 0.4 mm			0.2/0.3 mm A		0.8/0.2 mm A	+	+	+	+ Varioles A Glass A	Calcite	+
7-2, 73-75, #7B	Intersertal			0.6/0.02 mm		1.6/0.7 mm rounded		+	+	+	Smectite	
8-2, 43-45, #4B	Hyalo-ophitic			0.6/0.4 mm A			0.1 mm A	Axiolitic A	Granules	+	Smectite	+
9-1, 40-49, #6C	Hyalo-ophitic		0.6/0.2 mm	0.3/0.02 mm A			0.1 mm A	Dendritic A	Titanomagnetite A	+		0.1 mm
9-3, 14-16, #2A	Intersertal		0.8/0.2 mm A				0.2 mm A	Axiolitic A 0.2/0.01 mm	0.2 mm	+	Smectite calcite	+
10-1, 43-46, #8	Very sparsely phyric, hyalo-ophitic		2.1/0.2 mm				0.03 mm	Axiolitic	Granules	+	Smectite	
10-2, 59-61, #9	Very sparsely phyric, hyalo-ophitic	6/3 mm with melt inclusions		0.7/0.02 mm			0.1 mm	Axiolitic	+	+	Smectite calcite	
11-1, 87-99, #10B	Intersertal			0.5/0.02 mm			0.05 mm skeletal	Axiolitic	Granules	+	Smectite calcite	
11-2, 18-20, #2	Very sparsely phyric, intersertal			0.5/0.03 mm A		0.5 mm	0.5 mm	Axiolitic A	Granules	+	Smectite	0.2 mm
12-1, 110-112, #7	Very sparsely phyric, intersertal		0.9/0.6 mm	0.6/0.04 mm			0.2 mm	Axiolitic	Granules	+	Smectite	
Unit 2												
13-2, 137-140, #13	Spherulitic			0.2/0.02 mm bow-ties			0.04 mm skeletal	Dendritic	Granules	+	Smectite calcite in veins	0.2 mm
14-1, 16-21, #3	Very sparsely phyric, spherulitic			0.5/0.03 mm bow-ties		1.2/1.05 mm	0.2/0.04 mm	Axiolitic	Granules	+	Smectite	0.2 mm vesicles and matic spherules
14-2, 113-115, #11	Intersertal		4.3/0.1 mm A				0.15 mm granular	Axiolitic, fan-shaped; 0.1 mm A	Grains titanomagnetite A	+	Smectite	0.2 mm
14-3, 70-72, #5C	Very sparsely phyric, intersertal		0.9/1.07 mm	0.7/0.05 mm			0.05 mm	Axiolitic	Grains euhedral	+	Smectite	
Unit 3												
15-1, 120-128, #12E	Intersertal			1/0.05 mm			0.05 mm	Axiolitic, fan-shaped	Granules	+	Smectite	
15-2, 79-81, #17	Intergranular		1.6/1 mm	2/0.1 mm			0.5 mm granular A	0.5 mm granular A	Grains 0.03 mm A	+ A	Smectite	0.2 mm
15-2, 99-107, #2A	Intersertal to intergranular		1.2/0.5 mm	1.8/0.1 mm			0.1 mm grains	0.14 mm grains	Grains skeletal 0.14 mm	+	Smectite calcite	0.4 mm
15-4, 114-116, #7	Intersertal		2.5/1.5 mm A	0.8/0.05 mm A			0.14 mm grains skeletal A	0.25 mm grains A	Grains 0.07 mm skeletal	+	Smectite	0.3 mm
15-5, 16-18, #2D	Intersertal		3/1.4 mm	0.2/0.08 mm			Grains 0.07 mm	Grains 0.14 mm skeletal	Grains 0.07 mm	+	Smectite calcite	0.2 mm
Unit 4												
16-1, 28-30, #4	Porphyritic, hyalo-ophitic to intersertal	3/1 mm euhedral melt inclusions		0.5/0.03 mm	2 mm rounded A		0.14 mm	Axiolitic A	Oxides granules Cr-spinel	+	Calcite smectite	0.4 mm
16-3, 34-41, #4B	Porphyritic, hyalo-ophitic	5/3 mm melt inclusions		0.4/0.03 mm	2 mm euhedral or rounded		0.15 mm	Axiolitic 0.07 mm	Granules	+	Smectite calcite zeolites	0.4 mm
18-1, 55-57, #4C	Porphyritic, intersertal	3/1 mm melt inclusions		0.6/0.04 mm A	1 mm rounded		0.1 mm A	Axiolitic A	Oxides granules and Cr-spinel 0.07 mm	+	Smectite calcite	0.14 vesicles and spherules 1 mm
20-1, 65-69, #4	Porphyritic, hyalo-ophitic	5/3 mm		0.2/0.02 mm	3 mm rounded		0.16 mm	Axiolitic	Grains 0.04 mm	+	Smectite calcite	0.6 mm vesicles and matic spherules, 0.4 mm

20-5, 84-93, #9C	Porphyritic, hyalo-ophitic	5/2 mm melt inclusions	0.4/0.03 mm	1.5 mm	0.17 mm rounded	Axiolitic	Oxides granules 0.14 mm and Cr-spinel	+	Calcite smectite zeolites in veins	0.4 mm
21-1, 80-91, #10	Porphyritic, hyalo-ophitic to intersertal	3/1.5 mm glomerophenocrysts	0.4/0.03 mm	1 mm	0.02 mm rounded	Axiolitic	Oxides in grains and skeletal Cr-spinel	+	Smectite calcite	
21-2, 16-24, #2	Porphyritic, hyalo-ophitic	3/1.5 mm melt inclusions	0.04/0.03 mm	1 mm rounded	0.1 mm	Axiolitic	Oxide grains and Cr-spinel	+	Smectite calcite	Vesicles 0.1 mm
22-2, 61-73, #3C	Porphyritic, hyalo-ophitic	2.5/1 mm glomerophenocrysts A	0.4/0.03 mm A	1.5/1 mm calcalkalitic A	0.2 mm	Axiolitic A	Oxides grains and Cr-spinel	+	Smectite calcite and zeolite in veins	0.4 mm and marie spherulites
22-2, 110-120, #7C	Porphyritic, hyalo-ophitic	3/1 mm melt inclusions A	0.4/0.03 mm A	1 mm rounded A	0.4 mm A	Axiolitic, fan-shaped A	Oxides and Cr-spinel	+	Calcite smectite	Vesicles
22-3, 104-107, #7B	Porphyritic, hyalo-ophitic	3/1.5 mm	0.5/0.03 mm	1 mm	0.2 mm rounded	Axiolitic	Granules	+	Calcite smectite zeolites	
Unit 5										
24-1, 51-53, #9	Pilotaxitic, fluidal		0.4/0.02 mm bowties and microlites		0.4 mm skeletal	Dendritic	Granules	+	Calcite zeolites smectite in veins	0.2 mm

increases from B_2 to B_1 — towards the top — B_1 may have been derived from B_2 through a plagioclase fractionation.

Variation diagrams relating FeO/MgO to Fe and Ti oxides show features similar to those noted above (Figure 2). FeO/MgO (1 to 1.5) increases towards the bottom in Unit A and normally towards the top in Unit B. Glass and varioles from Sample 396B-7-2, 42-45 cm are also shown in Figure 2 (by the areas enclosed by solid lines) and reported in Table 3; the details of these areas appear in Figure 3. The FeO/MgO ratios of varioles and glass are lower than that of the host rock but similar to those of the Unit A basalts. MgO depletion in the slightly altered pillow rim would explain in the low FeO/MgO ratio of the host rock (Honnorez and Bohlke, in press). Varioles are richer in TiO_2 than glass and host rock. Fe distribution is similar in varioles and glass; Fe oxide increases with ratio increase. This trend shown by varioles and glass in a single pillow is similar to the normal evolution of abyssal tholeiites. The narrow compositional range between varioles and basalts excludes an immiscibility process for the variole genesis. Undercooling is the more probable explanation of their formation (Lofgren, 1974).

PHASE CHEMISTRY

Electron microprobe analyses were obtained for 12 samples of lithologic Units 1 to 4. The minerals were analyzed using the CAMECA MS 46 microprobe at the University of Paris. The analytical conditions were as follows: accelerating voltage 15 kV, specimen current 30 nA, counting time 50 seconds for olivine and pyroxene and 25 seconds for plagioclase. Natural minerals were used as standards. The microprobe data were reduced on the CIRCE IBM 370 computer employing the EMPEDAR program (Rucklidge and Gasparini, 1969). In Sample 396B-7-2, 42-45 cm, the fine grain size of the pryoxenes does not permit their analyses. This is also true for opaque oxides in many samples.

We analyzed 243 pyroxene samples, using the microprobe. Representative selected samples are reported in Table 4. The pyroxenes, slightly brown in thin section and scattered in the groundmass, constitute one of the last crystallizing phases. The habit is axiolitic, dendritic, and comb-like (except in the cooling unit of Core 15, where it is more often granular). These pyroxenes fall always in the augite-salite field for Units 1, 2, and 4. The pyroxenes of the cooling unit are restricted to the augite field. Al_2O_3 and TiO_2 contents are high and show wide varations throughout the unit. TiO_2 contents of Units 1 and 2 are the highest. In the porphyritic basalt of Unit 4, Al_2O_3 content reaches the highest values (up to 8.69%).

In the Ca-Mg-Fe diagram (Figure 4, pyroxenes of Unit 1 fall in the same field, despite the dispersion. There is no obvious trend, only a slight Fe-Mg variation. Sample 396B-5-2, 134-136 cm exhibits a Mg-Ca variation. In Unit 2, pyroxenes of the analyzed sample fall in the same area, but Mg is nearly constant. In Unit 3, pyroxenes fall in the augite field and are relatively more magnesium-rich than pyroxenes of the unit above. An iron-enrichment trend at nearly constant Mg is evident for the two analyzed samples. Such a trend is usually considered a result of rapid metastable crystallization linked to undercooling (Kirkpatrick, 1976). This trend is curiously well-developed in this cooling unit

TABLE 2
Chemical Analyses of the Basalts From Hole 396B

Sample	5-2 134-136	7-1 #10	7-2 #5	7-2 #7B	8-2 #4B	9-1 #6D	9-3 #2A	10-1 #8	10-2 #9	11-1 #10B	11-2 #2	12-1 #7	13-2 #13	14-1 #3	14-2 #11
Lithological Unit	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2
Chemical Unit	A_1	A_1	A_1	A_1	A_1	A_2	A_2	A_2	A_2	A_2	A_2	A_2	A_2	A_3	A_3
SiO_2	49.46	49.90	48.82	49.41	49.44	48.99	50.22	49.89	49.22	49.19	49.46	50.01	49.23	48.91	49.52
Al_2O_3	15.22	15.72	16.02	15.24	15.15	15.95	15.50	14.91	15.23	15.06	15.03	14.93	15.22	15.21	15.09
$Fe_2O_3^+$	10.37	10.01	10.93	10.14	10.45	11.24	9.92	10.31	10.53	10.74	10.55	10.58	10.72	11.28	11.11
MnO	0.17	0.17	0.18	0.16	0.17	0.18	0.15	0.16	0.17	0.17	0.17	0.16	0.18	0.18	0.17
MgO	8.08	7.77	6.80	8.42	8.03	6.89	7.10	7.60	7.38	7.75	7.50	7.65	7.74	7.80	7.37
CaO	12.00	12.24	12.29	11.80	11.57	12.26	11.93	11.51	11.88	11.59	11.55	11.48	11.65	11.23	11.11
Na_2O															
K_2O	0.28	0.24	0.17	0.23	0.27	0.27	0.23	0.28	0.26	0.24	0.24	0.26	0.15	0.26	0.26
TiO_2	1.42	1.43	1.48	1.41	1.52	1.61	1.59	1.56	1.53	1.54	1.54	1.52	1.55	1.67	1.65
P_2O_5	0.15	0.13	0.16	0.13	0.14	0.18	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.13	0.15	0.18	0.17
L.O.I. 110°	0.70	0.29	0.87	0.65	1.42	0.93	0.50	1.36	0.59	0.64	0.41	1.21	0.40	0.66	0.35
L.O.I. 1050°	0.38	0.59	0.66	0.46	1.24	0.70	0.64	0.88	0.67	0.38	0.45	1.01	0.38	0.65	0.68

composed of the largest minerals. Nevertheless, the presence of altered glass testifies to the efficiency of rapid cooling. This trend is also recognizable in Unit 4 pyroxenes, which are slightly richer in Ca and Mg.

Plagioclases

Selected plagioclase analyses, reported in Table 5, have no K-feldspar component. Plagioclase microlites show a narrow compositional range of An_{63-73}. The highest An values occur in Unit 2. In Unit 3 two generations of feldspar may be present. The big ones are calcic (An_{65-71}) than the small ones (An_{47-51}). The plagioclase phenocryst of Unit 4 has a nearly constant composition in the core (An_{75-85}; $_{75-89}$); the narrow rim is more sodic (An_{64-68}; $_{70-75}$) and shows values similar to those of the coexisting microlites (An_{65-73}).

Olivines

Selected olivines are reported in Table 6. Olivine is magnesian in all the units (Fo_{78-88}). Unit 4 exhibits the more magnesian olivine (Fo_{83-88}). Olivine phenocrysts do not appear to be significantly zoned, and have the same composition as the olivine microlites.

Opaque Oxides

Titanomagnetites were analyzed in Samples 396B-9-1, 40-49 cm and 396B-14-2, 113-115 cm. Partial analyses are summarized in Table 7. The FeO-TiO_2 contents are similar to those reported by Mazzullo et al. (1976).

CONCLUSION

1. Bulk chemistry and chemical data are consistent with the lithologic and chemical unit defined aboard ship. Basalts are typically abyssal tholeiites; the Unit 4 porphyritic basalts are high-alumina tholeiites.

2. Unit A is more fractionated than Unit B. Unit A shows an apparent inverse evolution with depth, whereas in Unit B the upper basalt may have evolved from the lower basalt through a plagioclase fractionation.

3. Varioles have a compositional range similar to that of the basalt, and were formed by an undercooling process.

4. Augite and salite from Units 3 and 4 show a Fe-Ca variation at nearly constant Mg, a feature characteristic of metastable crystallization which occurs during undercooling.

REFERENCES

Bougault, H., in press. Major elements: analytical chemistry on board and preliminary results.

Bougault, H. and Cambon, P., 1973. Dispersive X-ray fluorescence analysis on board oceanographic vessels. *Marine Geology*, v. 15, p. 37-41.

Honnorez, J. and Bohlke, J.K., in press. Oxidation front during the low-temperature submarine alteration of Mid-Atlantic Ridge basalts, *EOS*.

Kirkpatrick, R.J., 1976. Towards a kinetic model for the crystallization of magma bodies, *J. Geophys. Res.*, v. 81, p. 25-65.

Lofgren, G., 1974. An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization, *Am. J. Sci.*, v. 274, p. 243-273.

Mazzullo, L.J., Bence, A.E., and Papike, J.J., 1976. Petrography and phase chemistry of basalts from DSDP Leg 34. *In* Yeats, R.S., Hart, S.R., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 34: Washington (U.S. Government Printing Office), p. 245-261.

Miyashiro, A., Shido, F., and Ewing, M., 1969. Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid-Atlantic Ridge, near 24° and 3°N latitude, *Contr. Mineral. Petrol.*, v. 23, p. 38-52.

Rucklidge, J. and Gasparini, E.L., 1969. Electron microprobe analytical reduction EMPEDAR VII, University of Toronto, Department of Geology.

TABLE 2 – *Continued*

14-3 #5C	15-1 #12E	15-2 #1J	15-2 #2A	15-4 #7	15-5 #2B	16-1 #4	16-3 #4B	18-1 #4C	20-1 #4	20-5 #9C	21-1 #10	21-2 #2	22-2 #3C	22-1 #7C	22-3 #7B	24-1 #9
2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5
A_3	A_3	A_3	A_3	A_3	A_3	B_1	B_1	B_1	B_1	B_2	B_2	B_2	B_2	B_2	B_2	C
50.19	48.86	49.25	49.71	49.78	49.59	49.47	48.97	49.29	48.82	48.62	48.78	49.14	48.36	49.17	49.42	49.10
15.30	15.37	14.91	15.05	15.12	15.03	17.21	17.15	17.07	16.99	17.74	17.57	17.44	18.33	17.91	17.37	16.28
10.68	11.25	11.04	11.05	10.86	10.93	9.19	9.46	9.35	9.25	8.57	8.72	8.65	8.80	8.54	8.61	10.59
0.16	0.19	0.17	0.16	0.17	0.18	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.14	0.13	0.15	0.14	0.14	0.17
7.04	7.10	7.96	7.78	7.87	7.28	6.22	7.12	6.90	7.98	7.89	7.42	7.49	7.89	7.20	7.93	7.29
11.33	11.68	11.08	11.10	11.08	11.19	12.72	12.48	12.53	12.44	12.62	12.74	12.54	12.14	12.44	12.51	11.83
0.27	0.28	0.09	0.17	0.18	0.32	0.17	0.20	0.21	0.22	0.14	0.20	0.17	0.28	0.10	0.12	0.26
1.70	1.68	1.66	1.65	1.65	1.67	1.24	1.22	1.23	1.18	1.02	1.04	1.01	0.99	0.99	1.02	1.57
0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.13	0.13	0.12	0.12	0.10	0.10	0.11	0.12	0.11	0.10	0.18
1.63	1.00	0.33	0.90	0.87	1.20	1.21	1.54	0.99	0.77	0.90	0.70	0.78	1.25	0.72	0.63	0.66
1.17	1.47	0.04	0.99	0.60	0.82	1.15	1.20	0.88	0.50	1.09	1.12	1.11	2.75	1.21	0.80	0.56

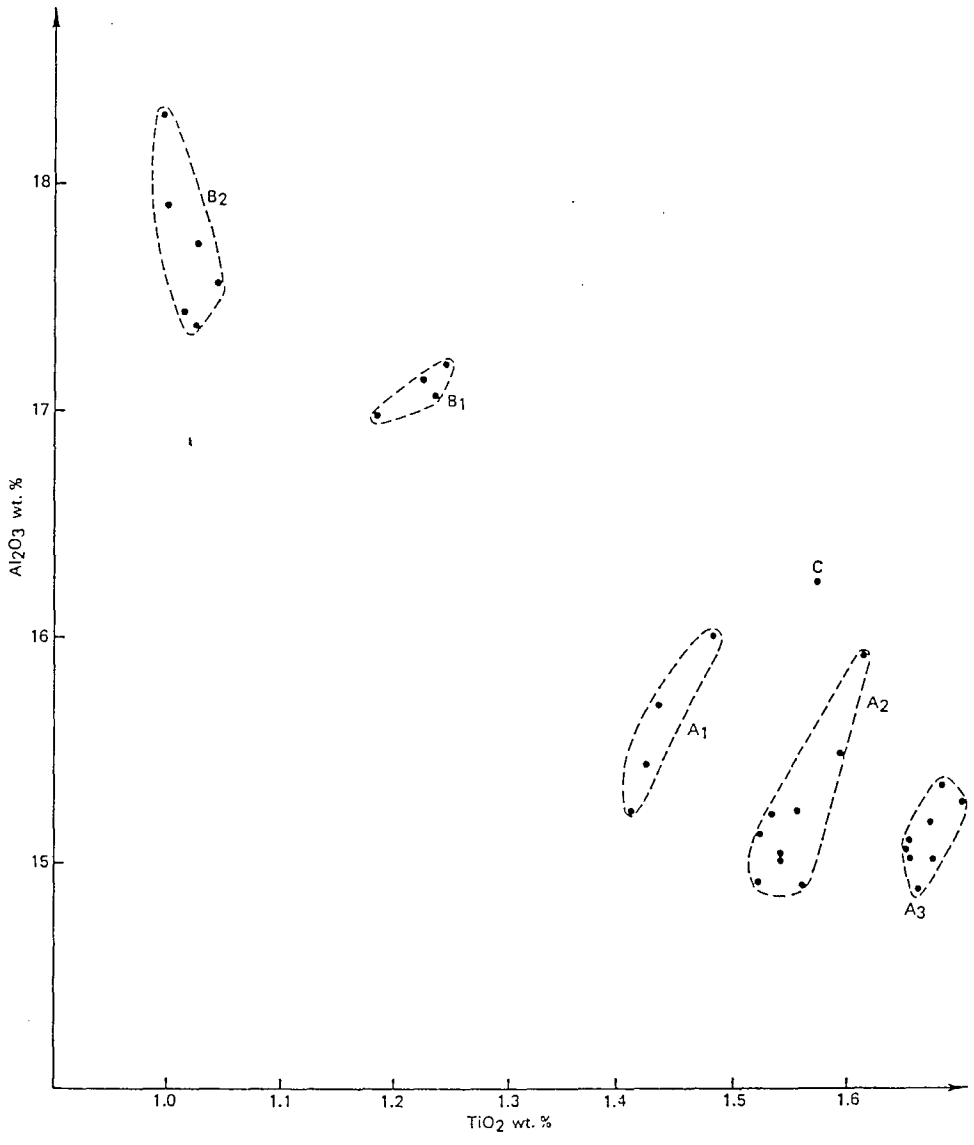


Figure 1. *Al_2O_3 - TiO_2 diagram.*

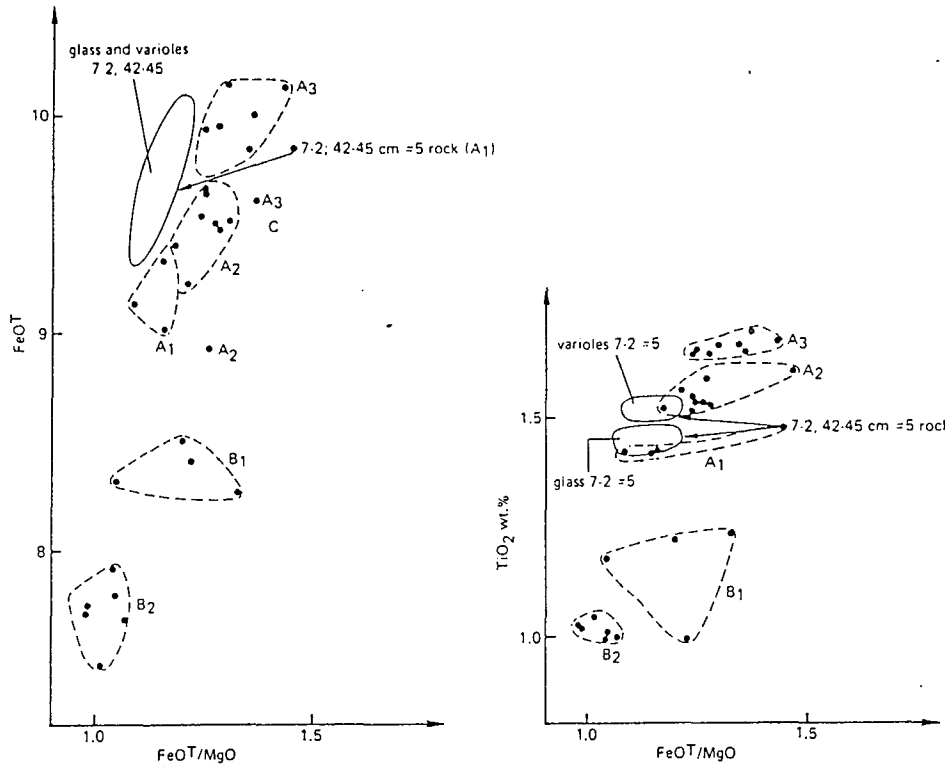


Figure 2. *FeO^T and TiO_2 versus FeO^T/MgO.*

TABLE 3
Chemical Composition of Glass and Varioles of
Basalt Sample 396B-7-2, 42-45 cm; Analyzed by Microprobe

Sample	Glasses		Varioles			Varioles Rim	Varioles Core
SiO_2	49.99	49.70	50.59	49.08	49.91	49.41	48.68
Al_2O_3	16.72	17.18	16.01	16.82	17.58	16.20	16.10
$Fe_2O_3^+$	9.55	9.48	9.65	10.22	10.98	10.12	9.72
MnO	0.23	0.22	0.23	0.26	0.26	0.52	0.23
MgO	8.84	8.76	8.72	9.01	6.08	8.60	8.28
CaO	11.24	11.34	11.83	11.11	11.58	11.44	12.05
Na_2O	2.35	2.18	2.16	2.25	2.29	2.59	2.59
K_2O	0.15	0.13	0.10	0.09	0.17	0.14	0.08
TiO_2	1.44	1.48	1.52	1.34	1.57	1.64	1.54
Total	100.52	100.47	100.81	100.18	100.42	100.67	99.27

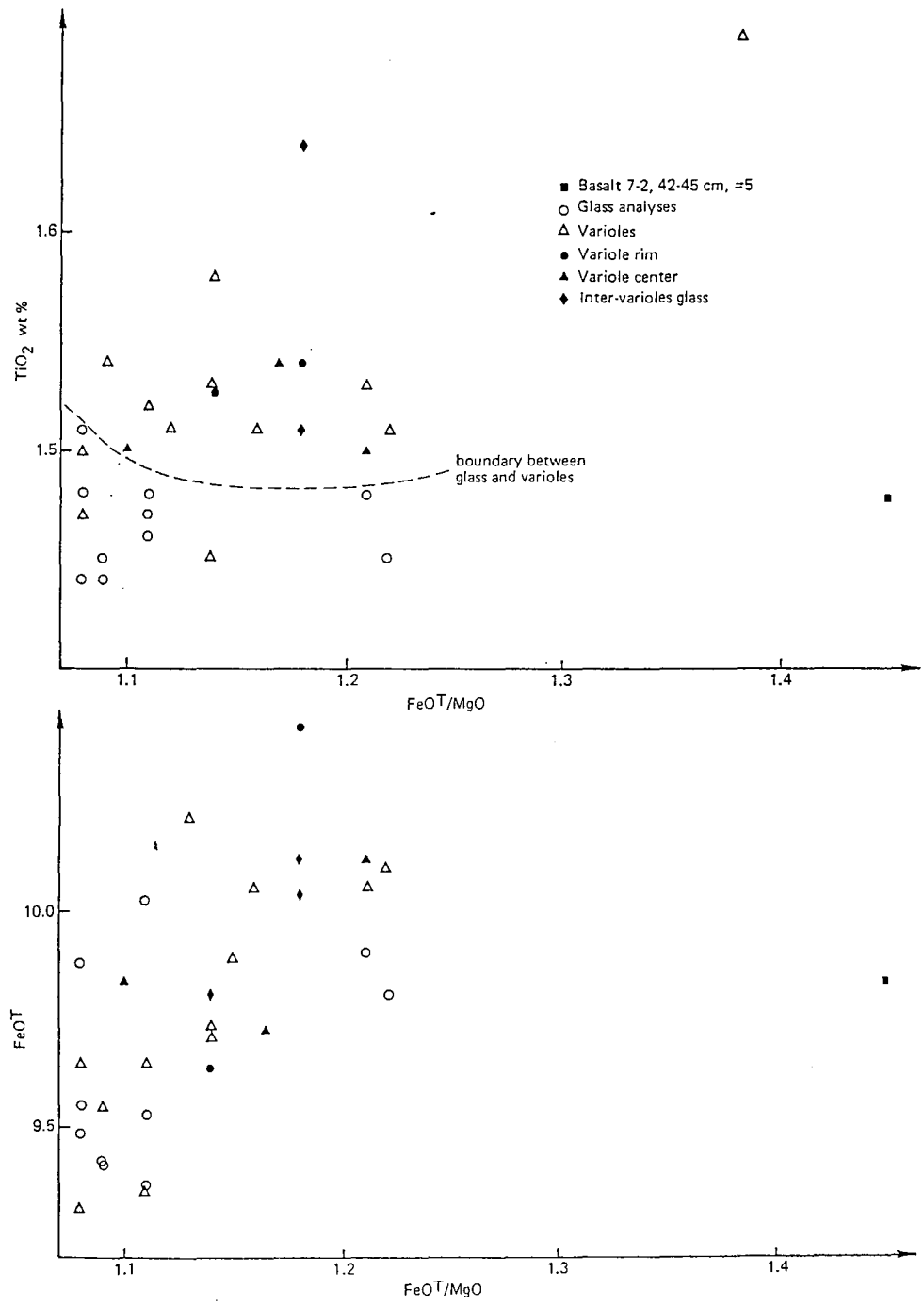


Figure 3. *FeO^T and TiO_2 versus FeO^T/MgO for varioles and glass from Sample 7-2, 42-45 cm basalt.*

TABLE 4
Representative Pyroxenes Analyzed by Microprobe

Sample	5-2, 134-136 cm			7-1, 106-108 cm		8-2, 43-45 cm		11-2, 18-20 cm		14-2, 113-115 cm		
SiO_2	47.87	48.00	48.48	47.01	47.94	44.48	48.41	44.93	45.40	47.22	46.49	44.99
Al_2O_3	5.74	5.21	6.08	5.61	5.38	5.29	3.58	4.78	5.27	5.06	4.61	6.72
FeO^+	11.43	8.46	12.72	12.81	9.32	13.72	12.19	13.52	11.51	12.85	15.57	11.69
MnO	0.30	0.27	0.38	0.32	0.24	0.32	0.35	0.40	0.33	0.33	0.41	0.29
MgO	13.29	15.47	9.76	12.18	13.61	10.17	12.11	11.67	12.01	12.70	12.64	11.76
CaO	19.36	19.49	19.60	19.73	21.41	21.88	19.82	21.54	20.00	19.85	18.62	21.25
Na_2O	0.46	0.36	0.46	0.43	0.49	0.50	0.43	0.61	0.42	0.51	0.46	0.48
TiO_2	2.12	1.70	2.53	1.96	1.66	2.55	2.14	2.26	4.07	2.30	2.36	2.89
Total	100.57	98.95	100.01	100.06	100.05	99.05	99.04	99.70	99.00	100.81	101.16	100.08
Si	1.796	1.807	1.835	1.790	1.802	1.742	1.855	1.746	1.748	1.787	1.773	1.719
Al^{IV}	0.204	0.193	0.165	0.210	0.198	0.244	0.145	0.219	0.239	0.213	0.207	0.281
Al^{VI}	0.005	0.038	0.106	0.042	0.041	–	0.017	–	–	0.013	–	0.022
Ti	0.060	0.048	0.072	0.056	0.047	0.078	0.062	0.066	0.118	0.065	0.068	0.083
Fe	0.359	0.266	0.403	0.408	0.293	0.450	0.391	0.439	0.370	0.407	0.497	0.374
Mn	0.010	0.009	0.012	0.010	0.008	0.012	0.011	0.013	0.011	0.011	0.013	0.010
Mg	0.743	0.868	0.551	0.691	0.763	0.594	0.692	0.676	0.689	0.716	0.719	0.670
Ca	0.778	0.786	0.795	0.805	0.862	0.918	0.814	0.897	0.825	0.805	0.761	0.870
Na	0.034	0.026	0.034	0.032	0.036	0.038	0.032	0.046	0.032	0.038	0.034	0.036
Wo	41.4	40.9	45.5	42.3	44.9	46.8	42.9	44.6	43.8	41.8	38.5	45.5
En	39.5	45.2	31.5	36.3	39.8	30.3	36.5	33.6	36.6	37.1	36.4	35
Fs	19.1	13.9	23	21.4	15.3	22.9	20.6	21.8	19.6	21.1	25.1	19.5

TABLE 4 – *Continued*

15-2, 79-81 cm			15-4, 114-116 cm			16-1, 28-30 cm			18-1, 55-57 cm		22-2, 61-73 cm			22-2, 110-120 cm	
48.84	46.50	47.48	47.43	47.48	46.98	47.92	47.64	48.53	46.12	48.28	47.31	45.63	46.45	46.89	47.69
2.92	6.09	3.79	5.63	3.50	3.70	4.18	5.59	3.25	5.95	3.25	5.55	6.79	7.01	6.89	3.10
14.48	10.08	11.85	9.68	14.09	16.99	9.00	10.73	13.36	10.47	13.65	11.48	9.02	7.83	8.57	14.87
0.47	0.26	0.36	0.30	0.42	0.54	0.31	0.58	0.38	0.27	0.46	0.32	0.24	0.22	0.22	0.35
13.77	12.95	13.74	12.82	12.65	12.14	12.71	13.78	14.30	12.80	14.48	12.40	12.52	12.25	13.40	14.07
17.82	21.29	19.57	20.94	18.50	16.46	21.88	19.62	18.38	21.10	18.08	20.50	22.87	23.28	21.33	18.03
0.43	0.48	0.45	0.53	0.45	0.46	0.66	0.50	0.46	0.30	0.33	0.46	0.48	0.33	0.37	0.33
1.66	2.48	1.95	2.17	1.92	2.19	2.37	2.25	1.44	2.34	1.71	2.08	1.58	2.20	2.07	1.21
100.39	100.12	99.19	99.51	99.02	99.46	100.03	100.69	100.10	99.35	100.23	100.10	99.12	99.41	99.74	99.65
1.856	1.758	1.818	1.796	1.835	1.823	1.804	1.786	1.844	1.760	1.834	1.793	1.744	1.751	1.762	1.834
0.131	0.242	0.171	0.204	0.159	0.169	0.196	0.214	0.146	0.240	0.146	0.207	0.256	0.249	0.238	0.140
–	0.029	–	0.047	–	–	0.034	0.033	–	0.027	–	0.041	0.050	0.064	0.067	–
0.048	0.070	0.056	0.062	0.056	0.064	0.067	0.063	0.041	0.067	0.049	0.059	0.045	0.063	0.058	0.035
0.460	0.319	0.379	0.307	0.455	0.551	0.283	0.336	0.424	0.334	0.434	0.364	0.288	0.248	0.269	0.478
0.015	0.008	0.012	0.010	0.014	0.018	0.010	0.018	0.012	0.009	0.015	0.010	0.008	0.007	0.007	0.011
0.780	0.730	0.784	0.723	0.728	0.702	0.713	0.770	0.810	0.728	0.820	0.700	0.713	0.691	0.751	0.807
0.725	0.862	0.803	0.849	0.766	0.684	0.883	0.788	0.748	0.863	0.736	0.832	0.936	0.944	0.859	0.743
0.032	0.035	0.034	0.039	0.045	0.035	0.048	0.036	0.034	0.022	0.025	0.034	0.035	0.025	0.027	0.025
36.9	45.1	40.8	45.2	39.3	35.3	47	41.6	37.7	44.8	37	43.9	48.3	50.1	45.7	36.6
39.7	38.2	39.9	38.5	37.4	36.2	37.9	40.7	40.9	37.8	41.2	36.9	36.8	36.7	40	39.8
23.4	16.7	19.3	16.3	23.3	28.4	15.1	17.7	21.4	17.4	21.8	19.1	14.9	13.2	14.3	23.6

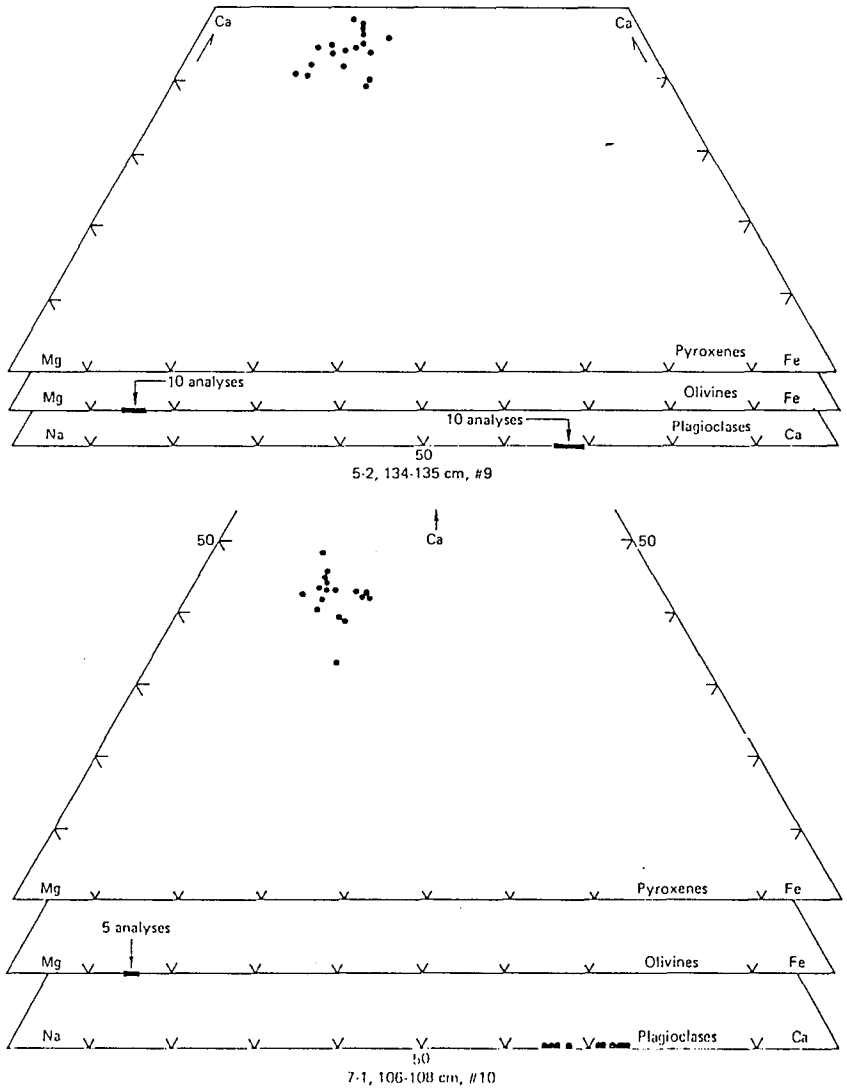


Figure 4. *Ca-Mg-Fe pyroxene compositions, Mg-Fe olivine compositions, and K-Ca-Na plagioclase compositions of the analyzed samples.*

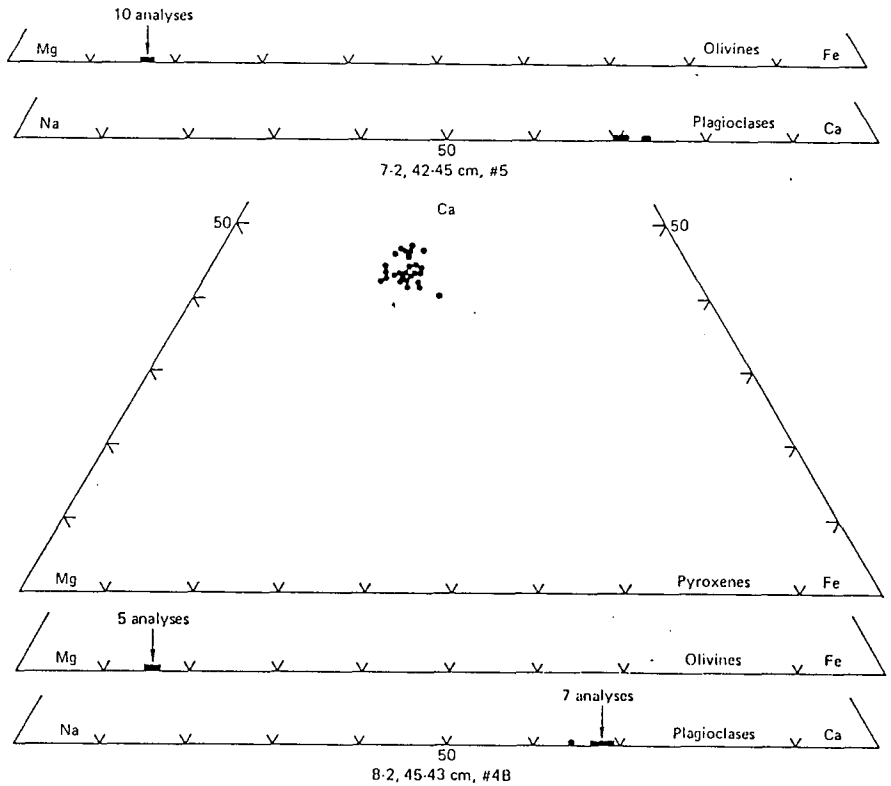


Figure 4. *(Continued).*

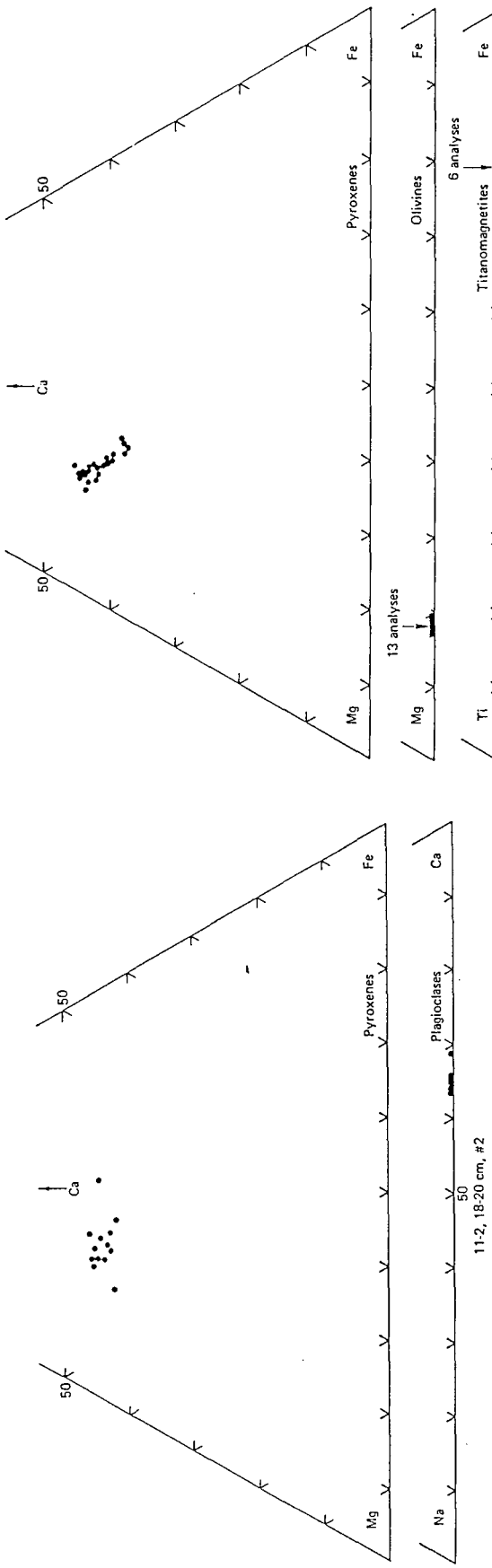


Figure 4. *(Continued).*

Figure 4. *(Continued).*

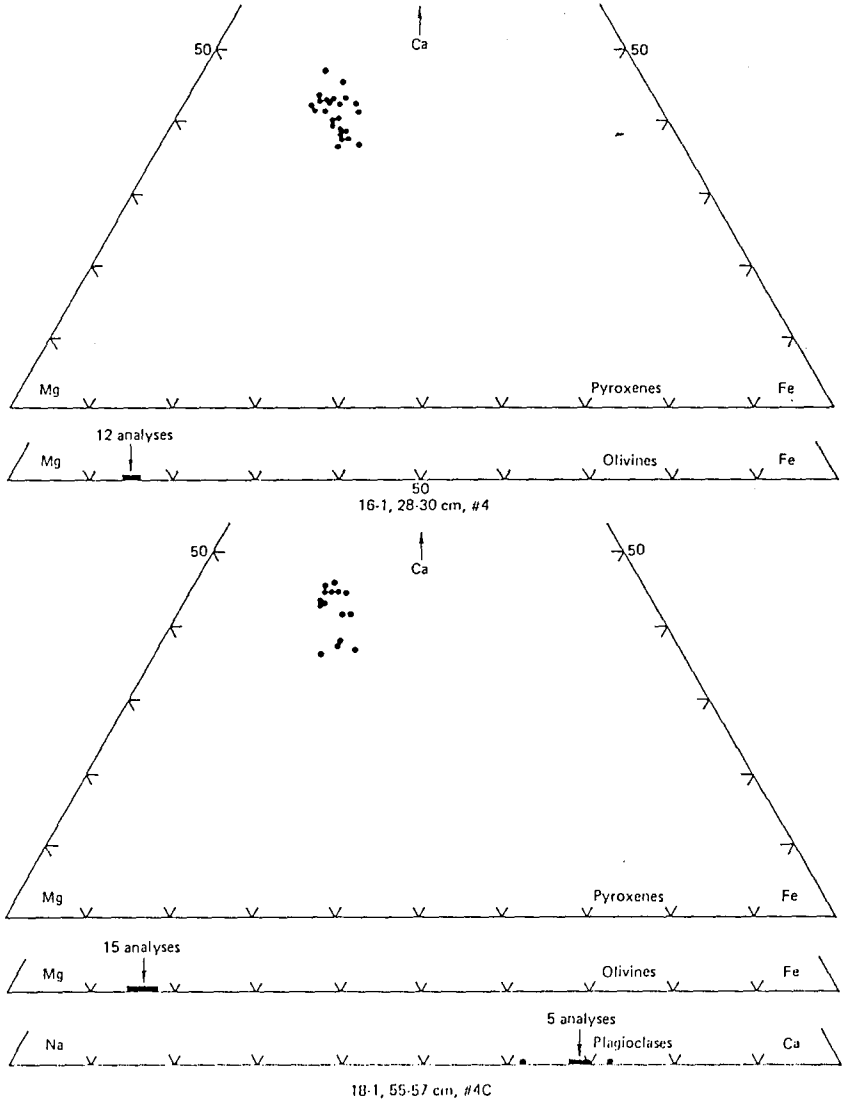


Figure 4. *(Continued).*

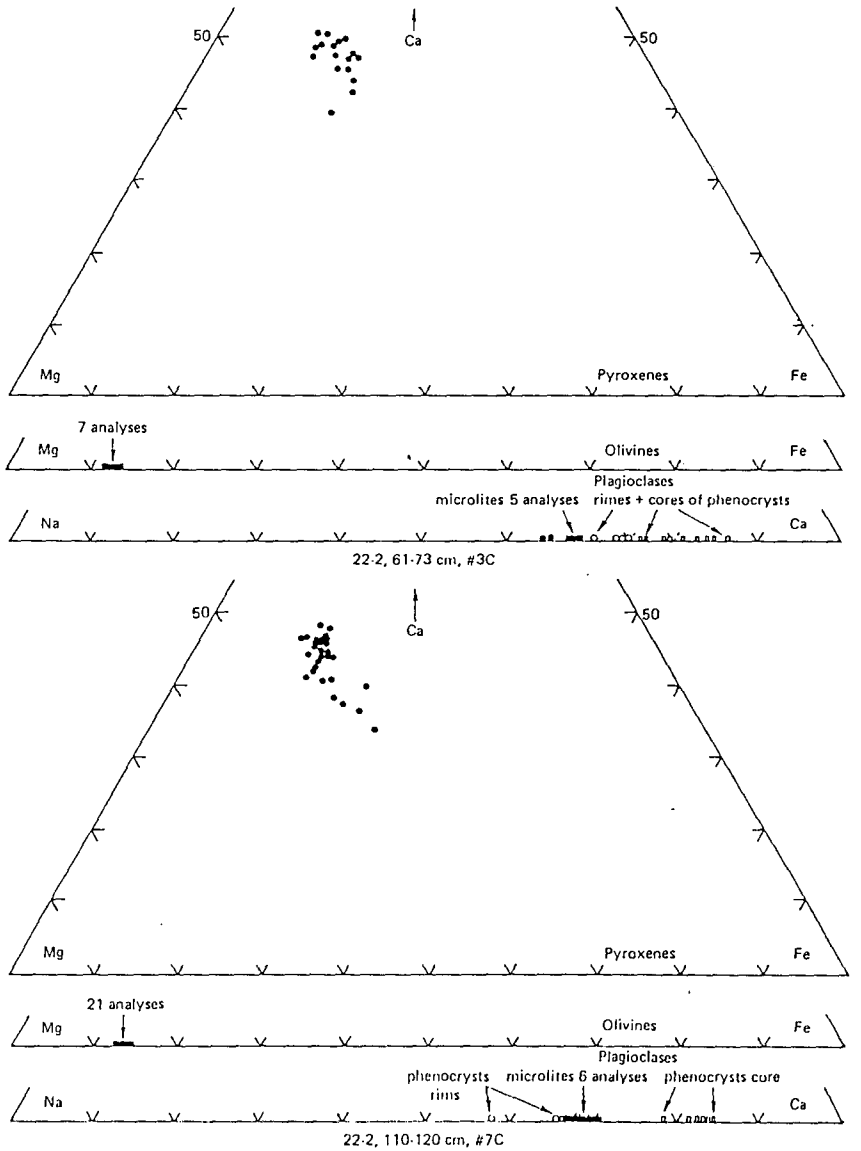


Figure 4. *(Continued).*

TABLE 6
Representative Olivines Analyzed by Microprobe

Sample	5-2, 134-136 cm	7-1, 106-108 cm	7-2, 42-45 cm	8-2, 43-45 cm	14-2, 113-115 cm	15-2, 79-81 cm		15-4, 114-116 cm
SiO_2	39.12	39.50	39.70	38.96	39.54	39.36	39.40	39.55
FeO^+	14.08	14.38	15.44	15.13	16.21	15.84	18.64	17.07
MgO	45.17	46.51	45.32	45.96	44.56	45.07	42.84	44.28
Total	98.37	100.39	100.45	100.05	100.30	100.27	100.88	100.90
Si	0.995	0.985	0.993	0.961	0.994	0.989	0.996	0.993
Fe	0.299	0.300	0.323	0.318	0.341	0.333	0.394	0.358
Mg	1.712	1.729	1.690	1.722	1.671	1.688	1.614	1.656
Σ	3.006	3.014	3.006	3.026	3.006	3.010	3.004	3.007
Fa	14.9	14.8	16	15.8	16.9	16.5	19.6	17.8
Fo	85.1	85.2	84	84.2	83.1	83.5	80.4	82.2

TABLE 6 – *Continued*

16-1, 28-30 cm	18-1, 55-57 cm		22-2, 61-73 cm	22-2, 110-120 cm		
				Core	Rim	
40.00	40.70	40.10	38.69	38.62	39.41	38.11
13.55	14.96	16.91	11.78	12.87	13.62	13.73
46.89	44.42	43.27	48.69	47.14	47.43	48.93
100.44	100.08	100.28	99.16	98.64	100.46	100.77
0.992	1.017	1.010	0.968	0.976	0.975	0.949
0.281	0.312	0.356	0.247	0.272	0.278	0.286
1.734	1.654	1.624	1.816	1.776	1.772	1.816
3.007	2.983	2.990	3.031	3.024	3.025	3.051
13.9	15.9	18	12	13.3	13.6	13.6
86.1	84.1	82	88	86.7	86.4	86.4

TABLE 7
Representative Partial Titanomagnetite
Analyzed by Microprobe

Sample	14-2, 113-115 cm		15-2, 79-81 cm	
FeO^+	64.98	63.52	69.50	70.32
TiO_2	20.54	24.02	21.04	20.39
Total	85.53	87.54	90.10	90.71
Fe	6.375	5.952	6.475	6.572
Ti	1.812	2.024	1.763	1.714
Σ (on the basis of 10 oxygens	8.87	7.976	8.238	8.286

Overgrowth Textures, Oscillatory and Disequilibrium Zoning in a Glassy Four-Pyroxene Boninite from New Caledonia

by DANIEL OHNENSTETTER[1] and WILLIAM L. BROWN[2]

[1]CRSCM, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France

[2]CRPG, BP 20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex, France

(Received)

ABSTRACT

Pyroxenes from a glassy boninite specimen from a 0.3-m thick dyke show remarkable growth and epitaxial overgrowth textures and chemical zoning. The rock comprises nearly 50% fresh glass, ~32% phenocrysts and glomerocrysts consisting mainly of twinned clinoenstatite and its overgrowth zones, 17% microphenocrysts of orthopyroxene and calcium-rich clinopyroxene overgrown by calcium-rich tschermakitic amphibole and ~3% microlites composed of amphibole and oxide minerals, chrome-spinel and magnetite-maghemite. The clinoenstatite phenocrysts show skeletal morphology with glass and rare chrome-spinel inclusions and relatively thin overgrowth zones of calcium-rich clinopyroxene and amphibole, the thickness of which depends on the growth face; the crystals are occasionally broken. Orthopyroxene, which rarely overgrows clinoenstatite, is often skeletal, sometimes slightly resorbed and shows the same solid inclusions and overgrowth zones. Fluid inclusions are seen well only in orthopyroxene, possibly because of its transparency. Calcium-rich clinopyroxene and tschermakitic amphibole occur mainly in the pyroxene overgrowth zones, although amphibole needles may also overgrow oxide. Chrome-spinel is overgrown by magnetite-maghemite or amphibole only where in contact with glass. The rock is andesitic with an Mg# of 0.78, quartz-

and strongly hypersthene- and feldspar-normative and rich in water. The glass is dacitic with an Mg# of 0.15, strongly quartz- and feldspar-normative. Both have a normative feldspar composition of potassian andesine.

Strong chemical zoning occurs in all minerals, whereas oscillatory zoning is well seen by back-scattered electron imaging only in clinoenstatite and orthopyroxene; both can be related directly to the growth textures. Clinoenstatite ranges from Mg#=0.95 to 0.68, by far the largest range so far described, and orthopyroxene from 0.88 to 0.43. The Wo content of the former (0.23-1.23) is considerably smaller than that of the latter (1.36-4.84), Wo increasing with Fs. Cr contents are high in the cores of both (up to 0.028 atoms per formula unit), which thus are chromian, and fall to below the detection limit for Fs>20. The more Fs-rich zones of clinoenstatite show only low maximum values of nearly 2 and 0.16 wt% of Al_2O_3 and TiO_2 respectively, whereas orthopyroxene shows strong disequilibrium concentration in the outer zones reaching values up to nearly 10 and 0.4 wt%, respectively. The calcium-rich clinopyroxene itself varies from pigeonite (with up to 0.015 Cr) through subcalcic augite and augite to ferroaugite, the outer zones reaching more extreme values than the orthopyroxene of 12 and 1.5 wt% Al_2O_3 and TiO_2 respectively. The amphibole is tschermakitic.

The relative times of nucleation, growth, partial dissolution and fracturing of the crystals can be determined from the textures and the nature and chemistry of the overgrowths. Crystallization occurred in two main stages, an early one of moderately fast cooling in a shallow magma chamber and a later one of increasingly faster cooling during injection, corresponding first to the development of the phenocrysts and then to the microphenocrysts and microlites respectively. Clinoenstatite and chrome-spinel nucleated early from the melt and were then overgrown in places by all succeeding minerals. The large skeletal clinoenstatite crystals were occasionally broken, the stages at fracturing occurred being shown by the variable nature of the overgrowths. Orthopyroxene nucleated mainly in the melt, whereas the other phases occur only as overgrowths. Orthopyroxene may show weak dissolution at intermediate stages. Minor-element concentrations vary strongly with the growth stage, chromium being

progressively used up during the early stages and aluminium and titanium being strongly concentrated during the last stages. The absence of plagioclase is due to suppression of its nucleation by rapid cooling.

INTRODUCTION

The interpretation of igneous textures is fraught with difficulties, because most igneous rocks have crystallized completely, so that growth forms have been destroyed through interference with neighbouring crystals. Moreover, most igneous textures have been modified by subsolidus changes, in some cases quite extensively. The most promising area for studying the early stages in the development of igneous textures is thus in rocks in which growth stopped before completion and which did not suffer subsequent changes; even slight alteration may modify crystal faces or grain boundaries. Partly glassy rocks are particularly suitable for a detailed study of growth forms and textures, since it is possible in favourable circumstances to determine the mechanisms involved. We have undertaken a study of the textures and accompanying compositional variation of pyroxenes and other minerals in partly glassy rocks. In contrast, previous studies of partly glassy rocks were frequently undertaken to determine approximate cooling rates from the morphology of individual minerals, especially olivine and pyroxene, making use of data from dynamic crystallization experiments in the laboratory (Lofgren, 1980; Schiffman & Lofgren, 1982; Lofgren, 1983; Baker & Grove, 1985).

This work was stimulated by the remarkable textures shown by pyroxenes, including the first terrestrial occurrence of clinoenstatite, in partly glassy rocks of the boninite suite from Cape Vogel, Papua New Guinea by Dallwitz et al. (1966); boninites also show a wide range of chemical variation (Dallwitz et al., 1966; Kuroda & Shiraki, 1975; Kuroda et al., 1978; Shiraki et al., 1980; Sharashkin et al., 1980; Cameron et al., 1983; Sameshima et al., 1983; Campiglio et al., 1986; Bloomer & Hawkins, 1987; Crawford, 1989). A sample of a boninite from New Caledonia (low-Ca type 1 of Crawford et al., 1989) was found to be particularly interesting. The growth and overgrowth textures of the four pyroxene species (clinoenstatite,

orthopyroxene, pigeonite and augite s.l.) and related variation in the chemical compositions of the minerals (well developed oscillatory zoning and strong minor-element concentration) form the subject of this paper; the composition of the glasses and their relationship to the boninite series and the microtextures and microstructures of the pyroxenes observed by transmission electron microscopy are described elsewhere (Ohnenstetter et al., in prep; Brown & Ohnenstetter, in prep.).

GEOLOGICAL SETTING

The sample of boninite studied came from the same locality (Rivière Blanche area, Népoui, New Caledonia) as that studied by Sameshima et al. (1983), Cameron et al. (1983), Campiglio et al. (1986) and Cameron (1989). Both Sameshima et al. and Cameron gave a general geological map of the island and a brief outline of the area (see also Avias, 1977 who first described the rocks from the adjacent Rivière Rouge area). Two major formations occur in the area, a lower basalt and an overlying serpentinite formation. The serpentinite is part of the New Caledonian peridotite nappe (Avias, 1971) which was thrust over and mylonitized near the contact with the underlying para-autochthonous basalts during the Upper Eocene (Paris et al., 1979). The latter are quartz-normative basalts with rare pillows (Routhier, 1953) associated with minor andesites and dacites (Sameshima et al., 1983). The basalt formation was attributed to the Paleogene by Routhier (1953) and this was confirmed by a microfaunal age which is Montian (lower Paleocene) (Coudray & Gonord, 1966; Guillon, 1974), whereas the K/Ar method gave an apparent age of 38.5±1.5 Ma, corresponding to the boundary between the Eocene and the Oligocene (Guillon & Gonord, 1972). The basalts, metamorphosed to prehnite-pumpellyite or lower greenschist facies, are mainly quartz tholeiites (Guillon & Gonord, 1972; Guillon, 1975; Rodgers, 1975) and, from their low alkali contents, have been considered to be oceanic tholeiites (Challis & Guillon, 1971). However, Rodgers (1975) showed that the low alumina contents of the tholeiites are not characteristic of mid-ocean ridge basalts, and that strong similarities exist between these basalts and those of the Papuan ultramafic belt. Paris

(1981) showed that the basalts are similar to island-arc tholeiites and that they had calc-alkalic affinities, whereas Cameron (1989) suggested that they formed in a back-arc basin.

Boninites occur sporadically in small outcrops within the basalt formation close to the serpentinite nappe; they are not seen to overlie the basalts directly, but this relationship can be inferred from the topography (Cameron, 1989). They occur as dykes, flows and pillow lavas. The boninite sample (kindly supplied by Z. Johan) from the centre of a 0.3 m thick irregular dyke cutting serpentinized peridotite is glassy, but its relationships with the basalts are unclear. It is a low-Ca type 1 boninite of Crawford et al. (1989) and similar to type-3 boninites of Cameron (1989) with abundant clinoenstatite phenocrysts, but olivine is lacking.

ANALYTICAL AND OTHER METHODS

Major-, trace- and rare-earth-element concentrations in the whole-rock sample were determined by ICP atomic emission spectrometry (Govindaraju & Mevelle, 1987) and FeO by wet chemistry at the CRPG; Nb, Rb and Zr were determined by XRF analysis at the University of Nancy I (Govindaraju & Montanari, 1978). Electron microprobe data on the minerals were obtained with a Camebax probe with wave-length dispersive spectrometers at the joint CNRS-BRGM-University of Orléans facility and with an SX 50 at the University of Nancy I. Operating conditions were 15 kV accelerating voltage, 15 nA beam current, beam size 1 μm, counting time 10 s for major and 20 s for minor elements (30 s for Ni, Cr and V). Glass analyses were performed with the beam scanned over a 10 x 10 μm area. Oxides and natural silicates were used as standards. Data reduction was performed using the MBXCOR-ZAF corrections of Henoc & Tong (1978). Secondary and back-scattered electron images and X-ray element maps were obtained on a Cambridge Stereoscan 250 at the University of Nancy I. Phase proportions were obtained from back-scattered SEM images using a Quantimet 900 image analyser at the BRGM, Orléans.

GENERAL PETROGRAPHY AND WHOLE-ROCK CHEMISTRY

The sample studied is a dark-grey glassy, highly porphyritic rock, the clinoenstatite phenocrysts being silvery in colour and up to 6 mm long with no preferred orientation. In thin section (Fig. 1) it is seen to consist of approximately one third clinoenstatite phenocrysts and glomerocrysts, about one sixth microphenocrysts and microlites, mainly of pyroxene other than clinoenstatite, the rest being glass. The glass (48 vol.%) is generally very fresh, pale brown and relatively free of microscopic inclusions. The glass is always paler in colour close to the crystals (< ~20 μm), but may be darker brown with more numerous inclusions in certain interstices (Figs. 1c, 4b). Curved or straight cracks along which alteration may occur are also seen, some of which cut the crystals (Fig. 2a). Dark-brown spherical alteration patches up to 10 mm in diameter occur sporadically, in which the glass is devitrified and consists of very fine dendritic and spherulitic smectite crystals and zeolites, with dolomite in places. In the fresh rock, minerals other than pyroxene comprise only tschermakitic amphibole, chrome-spinel and iron oxide. Olivine and feldspar are entirely lacking.

The phenocrysts (>0.5 mm) and glomerocrysts (32 vol.% in total) consist only of colourless clinoenstatite with thin overgrowth zones of calcium-rich clinopyroxene and amphibole (Figs. 1-3) and rare orthopyroxene. The individual crystals are generally subhedral to skeletal, prismatic parallel to c up to 6 mm long, the dominant forms being {110}, {010}, {100} with slightly concave terminations close to {101} and {023}, indexed on the protoenstatite cell. Frequently the crystals are multiple, either subparallel or radiating (Fig. 1b), forming glomerocrysts. The only inclusions are small euhedral chrome-spinels and glass (Figs. 1c,d, 2d). The clinoenstatite is always polysynthetically twinned on (100), the twin lamellae (Figs. 1a,b, 2b, 3d) being very variable in thickness (submicroscopic up to 50 μm wide) and discontinuous against cracks nearly perpendicular to c. Cleavages (Fig. 3c) include {110} and a cleavage close to {032} described by Dallwitz et al. (1966, Plate 1, Fig. D); a parting exists parallel to {100}. Most crystals have a thin greenish-grey birefringent overgrowth zone of calcium-rich clinopyroxene and amphibole (<50 μm thick on most faces, but up to 100 μm on terminations to the c axis zone), which shows up as a bright rim in back-scattered electron

(BSE) images (Figs. 1d, 2, 3); it is described in detail in the next section. Subhedral crystals are rarely less than 0.3 mm in cross section. Some phenocrysts have cracks invaded by glass or are even disrupted (Fig. 1b). Smaller anhedral crystals are interpreted as fragments of broken crystals and these may or may not be overgrown by orthopyroxene and/or calcium-rich clinopyroxene and/or amphibole (Figs. 4a,f, 5a). Most crystals have a skeletal morphology (see next section) and such crystals are overgrown on both internal and external surfaces, though the overgrowth zones are thicker on the latter.

The microphenocrysts (<0.5 mm) form 17 vol.% of the rock and comprise only pyroxene with small amphibole overgrowths (Figs. 4, 5). They consist mainly of colourless orthopyroxene and greenish-grey calcium-rich clinopyroxene; clinoenstatite occurs only very rarely in microphenocrysts (Fig. 2). The orthopyroxene (~11 vol.%) is almost invariably overgrown by the calcium-rich clinopyroxene (~6 vol.%). The microphenocrysts can be divided roughly into two groups (Figs. 1c,d, 4, 5) depending on the relative amount of calcium-rich clinopyroxene. One extreme group consists mainly of orthopyroxene in stumpy prisms up to 0.3 mm (rarely 0.5 mm) long, the clinopyroxene overgrowth being generally thin (Figs. 4a-d). The other extreme consists mainly of calcium-rich clinopyroxene in thin slightly doubly tapering prisms up to 0.5 mm long, overgrown on thin orthopyroxene (Figs. 4c,e,f, 5a). The dominant forms are {110}, {010} and {100} indexed on the clinopyroxene cell, with variable terminations to the prism. The microphenocrysts also frequently contain irregular glass inclusions, the orthopyroxene cores of some crystals having a partly skeletal form (Fig. 4c,f) and some are curved. In almost all cases the calcium-rich clinopyroxene is itself overgrown by a greenish-grey calcium-rich amphibole, sometimes in long (up to 100 μm) thin (<10 μm) needles (microlites and crystallites) extending out in the direction of the c axis (Figs. 4d, 5a); it also occurs in needles radiating from oxide crystals. The amphibole needles are frequently hollow (Figs. 2e, 4d, 5a). Amphibole never occurs in large crystals. Amphibole, chrome-spinel and iron oxide make up ~3 vol.%.

The whole-rock analysis and corresponding C.I.P.W. norm and trace-element concentrations of the boninite studied (Table 1) differ little from those of boninites from the same locality (Sameshima et al., 1983; Cameron et al., 1983; Cameron, 1989). The rare-earth contents are also very similar to those of other boninites of Népoui (Cameron, 1989) except for higher Sm and Gd contents which give rise to a negative europium anomaly with Eu*/Eu=0.61, other boninites from the same area having no anomaly. The rock is quartz-normative (9.9 wt.%), strongly hypersthene-normative (45.5 wt.%) and rich (34.5 wt.%) in normative feldspar (potassian andesine, molar composition $An_{38.3}Ab_{51.4}Or_{10.3}$). The hydrous nature of the rock is shown by the relatively high loss on ignition (4.5 wt.%) and, as the minerals in the rock are mainly anhydrous, by the low totals (~93%) for microprobe analyses of the glass (Table 1). A very fresh sample of the boninite was analyzed for included gases by mass spectrometry (Zimmermann et al., 1988) using heating steps at 500, 800 and 1180 °C. A large proportion (~80 %) of the fluids was released at 500 °C, most of the rest being released at 800 °C. The total quantity of fluids evolved was 2.75 wt.%, of which 97.3 wt.% was H_2O, the rest being mainly CO_2 and CO with a small amount of H_2. Almost only water was released at 500 °C, most of the hydrogen at 800 °C and most of the CO_2 and CO at 800 and 1180 °C.

The mean composition of the glass is corundum-normative (5.4 wt.%), strongly quartz-normative (41.0 wt.%) and has high normative feldspar (42.6 wt.%) of molar composition ($An_{45.8}Ab_{43.0}Or_{11.2}$), slightly richer in An than that of the bulk rock. Whereas the bulk composition of the rock corresponds to a high-magnesian quartz andesite, that of the residual glass corresponds to a very quartz-rich dacite. The values of the atomic magnesium number Mg# {=$Mg/(Mg+Fe_{tot})$ where the total number of iron atoms is calculated} of the whole rock and glass are extremely different, the whole-rock value of 0.78 being much larger than that of the glass (0.15) due to the highly magnesian nature of the crystals. It is also possible to calculate a magnesium number which takes into account only Fe^{2+}, where $Mg^*=Mg/(Mg+Fe^{2+})$. However, this number is relevant neither for microprobe analyses, as only total iron is measured, nor for altered rocks, so that only Mg# values will be used.

GROWTH AND OVERGROWTH TEXTURES AND MINERAL CHEMISTRY

The textures and mineral chemistry are treated according to the order of development (nucleation, growth and overgrowth) of and within the different morphological entities in the boninite, rather than by mineral group, because of their complexity. Following Dallwitz et al. (1966), we consider that the crystallization of the magma occurred in at least two distinct stages, the first stage (or stages) giving rise to the phenocrysts and the second or later stage(s) giving rise to the overgrowth zones and microlites during more rapid cooling. We distinguish, moreover, between the clinoenstatite phenocrysts or glomerocrysts (32 vol.%) and the composite pyroxene microphenocrysts with their overgrowth zones (17 vol.%). Two phases nucleated in the melt only, namely chrome-spinel in small amounts and abundant protoenstatite probably in that order, whereas two or three others may have nucleated both in the melt and on previously existing minerals. Chrome-spinel and protoenstatite were followed by orthopyroxene, which also nucleated occasionally on protoenstatite; the other phases (calcium-rich clinopyroxene, amphibole and iron oxide) occur almost entirely in the overgrowth zones, though iron oxide and perhaps amphibole may also have nucleated very rarely from the melt.

Because of the complex growth and overgrowth textures, numerous point analyses and several step scans were undertaken in order to determine chemical variation in the minerals within the textural units in the rock. A careful study of simple and oscillatory zoning, well seen optically and in BSE images, was also carried out. Chemical variation is described in the different mineral species and across contacts between species. The four pyroxene species present in the rock, recognized both chemically and from electron diffraction (Brown & Ohnenstetter, in prep.), are clinoenstatite (inverted Pbcn enstatite), enstatite (Pbca), pigeonite ($P2_1/c$) and augite s.l. ($C2/c$) using the recently recommended nomenclature of Morimoto (1988). They show, however, such extensive chemical variation that the recommended nomenclature for the enstatite-ferrosilite and the clinoenstatite-clinoferrosilite series is inadequate for detailed petrological description, so we also use the previous nomenclature of

Hess (1952). Sometimes, for simplicity, the different pyroxenes are called clinoenstatite, orthopyroxene and calcium-rich clinopyroxene; although the latter is dominantly augite, it also includes magnesium pigeonite, subcalcic augite and ferroaugite, according to the nomenclature of Poldervaart & Hess (1951).

Clinoenstatite-clinohypersthene phenocrysts

Clinoenstatite is the only mineral to occur in phenocrysts or glomerocrysts (Figs. 1-3). It is always polysynthetically twinned on (100) and has well developed cleavages parallel to {110} and {032} as well as various partings including {100}. Primary inclusions are chrome-spinel and glass. The clinoenstatite crystals are generally prismatic and apparently have a euhedral form. On closer examination, however, they are seen to have a more complex subhedral to skeletal form due to the presence of the glass inclusions. The glass inclusions are rarely simple, most having a complex or ramifying form. Depending on the section the skeletal character of the crystals may be more or less strongly expressed (Figs. 1-3). In some cases glass inclusions occur only at the ends of crystals (Fig. 1b); in other cases they occupy a very large proportion of the crystal (Figs. 2, 3). Some crystals have been broken, the glass simply invading cracks or pull-aparts (Fig. 1b); in other cases the fragments have been completely separated and then overgrown by other minerals (Figs. 4a, 5a).

The skeletal morphology is most clearly shown in rare microphenocrysts by the internal and external form and by the relationship with chemical zoning. Some crystals show simple rounded hollow sections or incomplete C-shapes (Fig. 2d-f), whereas others have highly complex but largely crystallographically controlled internal shapes (Figs. 2a-c, 3). Crystals may consist in section of several parts in parallel orientation separated by glass (Fig. 3a). Both the external and internal shapes are determined in c-axis sections by forms close to {010}, {110}, {100} and more rarely {120}, indexed on a cell with a 0.9 nm a axis (Figs. 2a-c, 3a) and in other sections by {101} and {023}, in addition. Moreover, chemical zoning seen in back-

scattered electron images clearly follows the shape of both the internal and external surfaces (Fig. 2c,e,f) showing that the skeletal form is a growth and not a dissolution feature.

The total range of composition of the inverted protopyroxenes (Fig. 6), expressed in terms of the standard pyroxene end members where Fs includes Mn, extends continuously from clinoenstatite ($En_{94.38}Fs_{5.58}Wo_{0.23}$) through clinobronzite to clinohypersthene ($En_{67.45}Fs_{31.58}Wo_{0.97}$), i.e. from Mg# of 0.95 to 0.68, by far the most iron-rich composition found so far in any inverted protopyroxene. Wo increases slowly with Fs and only exceeds 1% in a very few cases. Most analyses have Mg#$\geq$0.85, the more iron-rich compositions occurring only in the narrow rims. Representative analyses are given in Table 2. The most En-rich compositions occur in the centres of crystals and show up as a distinct dark grey zone in BSE images (Fig. 1d, right centre). Oscillatory zoning is most clearly seen in skeletal crystals (Fig. 2). In one skeletal crystal (AB, Fig. 2d), almost the entire range of composition is covered (Fig. 6b). The spatial variation from rim to rim in two crystals was measured in three step scans. One scan (Fig. 7) crosses a C-shaped crystal (CD, Fig. 2d) from the inner C to the outer rim D; the zoning is asymmetric, Fe and Ca enrichment being greater towards the outer rim. Ca enrichment occurs mainly in the last 10-15 μm towards the outer rim. Fe increases slowly within 20-30 μm from the outer rim and then rapidly over the last 10 μm, whereas it reaches lower values at the inner rim. The oscillatory zoning shows up in the centre as small variations in Ca, Mg, Fe and especially Cr, but is much more well seen in BSE images (Fig. 2c, f). Amphibole overgrowths occur in places on both rims. Analyses from a second skeletal crystal (Fig. 2a-c) show iron (and calcium) enrichment towards both the outer and inner rims, reaching respectively $En_{73.35}Fs_{25.40}Wo_{1.25}$ and $En_{77.86}Fs_{21.37}Wo_{0.77}$; the centre of the same crystal had a composition of $En_{88.40}Fs_{11.11}Wo_{0.74}$. This greater enrichment towards the outer rims of skeletal crystals suggests either that growth continued longer on the outer rim or that diffusion in the outer liquid was able to replenish the boundary layer.

Minor elements also show important variations with increase in Fs (5.53 to 31.58) and Wo (0.22 to 1.56) contents. Both alumina and titania vary sympathetically with Fs and Wo reaching

1.95 and 0.1 wt% respectively. On the other hand Cr decreases strongly with Fs and Wo falling from 0.028 atoms per formula unit for Fs_{9-11} to below the limit of detection for Fs > 20 (cf. Fig. 15d). The En-rich members are thus chromian clinoenstatites because Cr > 0.01 (Morimoto, 1988). The maximum Wo content (Fig. 6) occurs at an Fs value of about 22 and falls slightly thereafter to ~32. Al_2O_3, TiO_2 and Na_2O also show maximum values close to Fs=22, whereas MnO continues to increase.

Overgrowths on clinoenstatite-clinohypersthene

Internal and external surfaces of the clinoenstatite crystals are covered by complex overgrowths, normally greenish-grey calcium-rich clinopyroxene, overgrown itself by calcium-rich amphibole which are brighter in BSE images than the clinoenstatite (Figs. 1d, 2, 3). Both the clinopyroxene and amphibole are in parallel intergrowth with the clinoenstatite. The overgrowth zones are thin (up to a few tens of μm) on {010}, thicker on {110} and {100} (Fig. 2c) and thickest on the prism terminations where they may reach ~100 μm. The overgrowth zones are generally thicker on external than internal surfaces. The two overgrowth phases also have a crystallographic form and are limited by {110}, {010} and {100}; the interfacial angle (110) ∧ ($1\bar{1}0$) being close to 88° for clinopyroxene and 56° for clinoamphibole, the two phases can be distinguished easily on high-magnification BSE images (Fig. 3b; see also Figs. 4c,e,f, 5b). The {110} forms of the two phases, especially the amphibole, give rise to striations parallel to the c-axis prisms on all faces in the c-axis zone (Fig. 2a,d). The crystals may extend outwards in the c-axis direction well beyond the end of the clinoenstatite crystals giving rise to prismatic needles of amphibole (Fig. 2a; cf. Fig. 4d) which may exceed 100 μm in length.

Orthopyroxene appears to be absent from inclusions of glass entirely enclosed by clinoenstatite, but may occur within glass in embayments. Orthopyroxene is rarely in contact with clinoenstatite and, where so, may have no apparent preferred orientation; such contacts arose by impingement before the nucleation and growth of calcium-rich clinopyroxene (Fig. 2c). In most cases, however, the two are separated by a thin zone of calcium-rich

clinopyroxene (Figs. 2e, 3a,b extreme lower left; Fig. 4f). In a few cases orthopyroxene appears to overgrow clinoenstatite, usually in parallel orientation on fragments of crystals (Fig. 5a), but in one case in an unusual orientation in which the c axes are parallel but the crystals are rotated relative to one another by ~45°. In the latter (Figs. 3, 8), (010) of the orthopyroxene is parallel to (110) of clinoenstatite. The contact surface is however irregular and nearly stepped with parts parallel to (100) and (010) of the clinoenstatite or (210) and ($2\bar{1}0$) of the orthopyroxene. Close to the clinoenstatite rim (Fig. 8), the orthopyroxene is a magnesium-rich bronzite (point 20, $En_{84.25}Fs_{14.21}Wo_{1.54}$), similar to but only slightly more iron- and calcium-rich than the clinobronzite (point 36, $En_{86.78}Fs_{12.70}Wo_{0.52}$). With progressive crystallization of both protopyroxene and orthopyroxene, the composition of the bronzite becomes iron-rich more rapidly (point 21, $En_{72.51}Fs_{24.09}Wo_{3.40}$) than the clinobronzite (point 34, $En_{84.62}Fs_{14.72}Wo_{0.66}$). Beyond this point on the contact, orthopyroxene ceases to grow and is replaced by a narrow zone of pigeonite (points 28 and 37, $En_{69.55}Fs_{25.37}Wo_{5.08}$ and $En_{74.71}Fs_{15.73}Wo_{9.57}$) followed in turn by augite in parallel orientation (ranging in composition to point 31, $En_{30.84}Fs_{30.19}Wo_{38.98}$), whereas the adjacent clinobronzite (point 33, $En_{83.81}Fs_{15.50}Wo_{0.69}$) has hardly changed in composition. These variations can be seen clearly on BSE images, zoning in the centre of the bronzite showing up distinctly (Fig. 3b)

Microphenocrysts and their overgrowths

The microphenocrysts (17 vol.%) are both smaller (<0.5 mm) and more varied in composition than the clinoenstatite phenocrysts. On average about two thirds are orthopyroxene and one third calcium-rich clinopyroxene. The orthopyroxene is colourless and transparent, devoid in general of cleavages. It is rarely prismatic (Fig. 4e), generally having the shape of a rectangular parallelopiped formed by {010} and {100} (Fig. 4d), sometimes truncated by the {210} prism (Fig. 5a). It contains frequent small inclusions of glass either with little preferred shape (Fig. 4c, left) or partly terminated by planar faces (Figs. 4d, 5a). In many cases the orthopyroxene crystals show well developed skeletal shapes (Fig. 4c right, 4f). Overgrowths

within glass inclusions are thin or absent and are composed of calcium-rich clinopyroxene, amphibole being very rare. Almost all orthopyroxene crystals contain two-phase fluid inclusions (Fig. 4b right), the gas bubble being mobile but small compared to the size of the fluid inclusion (5-10 μm). The orthopyroxene crystals show well developed chemical zoning seen both in crossed-polar and in BSE images, the zones having euhedral to subhedral forms (Figs. 4d, 5a) with an increase in average brightness (atomic number or iron enrichment) outwards, followed by an abrupt drop in brightness. This occurs once (Fig. 5a) or multiply giving rise to up to 5-10 oscillatory zones (Fig. 4a,d). Some of the zones have a rounded shape (Figs. 2e, 4d, 5a) suggesting that slight dissolution (resorption) followed by growth of more En-rich zones may have occurred once or several times.

Most orthopyroxene analyses (Fig. 9) fall within the field of bronzite (Fs_{12-30}) defined by Hess (1952); representative analyses are given in Table 3. The most En-rich compositions ($En_{86.66}Fs_{11.98}Wo_{1.36}$) occur in the cores of the large microphenocrysts, whereas the rims may occasionally reach the field of ferrohypersthene ($En_{40.55}Fs_{55.37}Wo_{4.08}$, magnesium-rich ferrosilite), Mg# varying from 0.88 to 0.43. Wo increases slowly with Fs but does not exceed 5%, tending to reach a maximum close to Fs =26-27. The crystals show well developed oscillatory zoning (Fig. 4a,c,d) with up to ten zones in BSE images, but with relatively small chemical variation and strong iron enrichment only towards the rim. For one single crystal (Fig. 4c) the total compositional range is from $En_{84.25}Fs_{13.95}Wo_{1.80}$ in the centre to $En_{62.71}Fs_{33.69}Wo_{3.10}$ at the rim (Fig. 9b), iron and calcium enrichment occurring only over the last 15 μm close to the rim (Figs. 4c, 10). In most of the crystal, however, chemical variation is small and of the order of 1-3% for FeO and MgO and 0.1-0.4% for CaO. CaO varies sympathetically with FeO and MgO and Cr antipathetically (Fig. 10). The two lighter zones in the centre of the crystal (Fig. 4c) correspond to a small but smooth increase in both Fs and Wo followed by a sharp drop. FeO increases by nearly 20% close to the rim, Ti rises abruptly and Cr decreases.

As for the clinoenstatite series, minor elements in orthopyroxene show systematic variations with the Fs and Wo contents. MnO increases up to about Fs=26 and then changes little as in clinoenstatite. Al_2O_3 increases moderately from Fs_{13} to $Fs_{17.5}$ reaching 1% and then rapidly reaching up to 10% Al_2O_3 in the most Fs-rich orthopyroxenes; all hypersthenes and ferrohypersthenes are thus aluminian with Al > 0.1 atom/formula unit (cf. Figs. 14, 15). Titania shows a similar variation from below 0.2% TiO_2 for Fs values up to 40, and then increases to 0.46% TiO_2 for more Fs-rich orthopyroxenes. On the contrary Cr drops sharply with Fs content over the range Fs_{12} to Fs_{21}, from values around 0.016-0.019 (chromian bronzite) to below ~0.003 down to the limit of detection (cf. Fig. 15d). Compared with the clinoenstatite series, the variations with Fs content in the orthopyroxene series are larger for Wo, much larger for Al_2O_3 and TiO_2 and almost identical for Cr and MnO. The compositional ranges for orthopyroxene on the pyroxene quadrilateral (Figs. 9a, 11a) are distinct from those for the clinoenstatite series, whereas overlap is generally very small for minor elements (cf. Figs. 14, 15).

The overgrowth zones on the orthopyroxene crystals may be simple or complex depending on the section. Some crystals have only a very thin zone of yellow-green calcium-rich clinopyroxene, itself overgrown by clinoamphibole prisms (Figs. 4c left, d, 5a right, 5b). The amphibole can be recognized easily by the angle of the {110} faces, some crystals showing a skeletal form (Figs. 4d,e, 5b). The amphibole prisms may extend out from the end of the crystal in the c-axis direction (Figs. 4a,d, 5a). In other crystals the overgrowth zone of calcium-rich clinopyroxene is thick (Figs. 4c,e,f, 5a) and more complex. Two step scans were carried out across a complex microphenocryst (shown in Fig. 4d) with a partly skeletal bronzite core (Fig. 4e) followed outwards by a narrow pigeonite zone, then augite and ferroaugite. The composition of the core is close to $En_{79.5}Fs_{18}Wo_{2.5}$ whereas the outside rim of the bronzite in contact with pigeonite reaches $En_{70.5}Fs_{24.5}Wo_5$. The bronzite shows variations in all elements, En, SiO_2 and TiO_2 falling slightly, Wo and Al_2O_3 rising slightly, and Fs rising significantly (Fig. 11). Cr_2O_3 (0.2 up to 0.34 wt.%) may possibly show oscillatory zoning in the bronzite.

On going from the bronzite through pigeonite to the augite in most cases the contents either fall (En, Cr_2O_3 and SiO_2) or rise (Wo, Al_2O_3, Na_2O and TiO_2) smoothly. The main exception is Fs which decreases slightly at first from pigeonite through augite and then increases strongly towards ferroaugite (cf. Fig. 12).

Calcium-rich clinopyroxene compositions (Table 4) span the pyroxene quadrilateral, Wo varying from 5% to 45% (Fig. 12). The pyroxenes comprise pigeonite and augite in the nomenclature of Morimoto (1988) and magnesium pigeonite, subcalcic augite, augite and ferroaugite in the nomenclature of Poldevaart & Hess (1951), a few compositions falling within the unnamed field with < 20% Fs. The limit between pigeonite and augite is set at Wo_{20} by Morimoto (1988), subcalcic augite being a subclass of augite between Wo_{20} and Wo_{25}. On the other hand, Poldervaart & Hess put the limit between pigeonite and subcalcic augite at Wo_{15}. At present the Wo limit which separates clinopyroxenes with space groups $P2_1/c$ from those with $C2/c$ at room temperature is not precisely known. However, only a small proportion of point analyses fall in the range between Wo_{15} and Wo_{25}. In this paper we accept the limit of Wo_{20} suggested by Morimoto for pigeonite and Wo_{25} for subcalcic augite.

Pigeonite occurs in the cores of clinopyroxene microlites ($En_{69.72}Fs_{23.17}Wo_{6.77}$) which are zoned outwards through intermediate compositions ($En_{60.67}Fs_{24.49}Wo_{14.83}$) to augite rims ($En_{42.79}Fs_{19.92}Wo_{37.35}$). Others have slightly more calcium-rich cores ($En_{63.24}Fs_{25.67}Wo_{11.09}$) and reach more differentiated compositions in the rims ($En_{17.58}Fs_{39.79}Wo_{42.63}$). Outward variation occurs first at nearly constant but slightly decreasing Fs along PA (Fig. 12a) from pigeonite P (~$En_{70}Fs_{25}Wo_5$) to augite A (~$En_{40}Fs_{20}Wo_{40}$), followed by strong enrichment in Fs to ferroaugite F (~$En_{20}Fs_{35}Wo_{45}$), the most differentiated composition being a ferroaugite $En_{17.58}Fs_{39.79}Wo_{42.63}$. Pigeonite also occurs as thin (~5 μm) zones in contact with orthopyroxene overgrown itself by augite (Fig. 4e).

Minor-element variation is strong, especially in the final stages of crystallization. Chromium is present in traces only in pigeonite (up to 0.015 Cr per formula unit). Al_2O_3 shows very

strong variation from ~2 % in pigeonite and subcalcic augite reaching ~3 % in augite; near $En_{35}Fs_{25}Wo_{40}$ (Fig. 13), Al_2O_3 increases drastically up to 10-12 % in the rims of the most differentiated crystals (cf. Fig. 11). Similarly, TiO_2 increases from <0.2 % for pigeonite to about 0.4 % for augite, then increasing rapidly in the rims up to 1-1.5 % (Figs. 11, 13).

The variations of cations in the pyroxenes, expressed as atoms per formula unit, versus Mg# are given in Fig. 14. Si (Fig. 14a) varies from 2-1.95 in clinoenstatite, from 2-1.9 in orthopyroxene and both, as well as the more Mg-rich pigeonites, lie on the same line of slope 4/10, whereas the slope decreases to 3/10 for augite and ferroaugite; the change of slope occurring at an Mg# of ~0.75. Al for clinoenstatite, orthopyroxene and some pigeonites varies in the same way with a slope of ~0.5, whereas the slope is close to 1/6 for augite (Fig. 14b). Ti (Fig. 14c) behaves similarly, suggesting that the most important substitution is CaTi-Tschermak's molecule ($CaTiAl_2O_6$) and that the change of slope indicates a change in crystallization conditions at Mg#=~0.75. The variation for Na is less clear, possibly showing no change in slope. Cr (Fig. 14d) decreases rapidly and reaches the lower detection limit for Mg#=~0.75. Trivalent iron, calculated assuming stoichiometry, increases slightly in orthopyroxene (up to ~0.1) and more strongly in augite (0.1-0.25), probably linked to the increase in Al.

Oxides, amphibole microlites and glass

Oxides. Two oxides exist in the rock, an early chrome-spinel and a very late magnetite-maghemite which overgrows it. Chrome-spinel is dark brown to black in transmitted and dark grey in reflected light. It occurs in small subhedral crystals included in clinoenstatite, orthopyroxene, calcium-rich clinopyroxene and glass, the largest crystals (up to 50 μm) occurring in clinoenstatite and glass. Chemically, it varies (Table 5) from magnesiochromite (Mg# up to 0.62) to Al-chromite (0.5<Mg#<0.3); some analyses plot within the picotite field with Al/(Al+Mg) up to 0.55 and an Mg# of 0.27. It is almost chromium-rich, X_{Cr} ranging from 0.8 to 0.88 (Fig. 15a), and has nearly constant Fe^{3+} ($Y_{Fe^{3+}}$ ranging from 0.05 to 0.11, Fig. 15b) and low concentrations of Ti, Ni and V. During cooling Mg# decreases, whereas

Al/(Al+Mg) increases slightly (Fig. 15c) and X_{Cr} decreases slightly. Crystallization of oxide ceases when Cr is used up in the liquid and begins again only during the latest stages, when the chrome-spinel may be overgrown by skeletal iron oxide where in contact with glass (Fig. 5c,d). The latter is rich in Al_2O_3 (up to 6 wt.%) and TiO_2 (up to 3.6 wt.%). Campiglio et al. (1986) interpreted the iron oxide as a solid solution between Al-magnetite and maghemite. It may be related to site vacancies caused by oxidation (Lindsley, 1976) or more likely to rapid growth.

Amphibole. It is the last mineral to crystallize and overgrows all other minerals including iron oxide in the glass as radiating roughly spherulitic microlites or needles (Figs. 2a, 4b) of greenish colour very similar to that overgrowing pyroxene (Figs. 2-5). The needles are always hollow and rarely exceed 80 μm in length. In the glass the amphibole may be greenish-brown in colour and have dendritic, elongate cylindrical dendritic forms or be curved, feathery or comb-textured. The composition of the largest needles (Table 5) varies from tschermakitic to ferrotschermakitic hornblende (Leake, 1978). They may be very rich in Al_2O_3 (up to 16.8 wt.%) and total iron as FeO (21.5-23.8 wt.%). Ti varies from 0.085 to 0.168 a.f.u., total Al from 2.5 to 2.9 and (Na+K) from 0.48 to 0.6. Similar compositions were reported for amphibole from other boninites (Sharaskin et al., 1980; Campiglio et al., 1986), but are unusual for igneous rocks. The very high Al content may be due to the failure of plagioclase to nucleate in the glass.

Glass. The glass is very fresh, pale brown (sideromelane) and isotropic with small (usually <1 μm) unidentified granules in some areas (Fig. 4b). It may have straight to curved cracks with crystallites developed along them (Fig. 2a). The average composition of the glass away from the crystals (Table 1) is dacitic and very rich in normative feldspar (see whole-rock chemistry above). The main chemical variations observed are decrease of total alkalies and iron and an increase in silica. The variation in composition of the glass may be compared to that within the boninite series (Ohnenstetter et al., in prep.). The glass is nearly colourless with fewer granules over a distance of ~10 μm close to crystals and crystallites. In scans across

some of the crystals into the glass, a measurable difference in composition could be detected within the last 10-20 μm (Fig. 11) indicating the presence of a frozen boundary layer. This layer showed small deficits in CaO and larger ones in FeO. The glass trapped in inclusions within crystals, especially in clinoenstatite, is richer in K_2O (up to 1.8 wt.%) than the external glasses, whether within the the most magnesium-rich or in more iron-rich parts of the clinoenstatite. This increase in K_2O in the residual glass is due to continued crystallization of clinoenstatite in a closed system in the rarity of K-bearing minerals such as clinopyroxene or amphibole.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The cooling history of the sample is directly related to its position in the 0.3-m thick dyke, which is unfortunately not known, so that it is impossible to model the cooling quantitatively. One can, however, make use of the textures to determine the order of nucleation, growth and overgrowth of the minerals (Fig. 16), because of the almost complete absence of crystal impingement and alteration. Chemical zoning, both oscillatory and disequilibrium, can be used to determine the contemporaneity of events in the growth sequence, so that one can also obtain a good qualitative idea of the cooling history (see below and Fig. 17)). The clear distinction between phenocrysts/glomerocrysts, microphenocrysts, microlites and glass indicates that cooling must have occurred in several stages, as first suggested by Dallwitz et al. (1966).

We propose the following order of crystalization (Fig. 16). The earliest minerals to nucleate were chrome-spinel and protoenstatite (which later inverted to clinoenstatite), although it is impossible to determine which nucleated first, because of the very large difference in abundance. Protoenstatite probably nucleated homogeneously in the melt, but may also have self-nucleated heterogeneously, as suggested by the occurrence of glomerocrysts. The early stages of growth thus probably occurred at a small degree of undercooling, as suggested by the relatively well developed morphology of the cores of the crystals. Orthopyroxene also nucleated in the melt and very rarely on protoenstatite, but probably considerably later than the latter and

at a lower Mg#. Oscillatory zoning occurs in both protoenstatite and orthopyroxene and may be considered to have occurred at the same stage in cooling; it may possibly have been associated locally with partial resorption of orthopyroxene. Cr falls to below the limit of dection at about the same value of Mg#=~0.75 in protoenstatite, orthopyroxene and pigeonite suggesting that this occurred at the same time at which chrome-spinel ceased to crystallize. Protoenstatite developed skeletal morphology in the last stages of crystallization suggesting that growth and cooling were more rapid, but it did not reach such a high Mg# or such high contents of Al_2O_3 as orthopyroxene; protoenstatite must have finished crystallization under considerably less strongly disequilibrium conditions than orthopyroxene or augite, which show high minor-element contents at the end. The final stages of crystallization were represented by the overgrowth of chrome-spinel by magnetite-maghemite and of all previous minerals by amphibole. Amphibole must have been the last mineral to grow, except for the very small granules in the glass which may possibly be iron oxide.

A qualitative interpretation of the cooling history is given in Fig. 17. Not all stages could have occurred in situ in the dyke. The earliest stages must have occurred in a small magma chamber at intermediate to shallow depth and involved the nucleation and growth of chrome-spinel and protoenstatite followed by orthopyroxene at a low degree of undercooling; the more Mg-rich cores may have an earlier origin (Fig. 1d). In addition, protoenstatite may have accumulated in the magma at this stage so that the composition of the rock may not correspond to that of a liquid. The undercooling must have remained relatively low to allow the development of oscillatory zoning in both pyroxenes. The presence of partially resorbed orthopyroxene may indicate that the undercooling may have decreased locally. This could have occurred during slow uprise of the magma followed by more rapid injection into the dyke system, giving rise to skeletal growth of both pyroxenes contemporaneous with the depletion of Cr in the magma. The final injection into the present 0.3-m wide dyke gave rise to faster cooling, to partial fragmentation of the protoenstatite and to disequilibrium overgrowth of orthopyroxene, augite, amphibole and iron oxide. Although the residual glass is rich in fluids, microscopically visible

vesicles are rare or absent; the glass may contain submicroscopic bubbles or even be supersatured in fluids . If cooling had been faster (Fig. 17), the rock would have contained more glass. If cooling had been slower, the rock would have been holocrystalline with abundant plagioclase and quartz and possibly only two pyroxenes, orthopyroxene and augite with more normal compositions. We are at present studying boninites with slightly different mineralogy and textures in order to more fully understand the reasons for the common occurrence of glass and the absence of plagioclase and quartz (Ohnenstetter et al., in prep; Brown & Ohnenstetter, in prep.).

ACKNOWLEDGEMENTS

We are particularly grateful to Z. Johan for donating this most fascinating sample and to A. Sobolev for interesting discussions. We thank C. Gilles and J.-M. Claude for help with the microprobe, F. El Kaliobi for quantimet measurements, A. Kohler for help with SEM photography and J.-L. Zimmermann for the determination of the fluids.

REFERENCES

Avias, J., 1971. Sur la signification et sur la genèse des grandes ceintures de roches ultrabasiques et roches de leur cortège dans les chaînes orogéniques eugéosynclinales. C. R. Acad. Sci. Paris, **273D**, 667-70.

Avias, J., 1977. About some features of allochthonous ophiolitic and vulcano-sedimentary units and their contact zones in New Caledonia. Int. Symp. Geodynamics SW Pacific, Noumea. Paris, Technip, 245-69.

Baker, M. B., & Grove, T. L., 1985. Kinetic controls on pyroxene nucleation and metastable liquid lines of descent in a basaltic andesite. Am. Mineral., **70**, 279-87.

Bloomer, S. H., & Hawkins, J. W., 1987. Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench. Contrib. Mineral. Petrol., **97**, 361-77.

Cameron, W. E., 1989. Contrasting boninite-tholeiite associations from New Caledonia. In: Crawford, A. J. (ed.), Boninites. London, Unwin Hyman, 465 pp.

Cameron, W. E., McCulloch, M. T., & Walker, D. A., 1983. Boninite petrogenesis: chemical and Nd-Sr isotopic constraints. Earth Planet. Sci. Lett., **65**, 75-89.

Campiglio, C., Marion, C., & Vannier, M., 1986. Etude d'une boninite à olivine de Nouvelle Calédonie: pétrographie et chimisme des phases. Bull. Minéral., **109**, 423-40.

Challis, G. A., & Guillon, J. H., 1971. Etude comparative à la microsonde électronique du clinopyroxène des basaltes et des péridotites de Nouvelle Calédonie. Possibilité d'une origine commune de ces roches. Bull. BRGM, **IV**, 2, 39-46.

Coudray, J., & Gonord, H., 1966. Extension de la paléosurface d'émersion intra-océanique dans les régions nord-ouest du bassin de Nouméa. C. R. somm. Soc. Géol. Fr., **3**, 359-61.

Crawford, A. J., 1989. Boninites. London, Unwin Hyman, 465 pp.

Crawford, A. J., Falloon, T. J., & Green, D. H., 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford, A. J., Boninites. London, Unwin Hyman, 1-49.

Dallwitz, W. B., Green, D. H., & Thompson, J. E., 1966. Clinoenstatite in a volcanic rock from the Cape Vogel area, Papua. J. Petrology, **7**, 375-403.

Govindaraju, K., & Mevelle, G., 1987. Fully automated dissolution and separation methods for inductively coupled plasma atomic emission spectrometry rock analysis. J. Anal. Atomic Spectr., **2**, 615-21.

_____ & Montanari, R., 1978. Routine performance of a matrix-correction free X-ray fluoresence spectrometric method for rock analysis. X-ray Spectrom., **7**, 148-51.

Guillon, J. H., 1974. New Caledonia. In: Spencer, A. M. (ed.), Mesozoic-Cenozoic orogenic belts: Data for orogenic studies. Geol. Soc. London Spec. Publ., 445-52.

Guillon, J. H., 1975. Les massifs péridotitiques de Nouvelle Calédonie. Type d'appareil ultrabasique stratiforme de chaîne récente. Mémoire ORSTOM, **76**, 120 pp.

Guillon, J. H., & Gonord, H., 1972. Premières données radiométriques concernant les basaltes de Nouvelle Calédonie. Leurs relations avec les grands évènements de l'histoire géologique de l'arc mélanésien interne au Cénozoïque. C. R. Acad. Sci. Paris, **275D**, 309-12.

Henoc, J., & Tong, M., 1978. Automatisation de la microsonde. J. Microsc. Spectrosc. Electr., **3**, 247-54.

Hess, H. H., 1952. Orthopyroxenes of the Bushveld type, ion substitution and changes in unit cell dimensions. Amer. J. Sci. (Bowen vol.), 173-88.

Kuroda, N., & Shiraki, K., 1975. Boninite and related rocks of Chichi-ima, Bonin Islands, Japan. Rep. Fac. Sci. Shizuoka Univ., **10**, 145-55.

Kuroda, N., Shiraki, K., & Urano, H., 1978. Boninite as a possible calc-alkalic primary magma. Bull. Volcanol., **41**, 563-75

Leake, B. W., 1978. Nomenclature of amphiboles. Can. Mineral., **16**, 501-20.

Lindsley D. H., 1976. The crystal chemistry and structure of oxide minerals as exemplified by the Fe-Ti oxides. In: Rumble, D., Oxide minerals. Mineral. Soc. Amer., Short course notes, **3**, L1-L60.

Lofgren, G. E., 1980. Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. In: Hargraves, R. B. (ed) Physics of magmatic processes. Princeton, University Press, 487-551.

Lofgren, G. E., 1983. Effect of heterogeneous nucleation on basaltic textures: a dynamic crystallization study. J. Petrology, **24**, 229-55.

Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. Mineral. Mag., **52**, 535-50.

Paris, J.-P., 1981. Géologie de la Nouvelle Calédonie. Un essai de synthèse. Mémoire BRGM, **113**, 274 pp.

Paris, J.-P., Andreieff, P., & Coudray, J., 1979. Sur l'âge éocène supérieure de la mise en place de la nappe ophiolitique de Nouvelle Calédonie, unité du charriage océanique périaustralien, déduit d'observations nouvelles sur la série de Népoui. C. R. Acad. Sci. Paris, **288D**, 1659-61.

Poldervaart, A., & Hess, H. H., 1951. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas. J. Geol., **59**, 472-89.

Rodgers, K. A., 1975. Lower Tertiary tholeiitic basalts from southern New Caledonia. Mineral. Mag., **40**, 25-32.

Routhier, P., 1953. Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama. Mem. Soc. Géol. Fr., **32**, 67, 127 pp

Sameshima, T., Paris, J.-P., Black, P. M., & Heming, R. F., 1983. Clinoenstatite-bearing lava from Nepoui, New Caledonia. Am. Mineral., **68**, 1076-82.

Schiffman, P., & Lofgren, G. E., 1982. Dynamic crystallization studies on the Grande Ronde pillow basalts, Central Washington. J. Geol. **90**, 49-78.

Sharashkin, A. Y., Dobretsov N. L., & Sobolev, N. V., 1980. Marianites: the clinoenstatite-bearing pillow-lavas associated with the ophiolite assemblage of Mariana trench.

Panayiotou, A. (ed.), Ophiolites. Proc. Int. Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, Geol; Surv. Cyprus, 473-9.

Shiraki, K., Kuroda, N., Urano, H., & Maruyama, S., 1980. Clinoenstatite in boninites from the Bonin Islands, Japan. Nature, 285, 31-2.

Zimmermann, J.-L., Jambon, A., & Guyetand, G., 1988. Manometric and mass spectrometric analysis of fluids in geological materials. Geochim. J., 22, 9-21.

FIG. 1. General views in thin section of the boninite. (a) and (b) Optical micrographs (crossed polars) with isolated phenocrysts (a) or glomerocrysts (b) of clinoenstatite with irregular polysynthetic twins set in glass (black) with numerous microphenocrysts, mainly of orthopyroxene. (c) Optical micrograph (plane polarized light) showing clinoenstatite phenocrysts, microphenocrysts mainly of orthopyroxene and glass. Outlined areas are shown in greater detail in Figs. 4 and 5. (d) BSE image of same area as (c). Clinoenstatite phenocrysts are grey with thin bright overgrowth zones of calcium-rich clinopyroxene and tschermakitic amphibole, the glass is dark grey and the microphenocrysts of orthopyroxene with calcium-rich clinopyroxene and amphibole overgrowths are bright. Scale bars 1 mm.

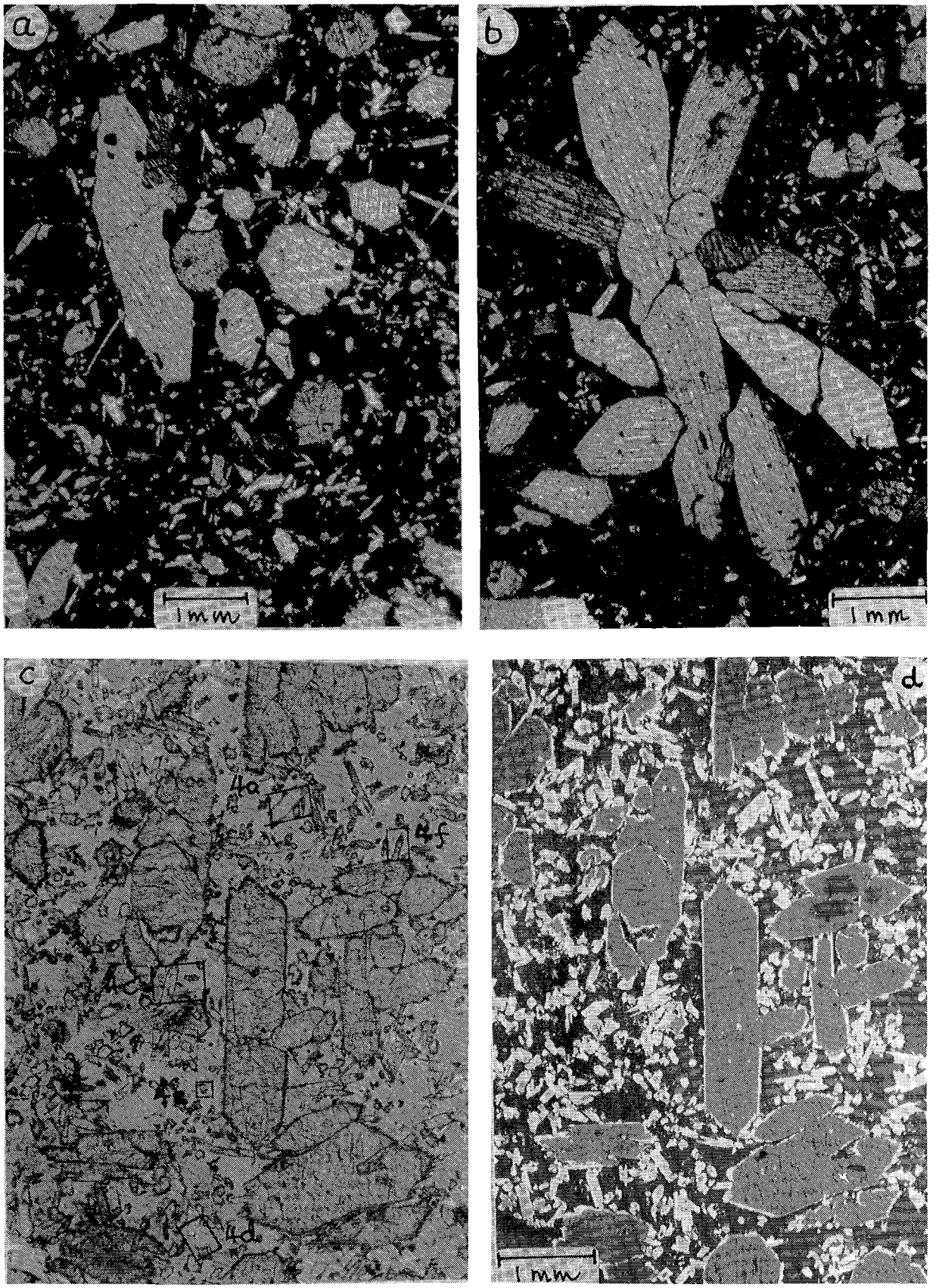

a
1 mm
b
1 mm
c
4a
45
4d
d
1 mm

FIG. 2. Two skeletal microphenocrysts of clinoenstatite (a-c and d-f) with their overgrowth zones set in glass. (a) Skeletal crystal (plane polarized light) with c axis orientated NNE (shown by amphibole needles) with {010} and {120} as prominent forms and {110} cleavages. It is in contact with an orthopyroxene crystal (top left). Microphenocrysts and microlites are seen in the glass. (b) Same view (crossed polars). (c) BSE image of same crystal (grey) showing faint oscillatory zoning in clinoenstatite following crystal form with overgrowth zones (bright) on internal and external surfaces, mainly of calcium-rich clinopyroxene and amphibole, which are thicker on {120}, and especially on {100} to top right, than on {010}. Separate orthopyroxene crystals (top left, bottom right) are intermediate in brightness. The orthopyroxene crystal (top centre) is in direct contact with the clinoenstatite without an intermediate zone of calcium-rich clinopyroxene. (d) View (plane polarized light) of second set of skeletal crystals (C-shaped and hollow) set in glass. The c-axis of the C-shaped crystal is orientated nearly N-S and the prominent forms are {010} and {110}; also seen are {110} cleavages and inclusions of chrome-spinel (black). Three step scans (AB, CD and EF) were performed (cf. Fig. 7). (e) and (f) BSE images under different conditions showing (e) overgrowth zones (bright) and oscillatory zoning in orthopyroxenes (to right) and (f) oscillatory zoning in C-shaped and hollow clinoenstatites. Scale bars 100 μm.

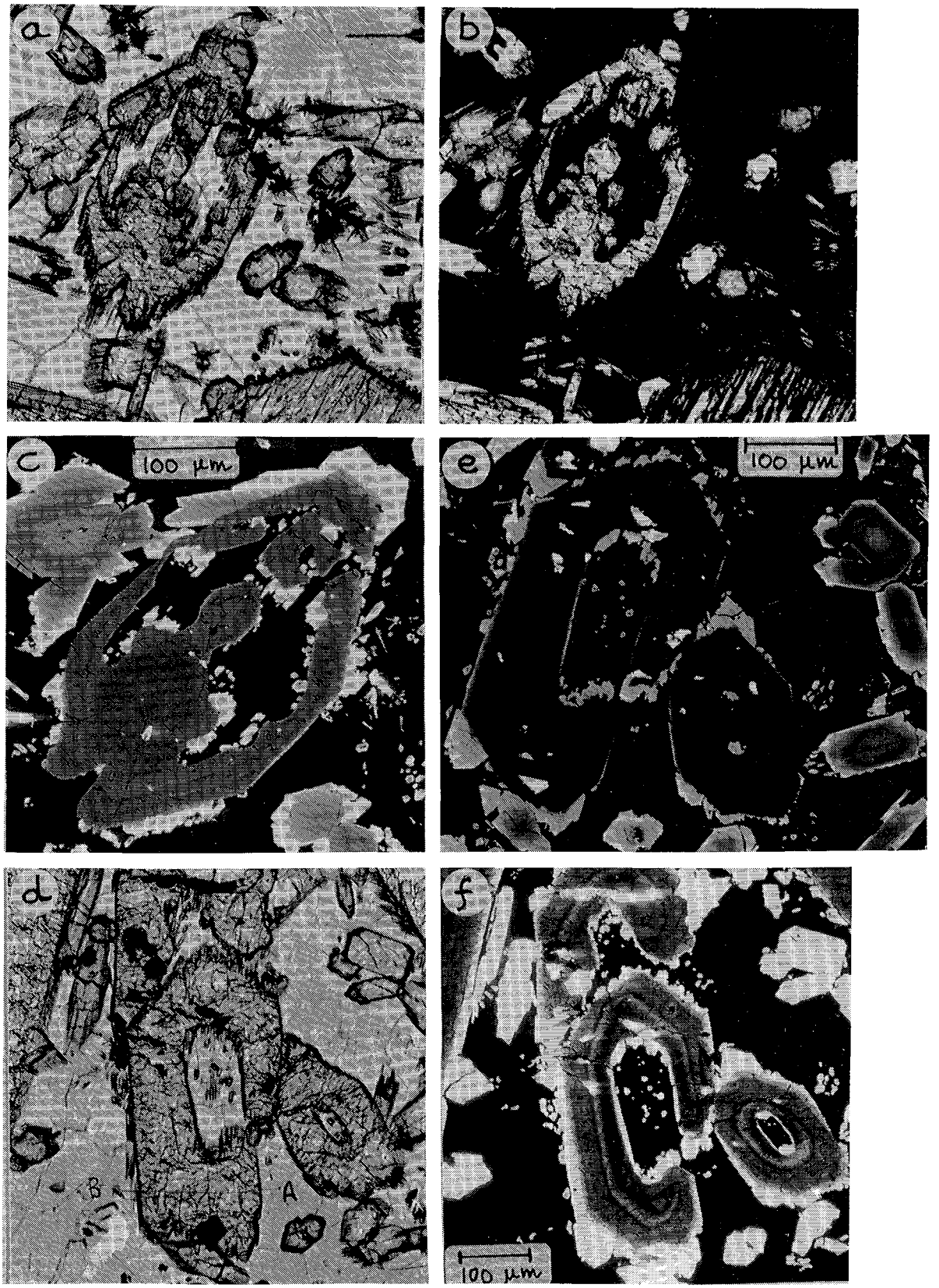

a
b
c
100 µm
e
100 µm
d
B
A
f
100 µm

FIG. 3. Well-developed skeletal morphology in clinoenstatite microphenocryst in section nearly perpendicular to c-axis showing {010}, {100} and {110} as internal and external forms and {120} as an additional internal form. (a) General view and (b) detail (BSE images) showing dark grey clinoenstatite with bright overgrowth zones on internal and external forms, mainly of calcium-rich clinopyroxene in parallel overgrowth. One crystal of zoned orthopyroxene (medium-grey, lower centre) is in an unusual orientation with (010) of the orthopyroxene parallel to (110) of the clinoenstatite (see Fig. 8). The orthopyroxene is itself overgrown in parallel orientation by calcium-rich clinopyroxene (bright) and a small crystal of amphibole. (c) and (d) View of orthopyroxene overgrowth (plane polarized light and crossed polars) showing stepped interface between orthopyroxene and clinoenstatite as well as cleavages and twins in latter. Scale bars 100 μm.

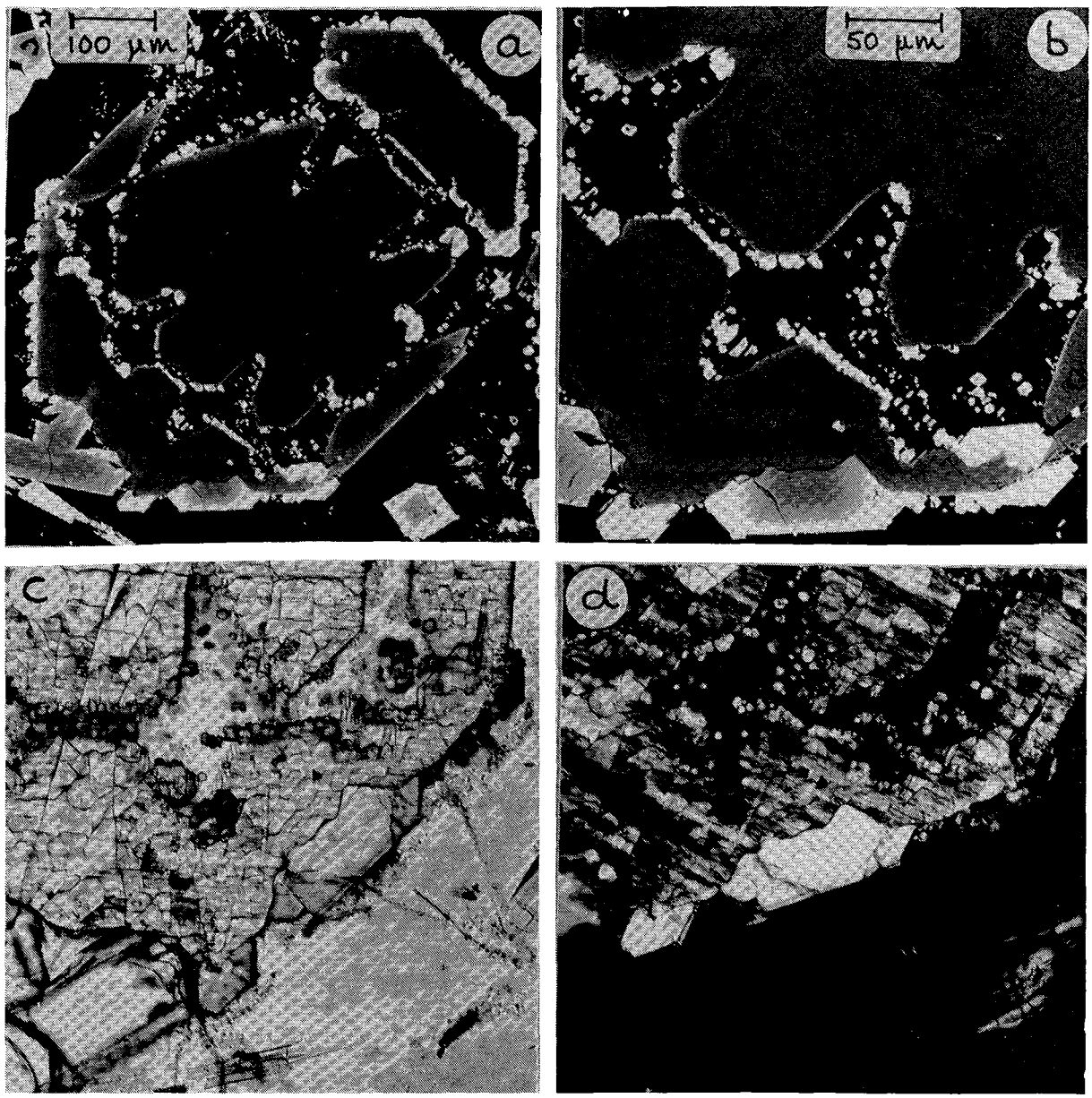

100 μm
a
50 μm
b
c
d

FIG. 4. Complex microphenocrysts consisting of orthopyroxene cores and calcium-rich clinopyroxene (mainly augite-ferroaugite with rarer intermediate zones of pigeonite) and tschermakitic amphibole overgrowths. (a) Orthopyroxene (BSE image) with well developed oscillatory zoning overgrown by pigeonite, augite-ferroaugite and amphibole (bright). The tschermakitic amphibole extends out from the end of the crystal as needles and hollow crystals; Two irregular fragments of clinoenstatite (dark, centre right) are overgrown by orthopyroxene (medium grey), pigeonite and augite-ferroaugite (bright). (b) A crystal of orthopyroxene (plane light) with overgrowths of calcium-rich clinopyroxene and amphibole showing two small fluid inclusions with a gas bubble (right centre). (c) Oscillatory-zoned orthopyroxene (medium grey, left) and a strongly skeletal orthopyroxene with thick pigeonite, augite-ferroaugite and amphibole overgrowths (bright, centre). The amphibole is clearly seen at the four corners and the ends of the skeletal crystal and also in the overgrowth zone of the complex crystal at the bottom (BSE image). A step scan (AB) was carried out across the orthopyroxene (Fig. 10). (d) A stumpy oscillatory-zoned orthopyroxene (medium grey) with thin overgrowth zone showing prominent skeletal amphibole crystals and a broken crystal of clinoenstatite (dark grey) overgrown mainly by amphibole (lower centre) (BSE image). (e) Partly skeletal orthopyroxene (medium grey, section perpendicular to c) overgrown and infilled by pigeonite, augite-ferroaugite and amphibole (BSE image). The amphibole overgrowth is clearly identifiable by the angle of the {110} faces. Two step scans (AB and CD) were carried out across the crystal (Figs. 11, 12b). (f) Skeletal orthopyroxene (medium grey) overgrown by pigeonite, augite-ferroaugite and tschermakitic amphibole in contact with a fragment of clinoenstatite with no overgrowth zone (BSE image). Scale bars 100 μm.

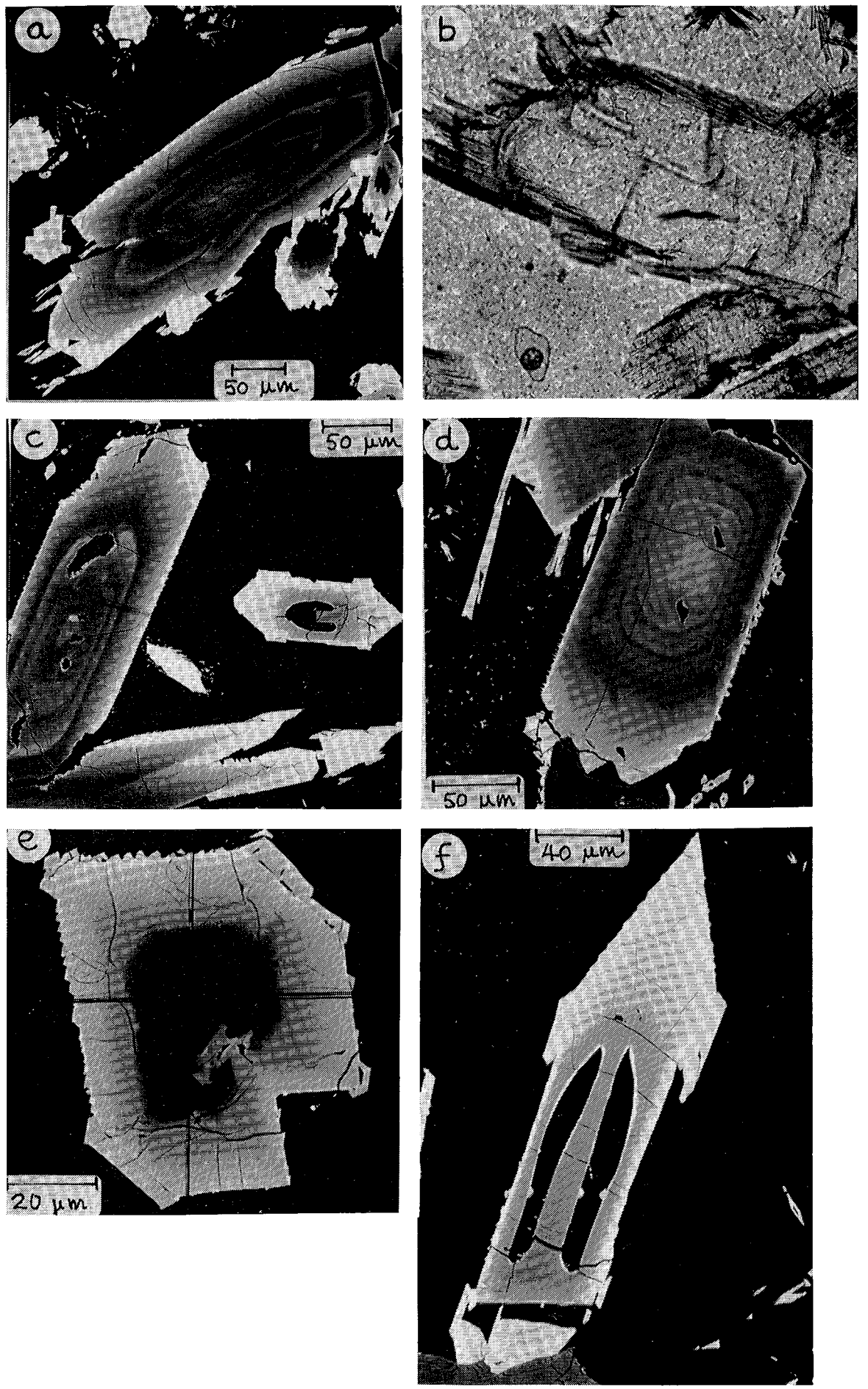
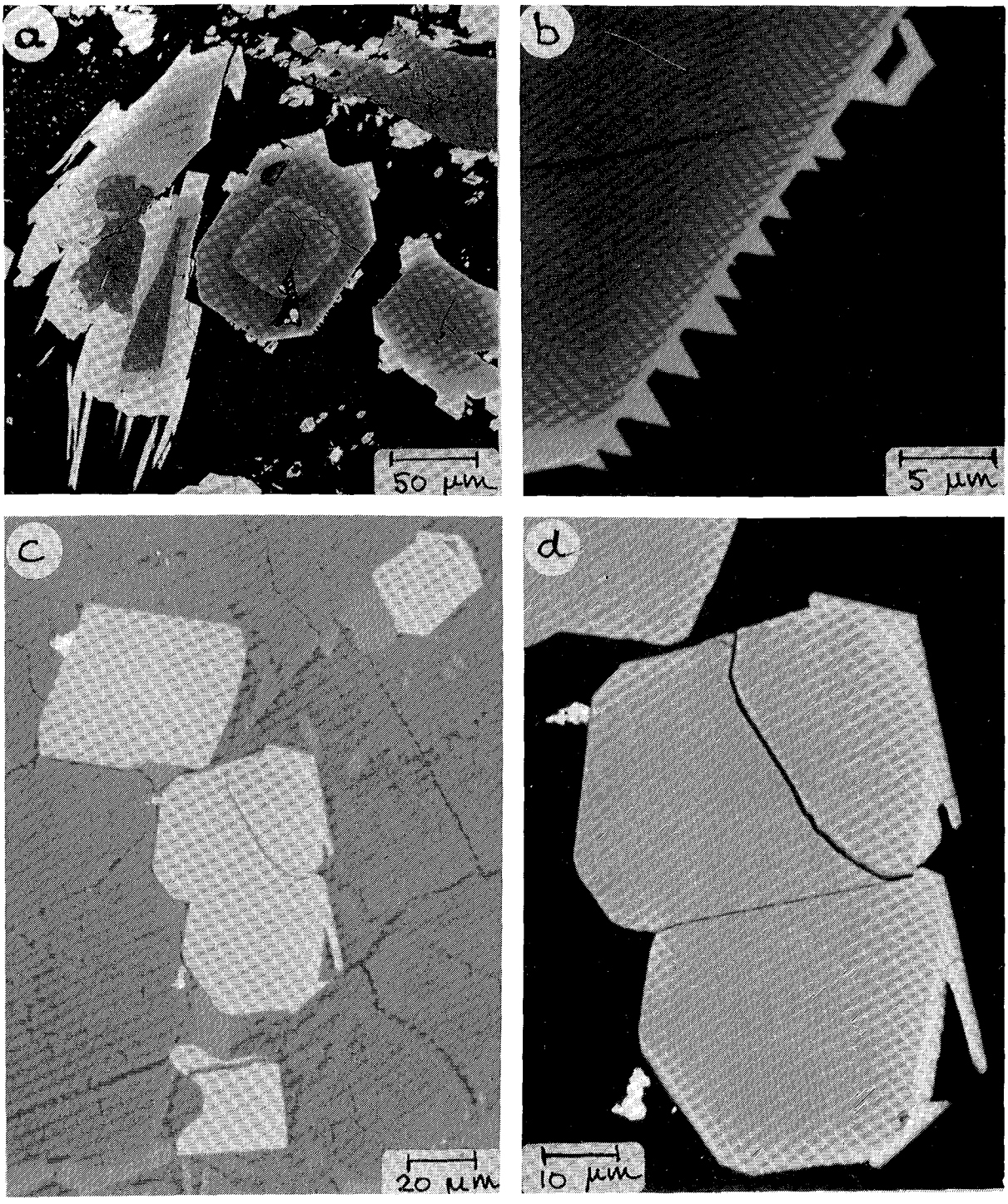

a
50 µm
b
c
50 µm
d
50 µm
e
20 µm
f
40 µm

FIG. 5. (a) Microphenocryst of orthopyroxene (centre) with prominent growth zone showing an abrupt decrease in Fs content (drop in brightness) and fragments of clinoenstatite (dark grey, left centre and upper right) overgrown at different stages in the crystallization history (BSE image). (b) Small prismatic amphibole crystals with {110} faces (one skeletal) overgrowing an orthopyroxene with a very thin zone of augite-ferroaugite (BSE image). (c) Crystals of chrome-spinel (bright grey, centre and top) partly included in clinoenstatite (intermediate grey, left) and in glass (intermediate grey, right) with curved cracks. The chrome-spinel crystals are overgrown by skeletal maghemite (centre and top right) only where in contact with glass (BSE image). (d) Enlarged view from (c) of the skeletal maghemite overgrowths (bright grey with fine cracks, to right) on chrome-spinel (medium grey). Scale bars in μm.


a
50 μm
b
5 μm
c
20 μm
d
10 μm

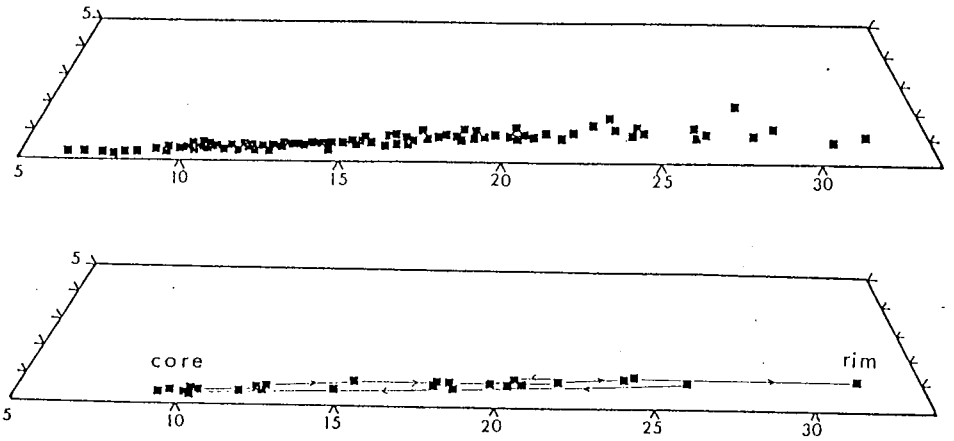


FIG. 6. Compositional variation in the clinoenstatite-clinobronzite-clinohypersthene series on a partial En-Fs-Wo diagram, where Fs includes the Mn end member. (a) Plot of selected analyses showing the range of composition from En 94 to En 68 (Mg# 94 to 68) (b) Plot of data from a step scan across a clinoenstatite crystal (AB, Fig. 2d); points from A to the centre are shown by A and from the centre to B

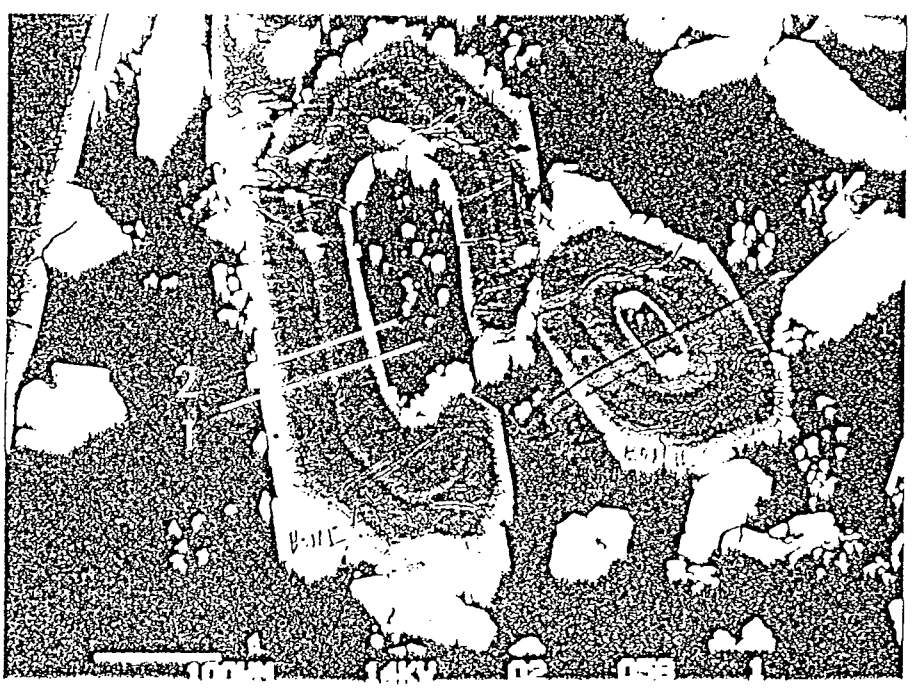
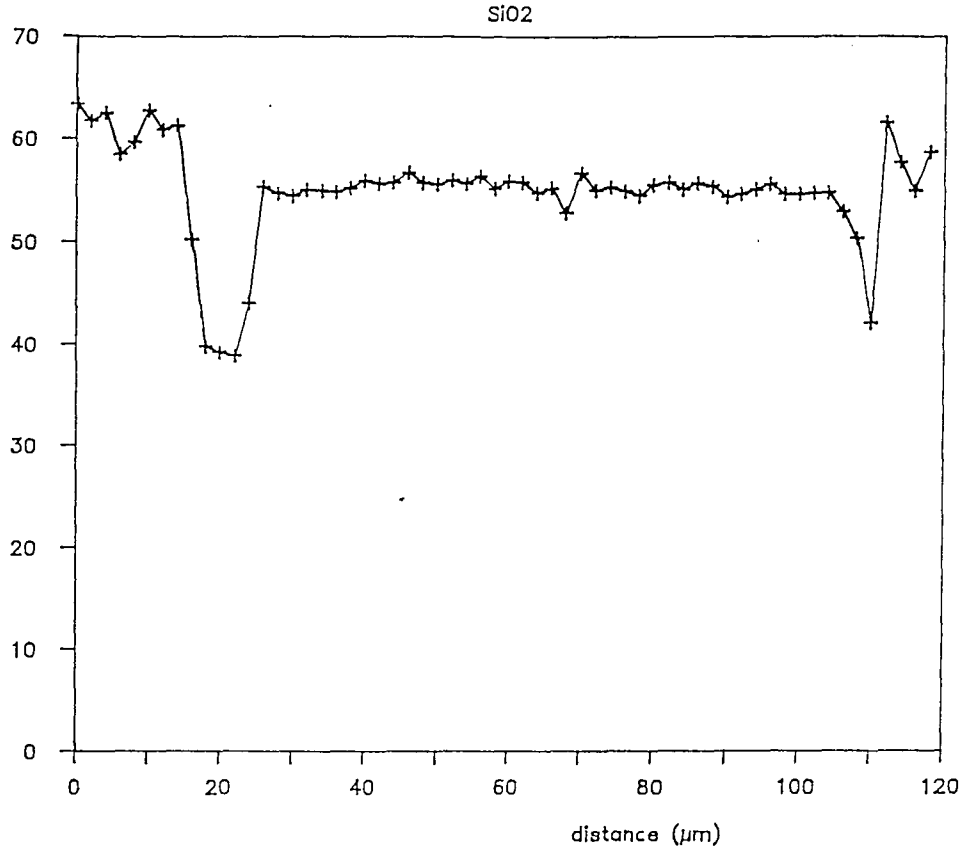
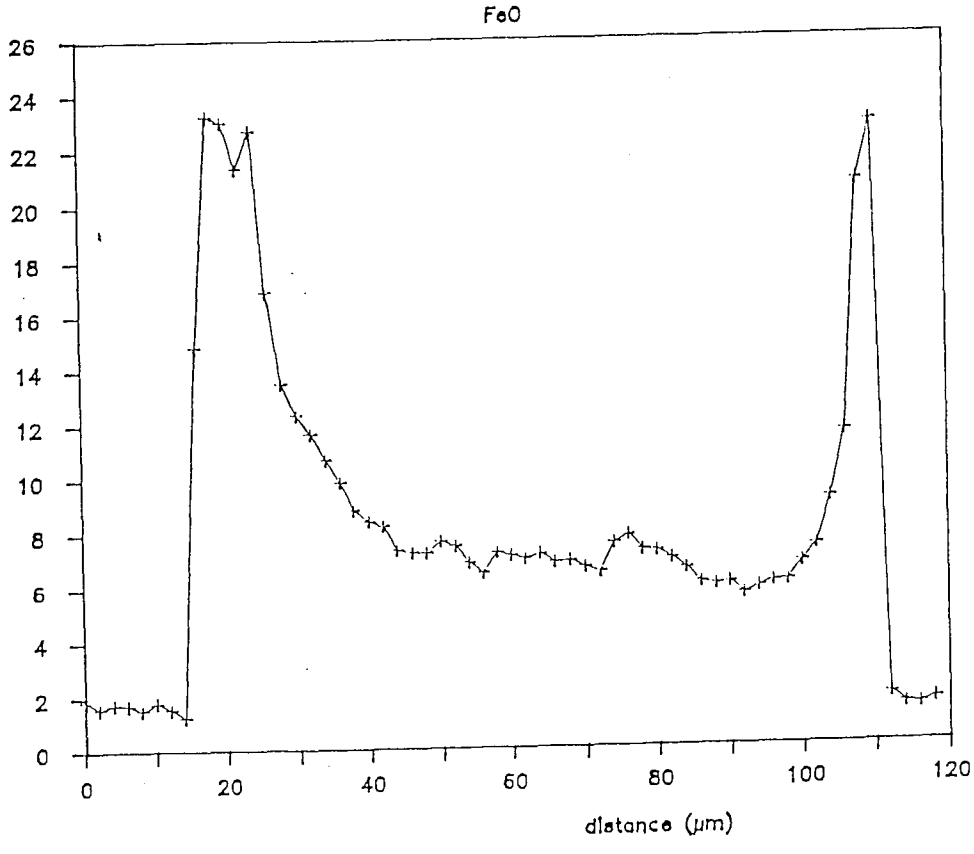


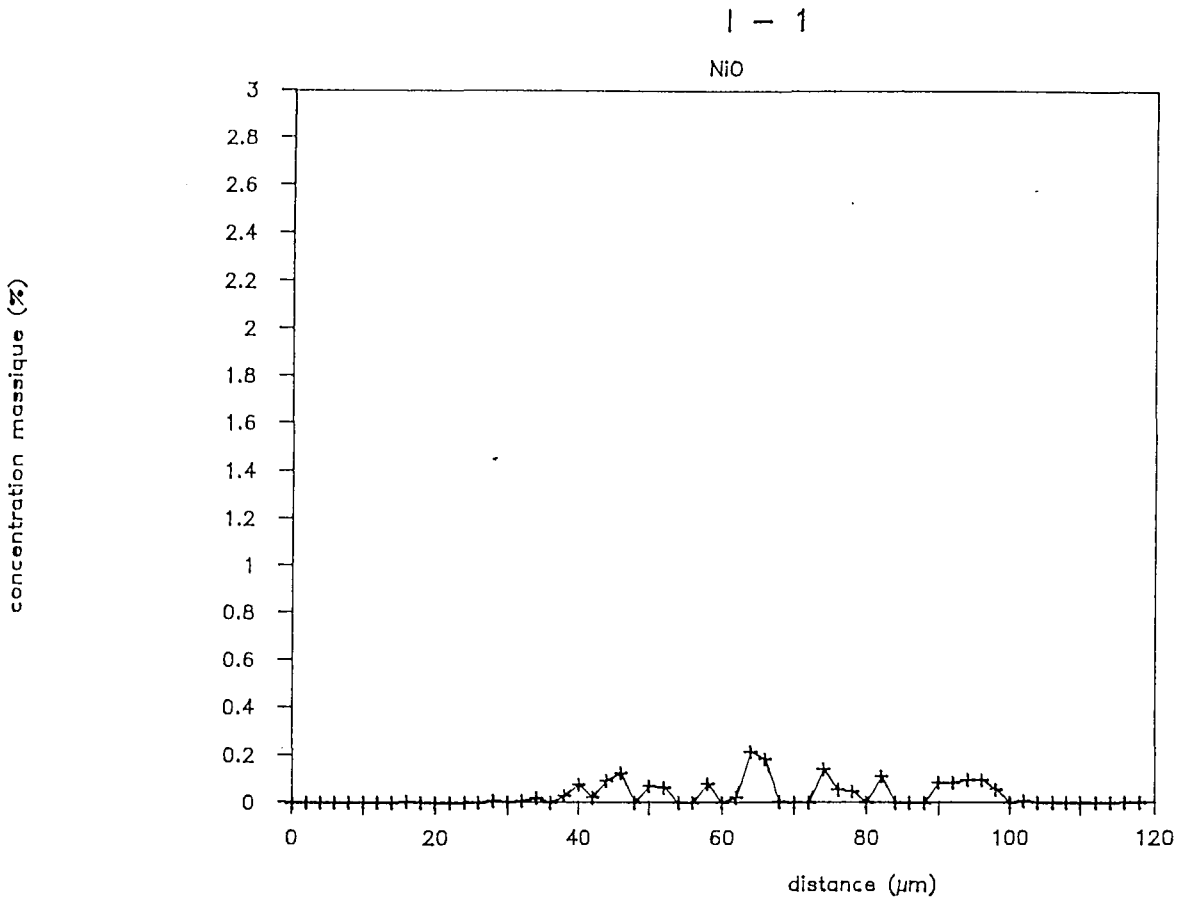
FIG. 7. A step scan across a C-shaped clinoenstatite crystal (CD, Fig. 2d) where C is the inner and D the outer rim. Ca and Fe enrichment are more pronounced towards the outer rim D. Small amphibole crystals (not shown) may occur in places on both rims and show up in their higher CaO, FeO and Na_2O and lower SiO_2 contents. Note oscillations in the Fs and Wo contents in the core (cf. Fig. 2f).

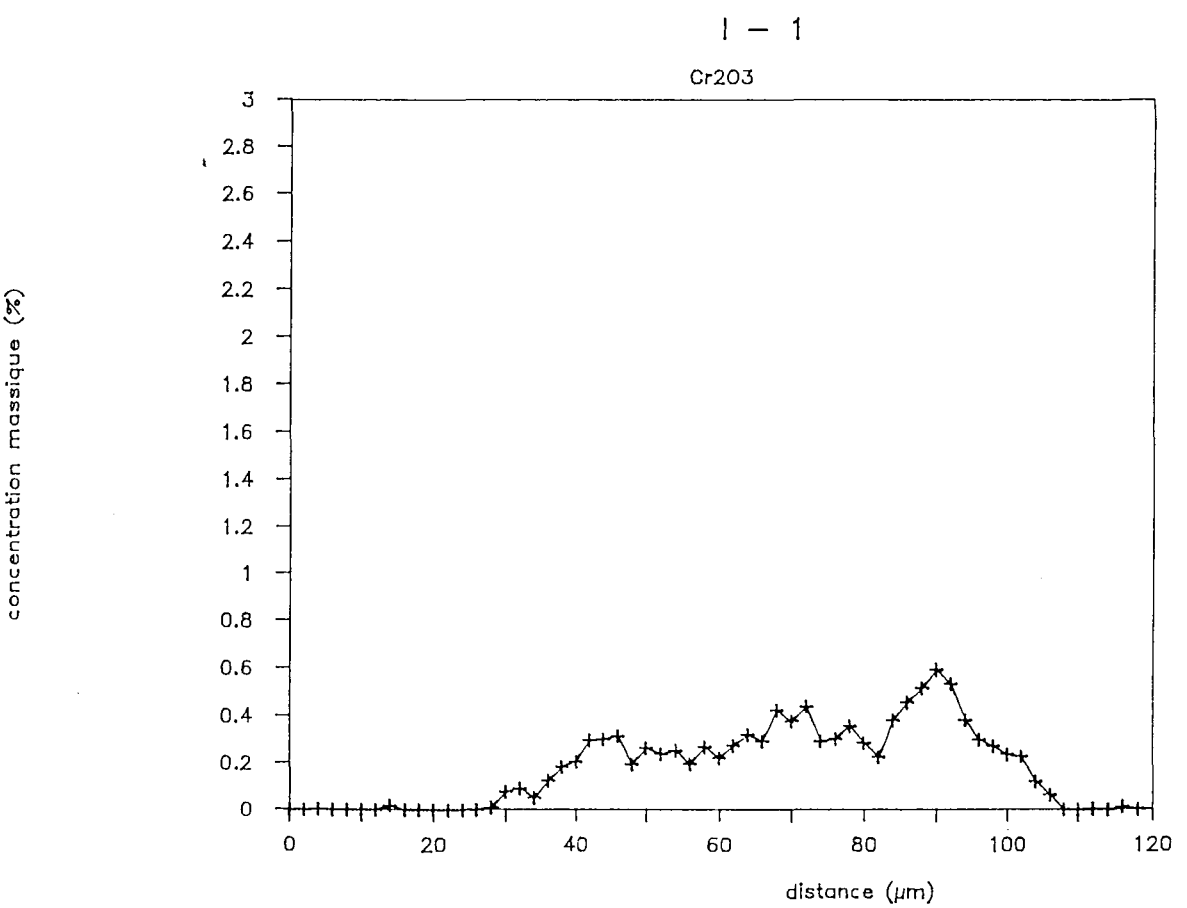
I – 1


SiO2
70
60
50
40
30
20
10
0
0
20
40
60
80
100
120
distance (μm)

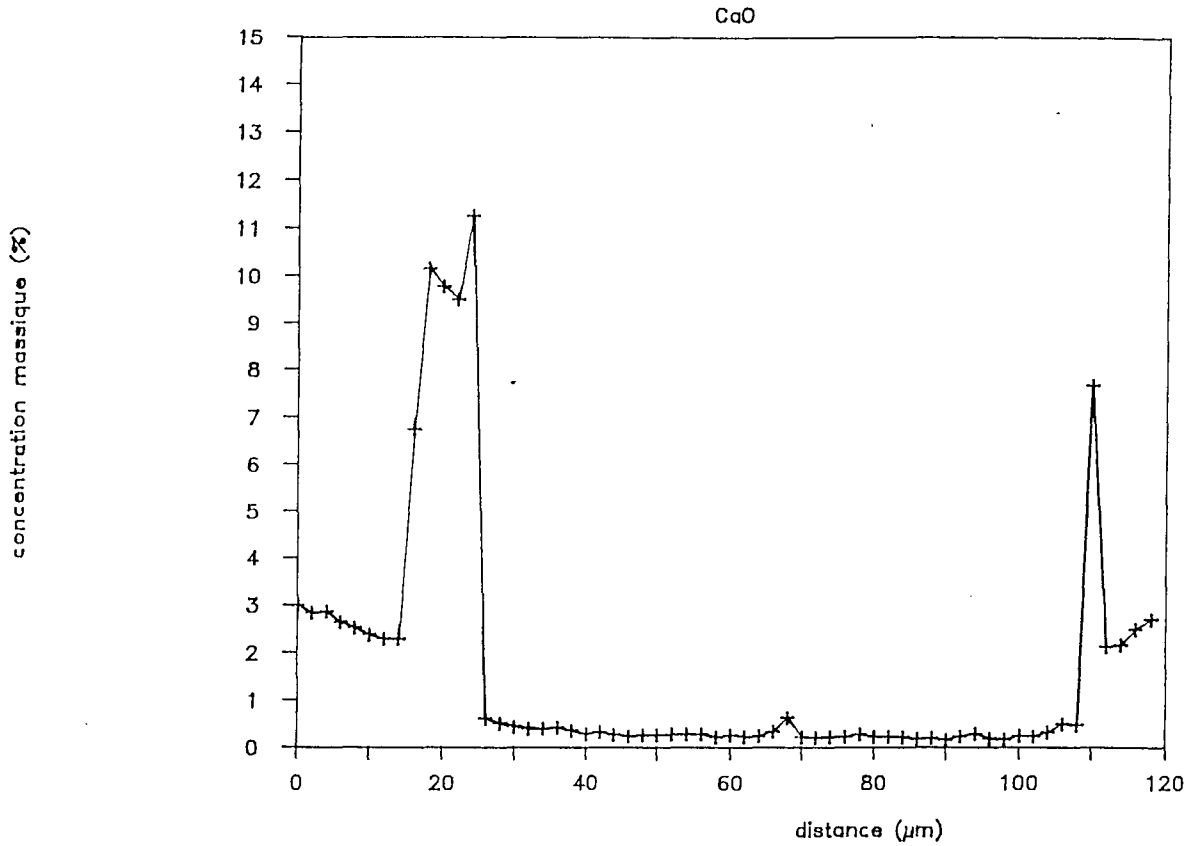
I – 1


FeO
26
24
22
20
18
16
14
12
10
8
6
4
2
0
0
20
40
60
80
100
120
distance (μm)

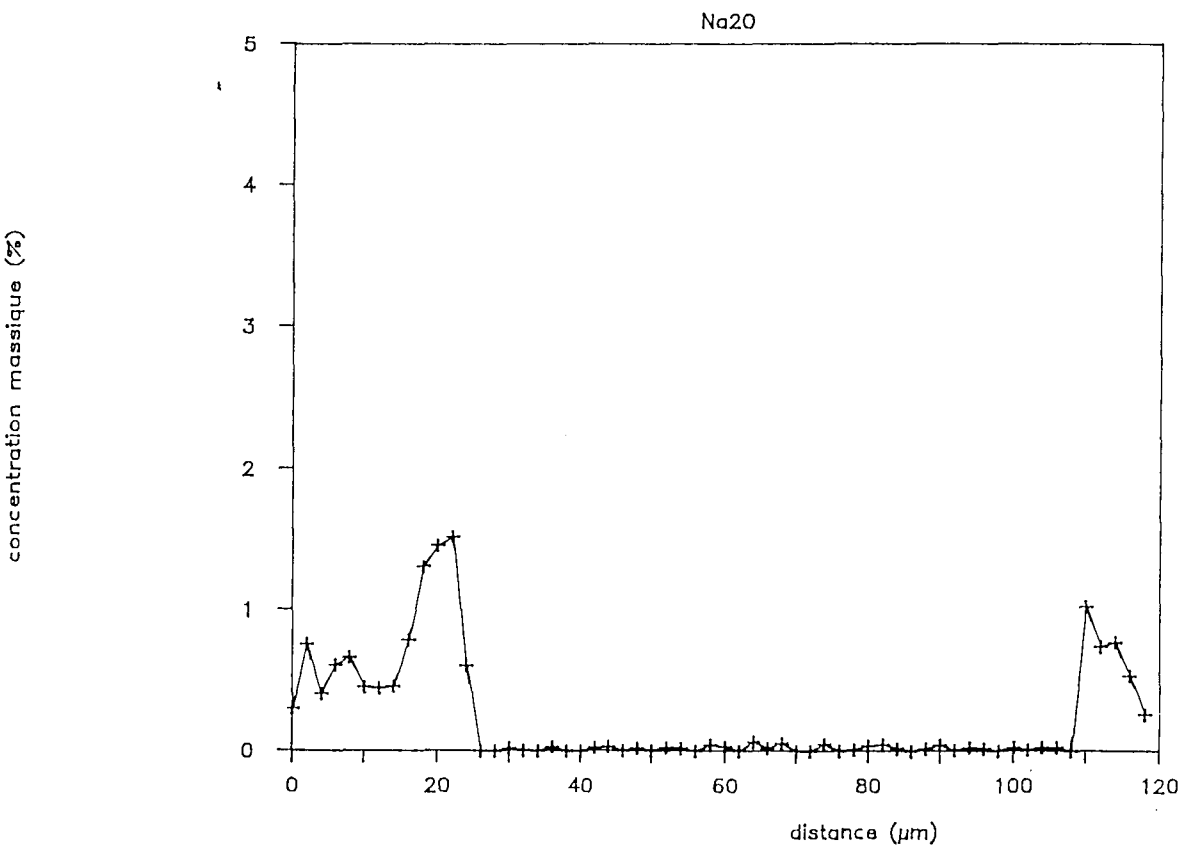

I – 1
NiO
concentration massique (%)
3
2.8
2.6
2.4
2.2
2
1.8
1.6
1.4
1.2
1
0.8
0.6
0.4
0.2
0
0
20
40
60
80
100
120
distance (µm)

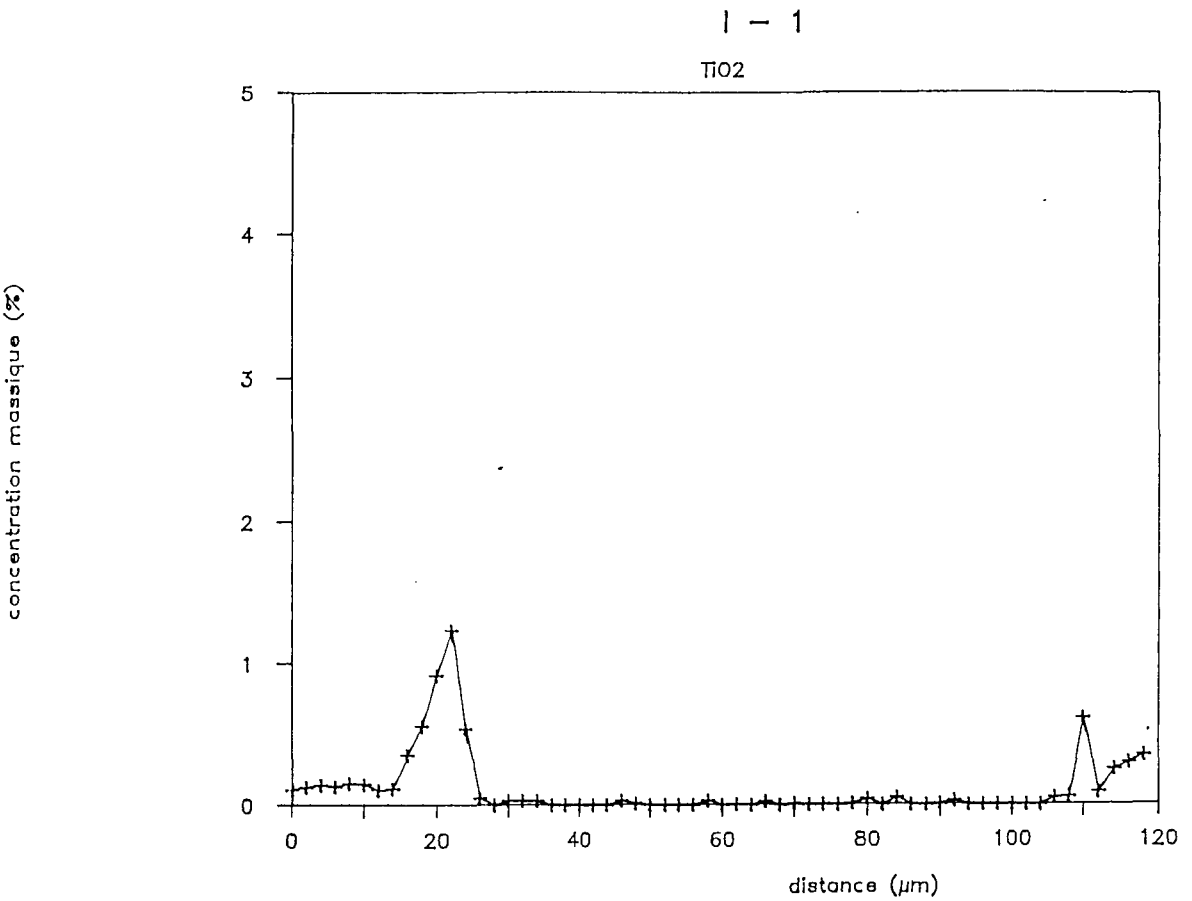

I – 1
Cr203
concentration massique (%)
3
2.8
2.6
2.4
2.2
2
1.8
1.6
1.4
1.2
1
0.8
0.6
0.4
0.2
0
0
20
40
60
80
100
120
distance (µm)

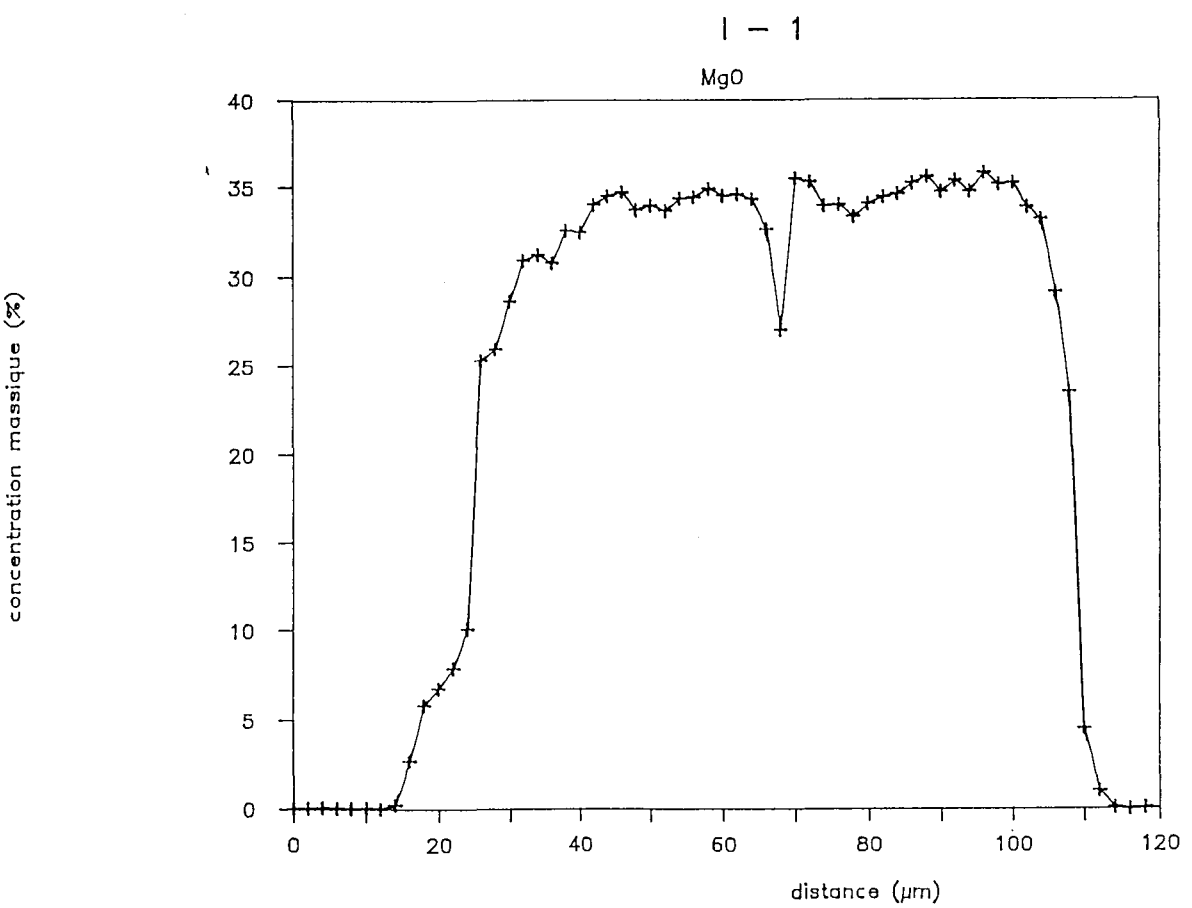
I – 1

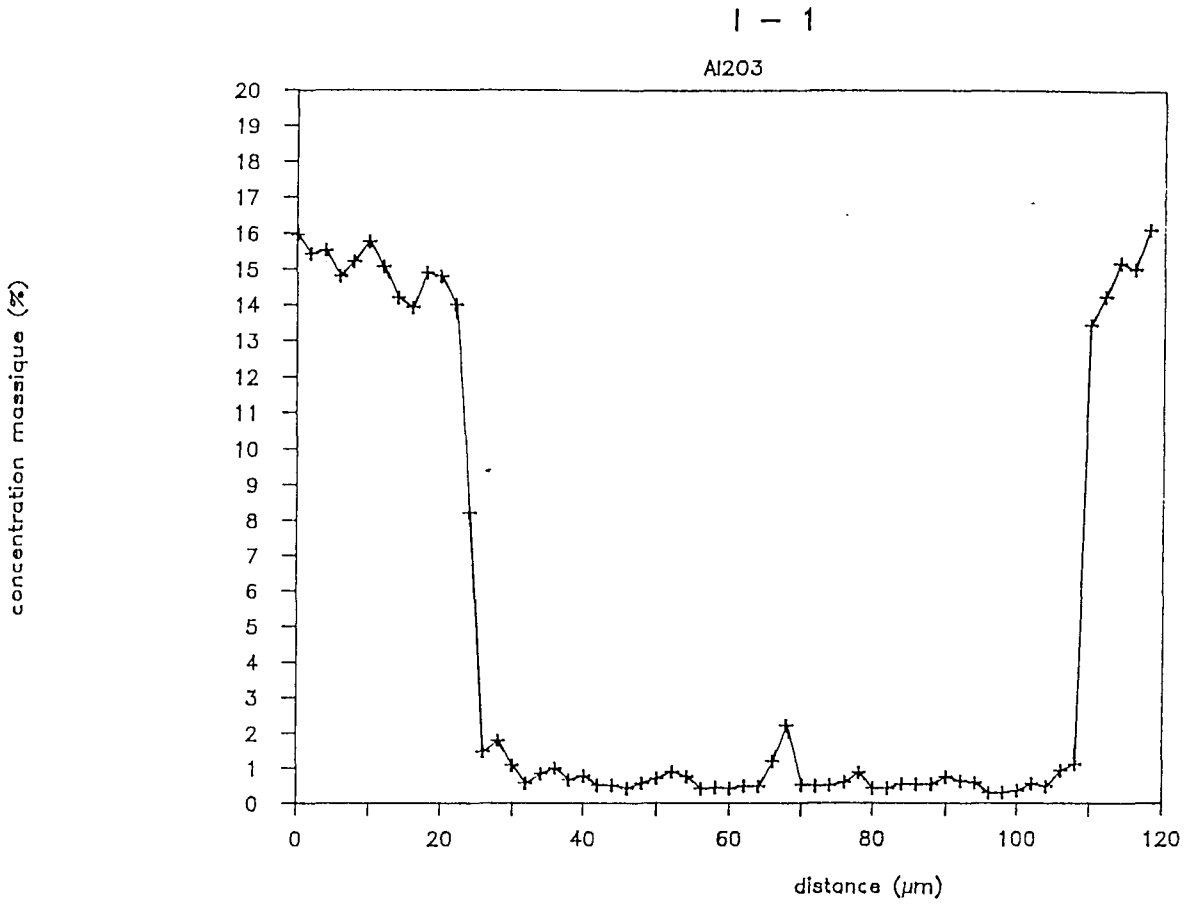

CaO
concentration massique (%)
15
14
13
12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
0
20
40
60
80
100
120
distance (µm)

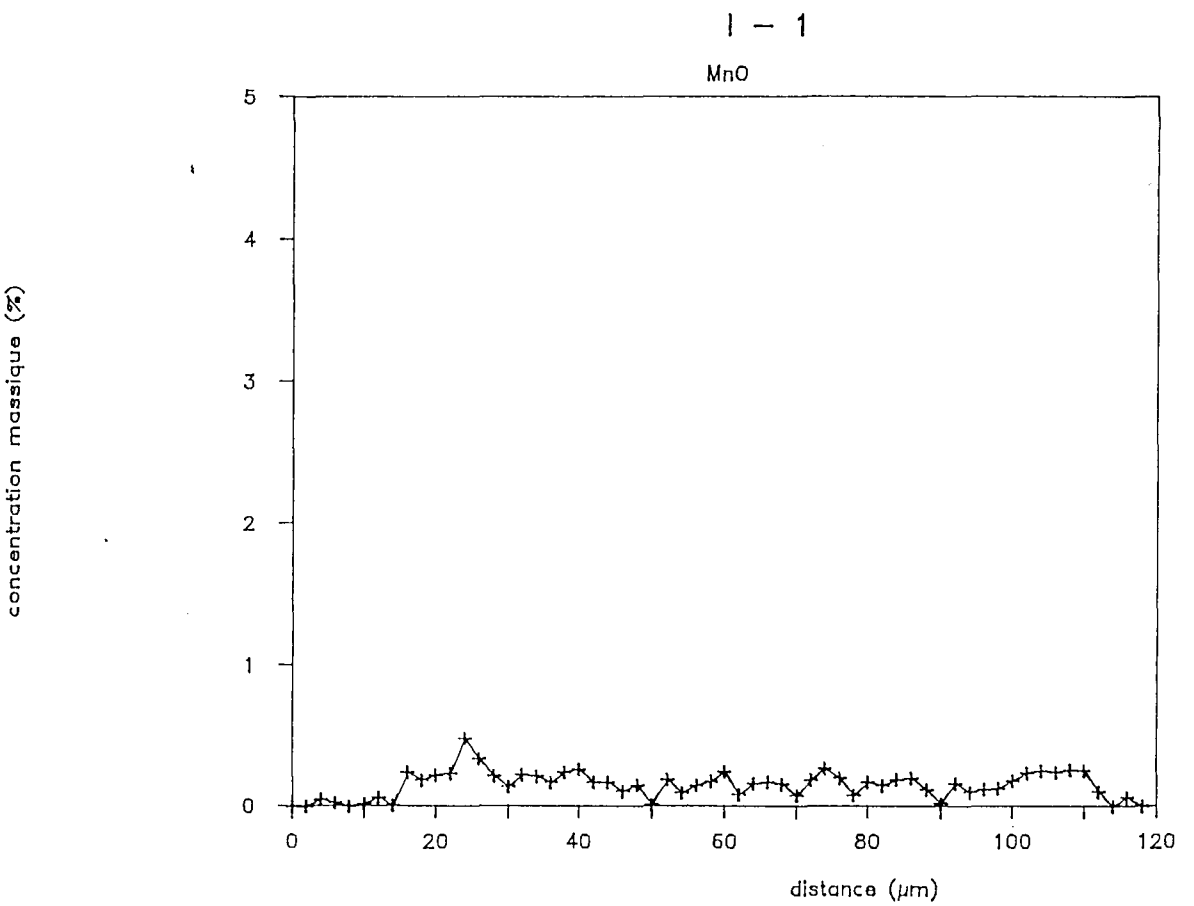
I – 1


Na2O
concentration massique (%)
5
4
3
2
1
0
0
20
40
60
80
100
120
distance (µm)

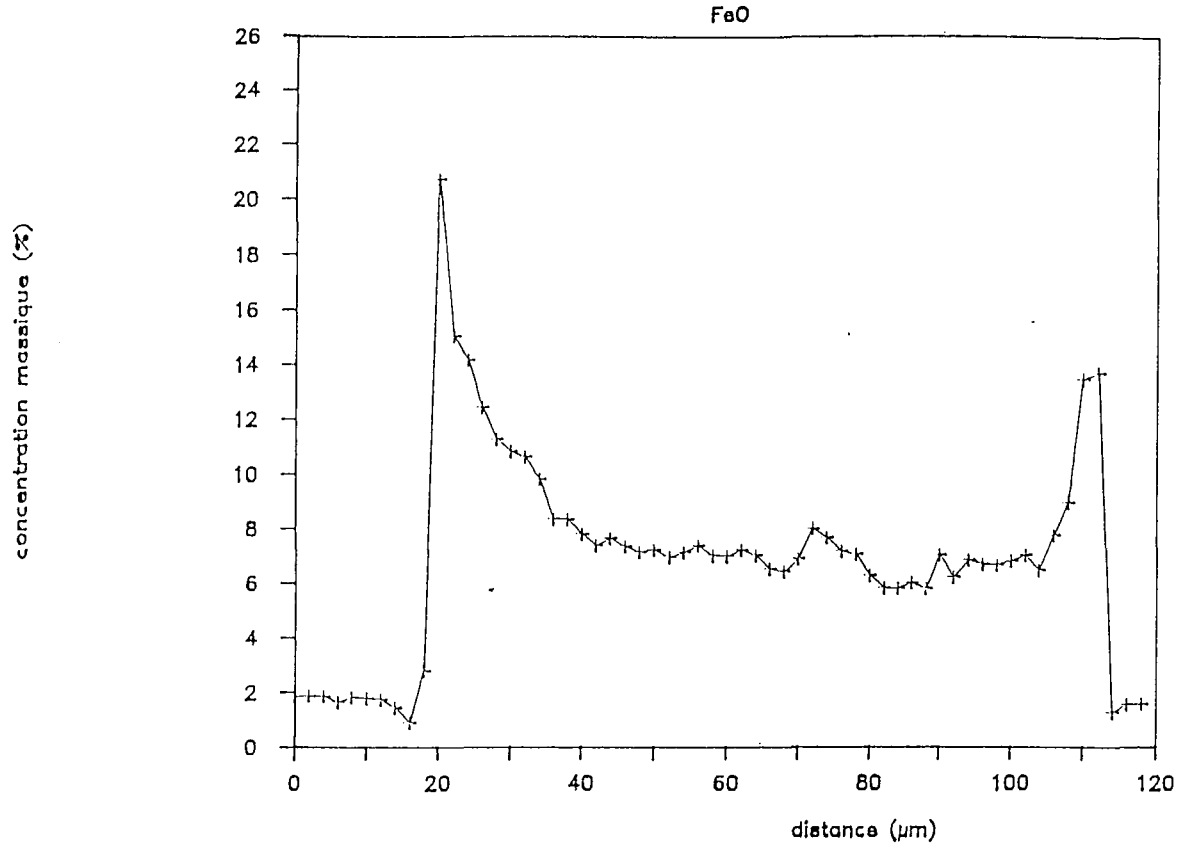

I – 1
TiO2
concentration massique (%)
0
1
2
3
4
5
0
20
40
60
80
100
120
distance (µm)


I – 1
MgO
concentration massique (%)
0
5
10
15
20
25
30
35
40
0
20
40
60
80
100
120
distance (µm)

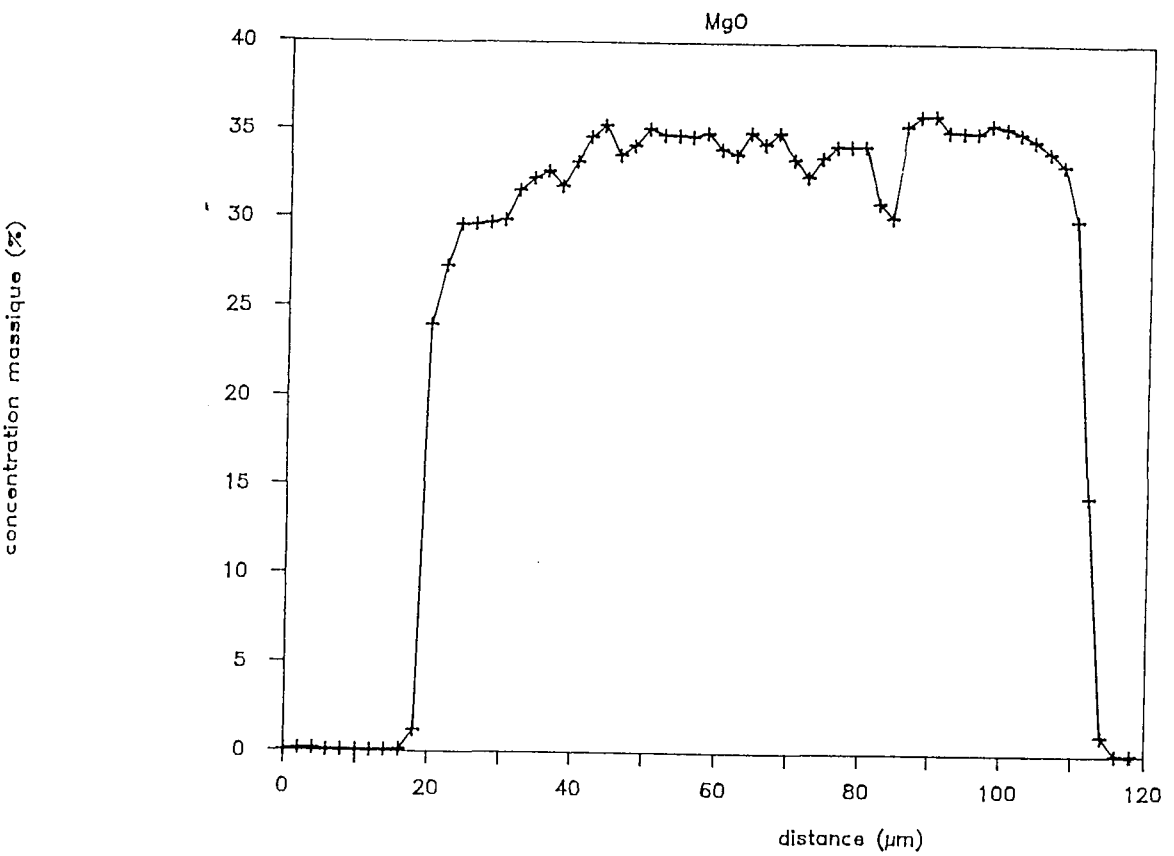

I – 1
Al2O3
concentration massique (%)
distance (µm)
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
0
20
40
60
80
100
120


I – 1
MnO
concentration massique (%)
distance (µm)
0
1
2
3
4
5
0
20
40
60
80
100
120

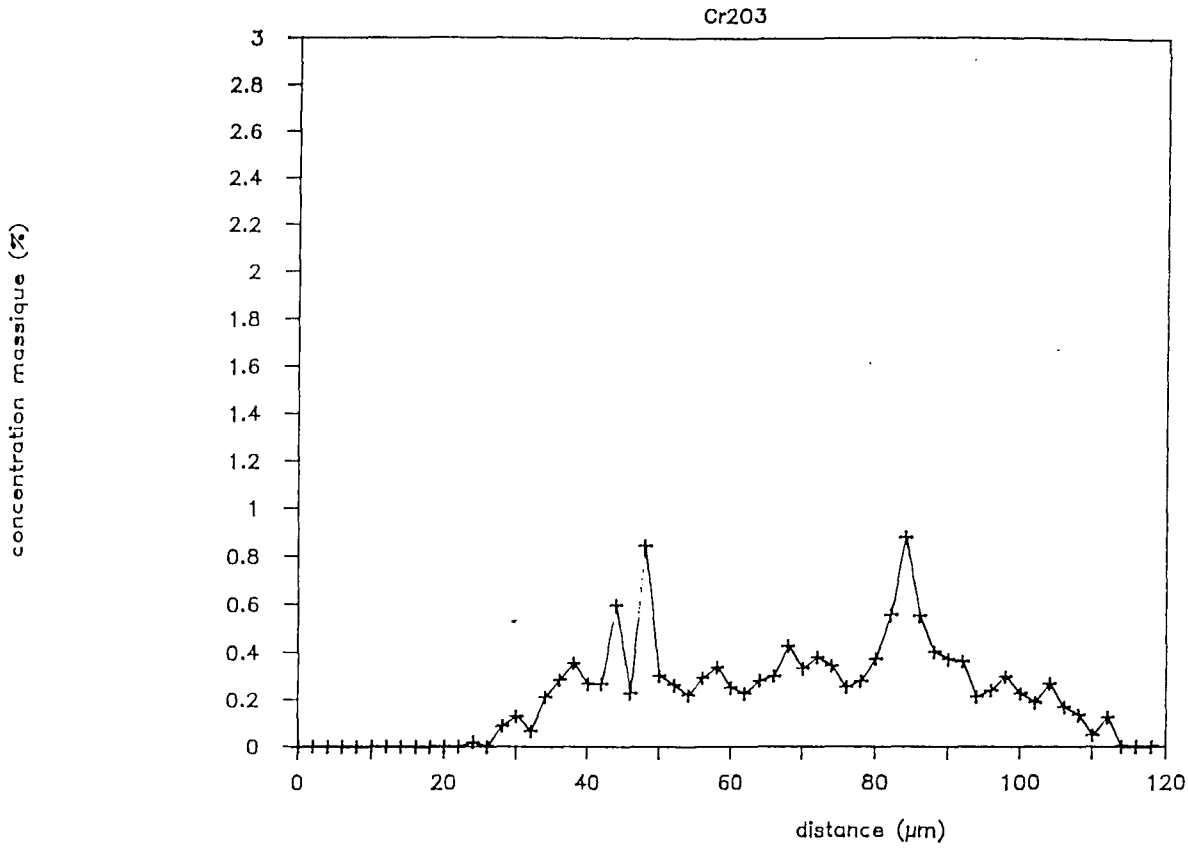
I – 2


FeO
concentration massique (%)
26
24
22
20
18
16
14
12
10
8
6
4
2
0
0
20
40
60
80
100
120
distance (µm)

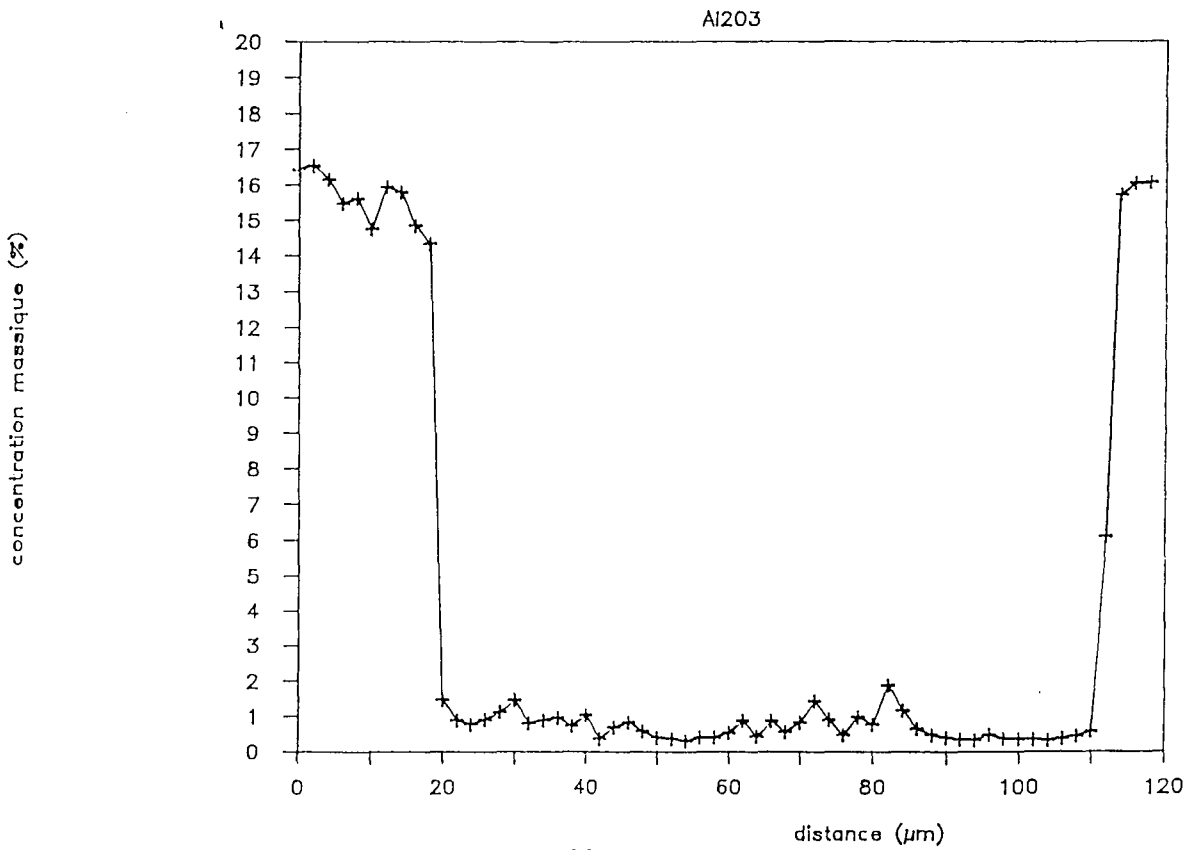
I – 2

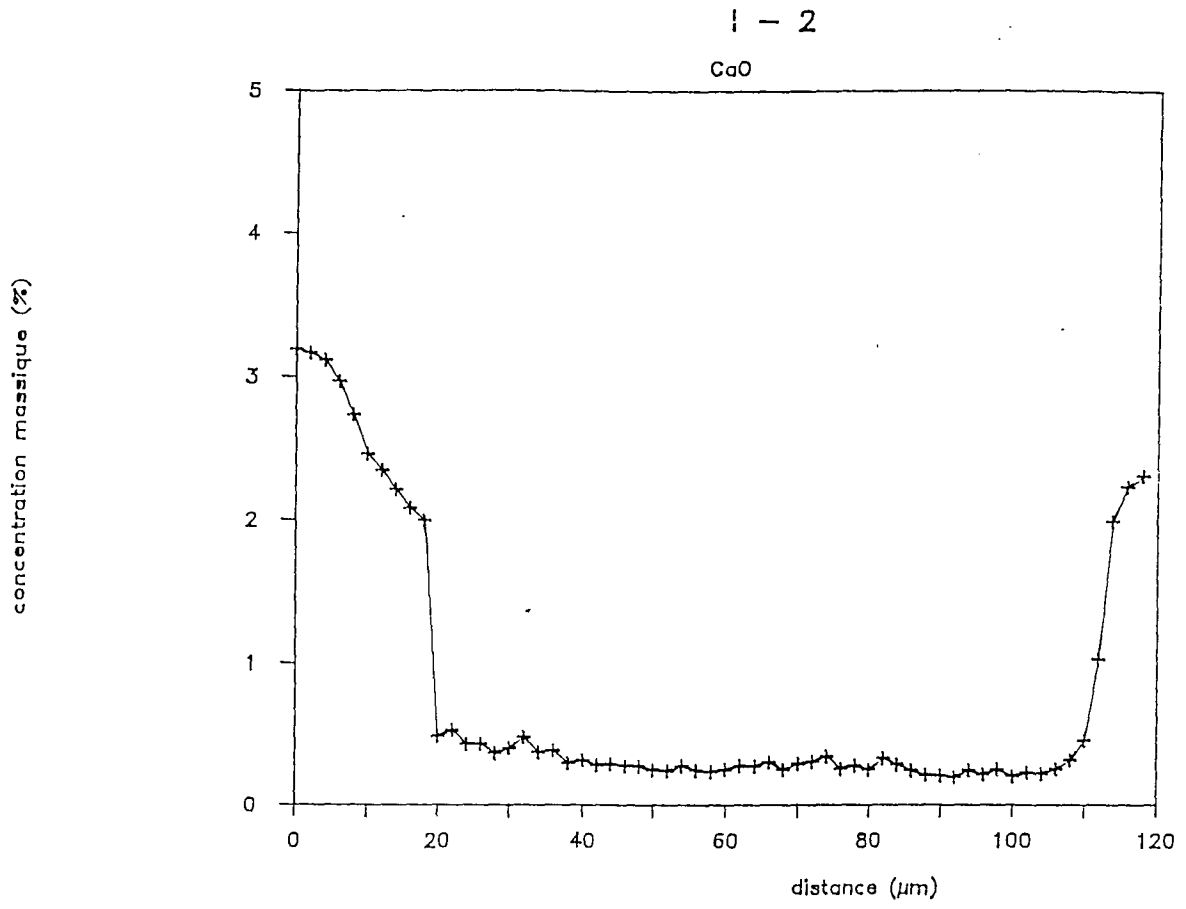

MgO
concentration massique (%)
40
35
30
25
20
15
10
5
0
0
20
40
60
80
100
120
distance (µm)

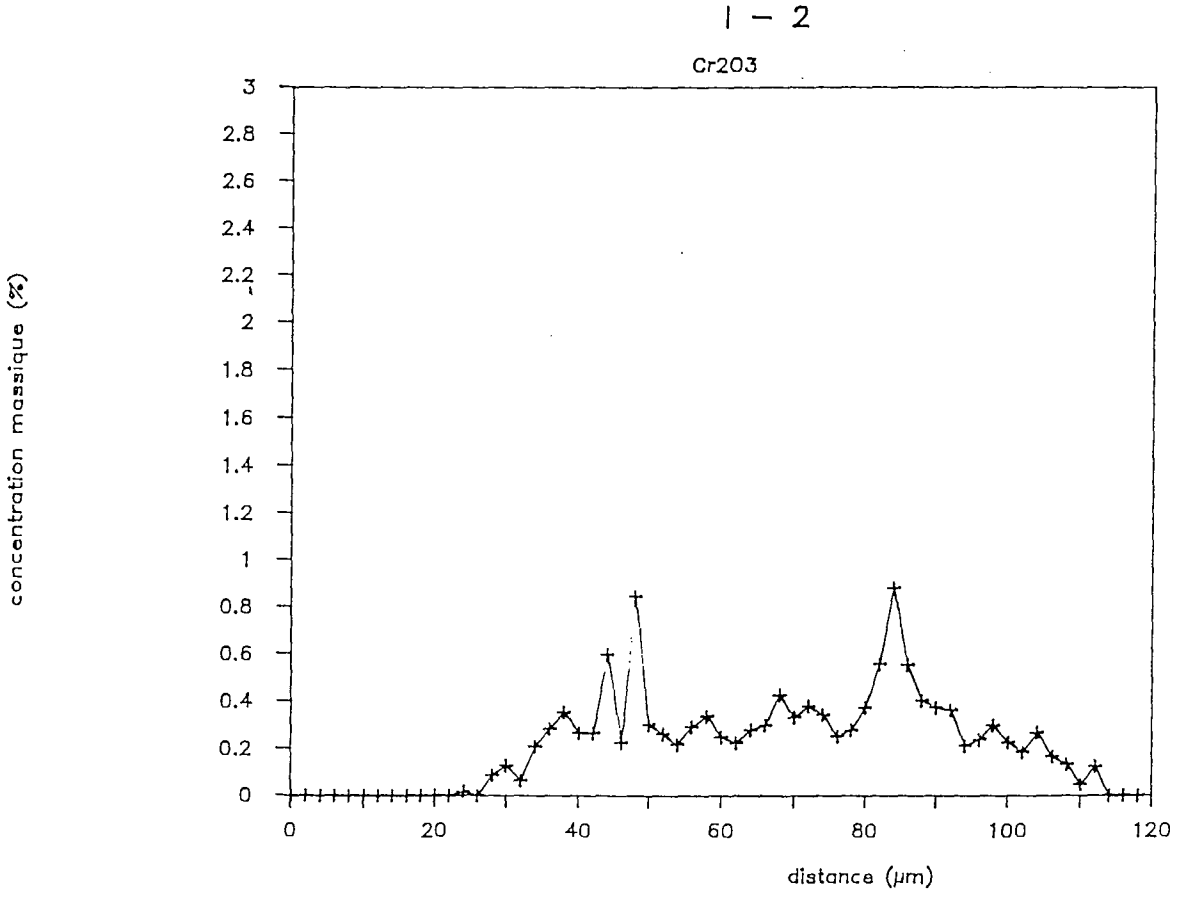
I – 2


Cr2O3
concentration massique (%)
3
2.8
2.6
2.4
2.2
2
1.8
1.6
1.4
1.2
1
0.8
0.6
0.4
0.2
0
0
20
40
60
80
100
120
distance (µm)

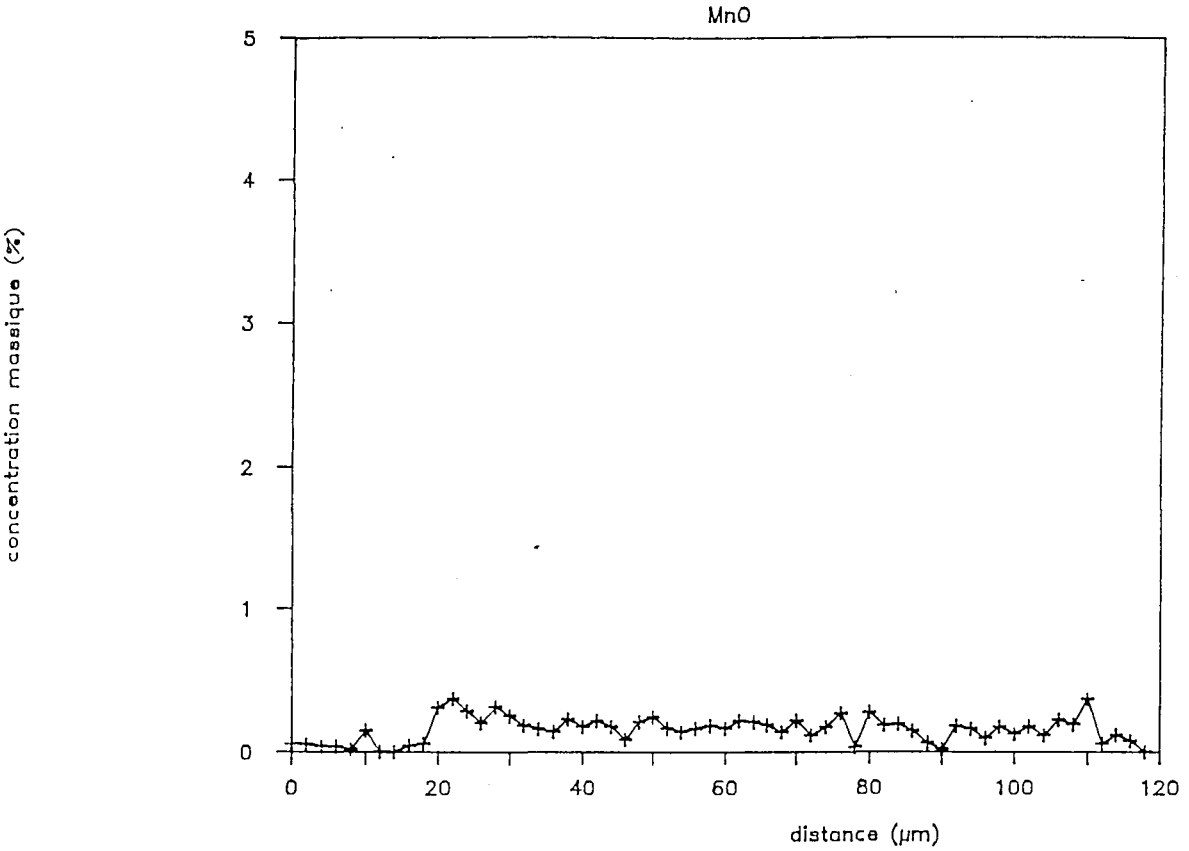
I – 2


Al2O3
concentration massique (%)
20
19
18
17
16
15
14
13
12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
0
20
40
60
80
100
120
distance (µm)

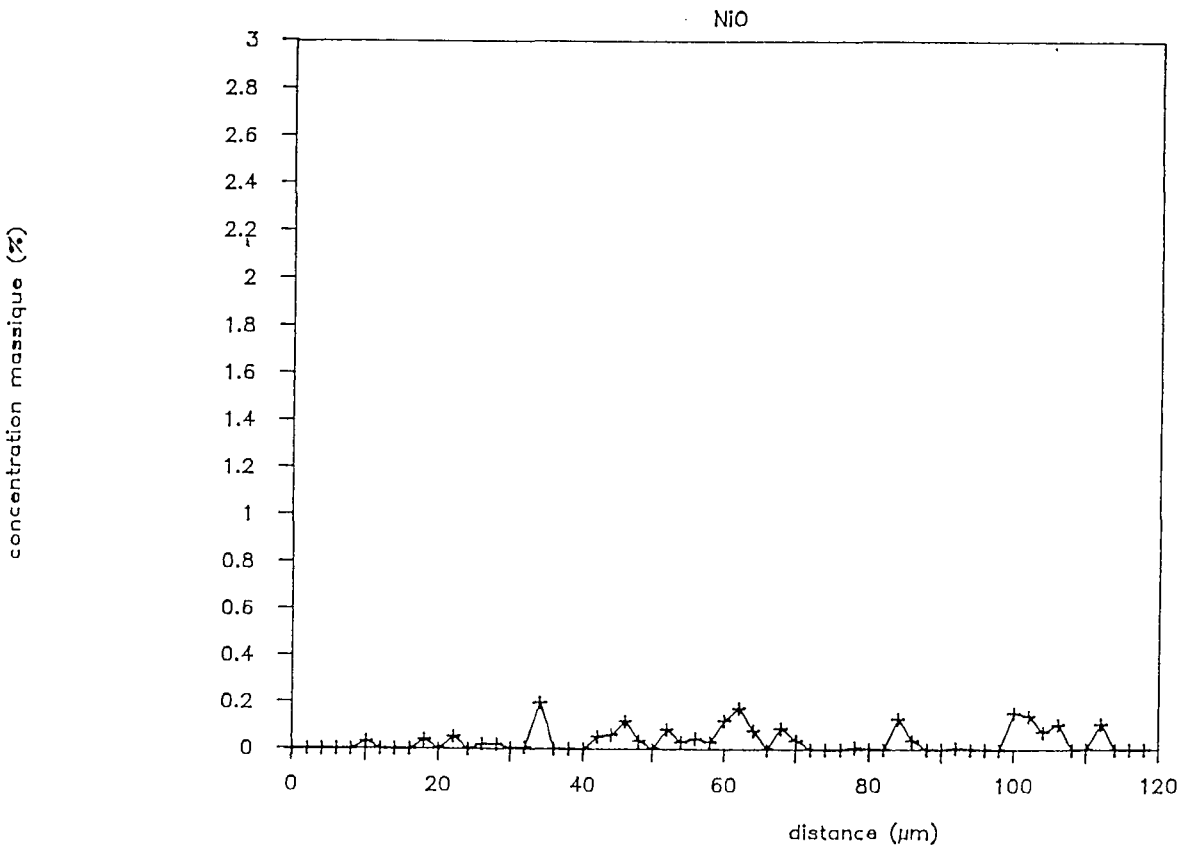

I – 2
CaO
concentration massique (%)
distance (µm)
0
1
2
3
4
5
0
20
40
60
80
100
120


I – 2
Cr2O3
concentration massique (%)
distance (µm)
0
0.2
0.4
0.6
0.8
1
1.2
1.4
1.6
1.8
2
2.2
2.4
2.6
2.8
3
0
20
40
60
80
100
120

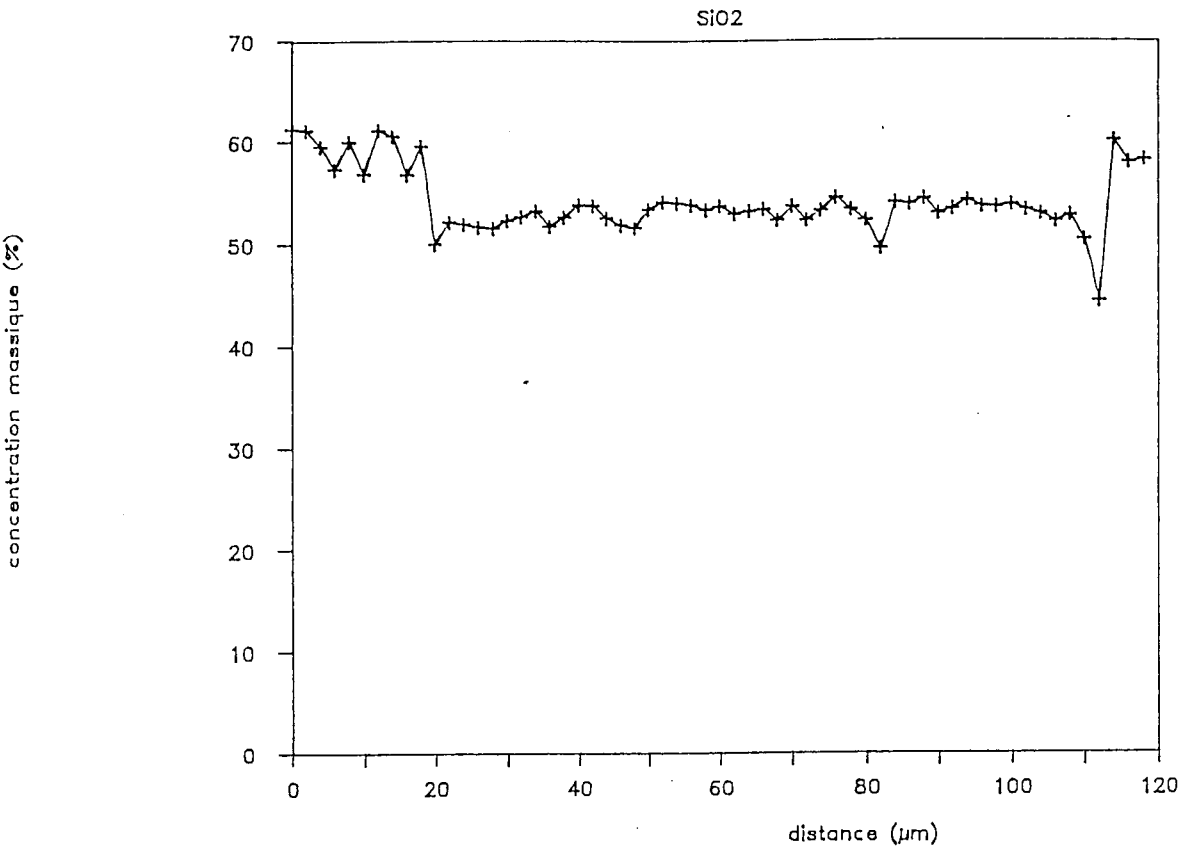
I - 2


MnO
concentration massique (%)
5
4
3
2
1
0
0
20
40
60
80
100
120
distance (µm)

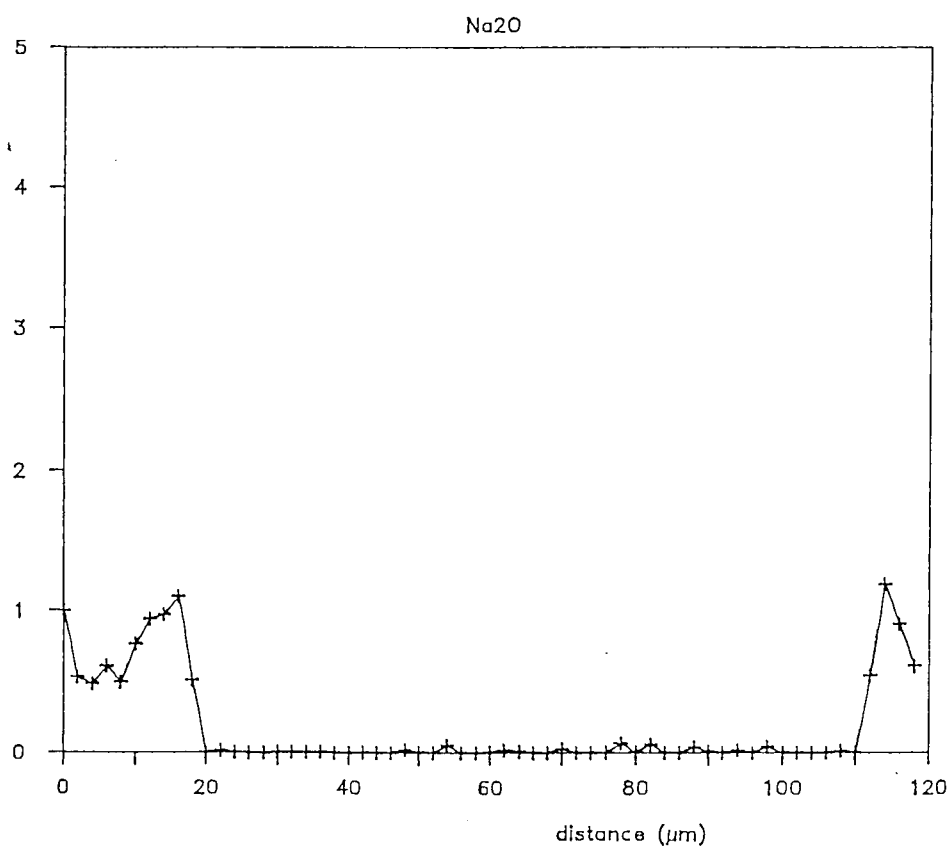
I - 2


NiO
concentration massique (%)
3
2.8
2.6
2.4
2.2
2
1.8
1.6
1.4
1.2
1
0.8
0.6
0.4
0.2
0
0
20
40
60
80
100
120
distance (µm)

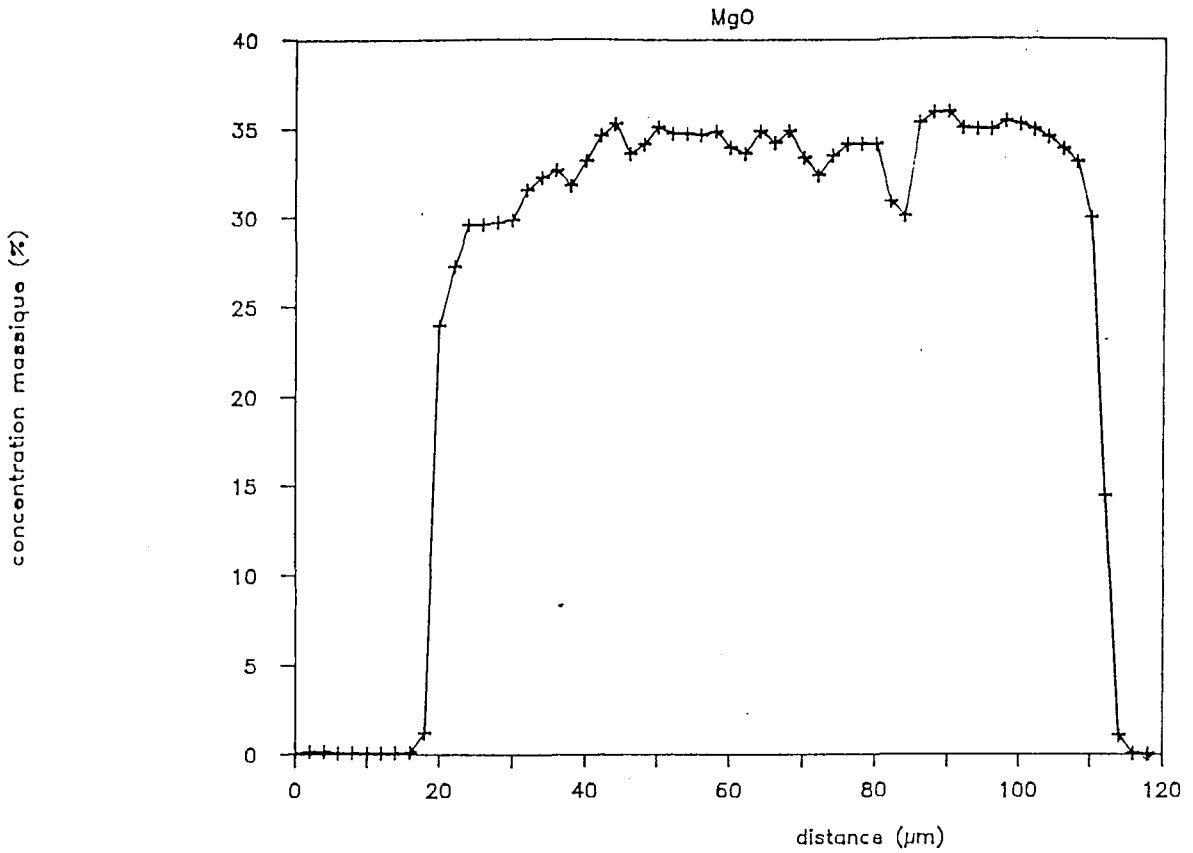
I – 2


SiO2
concentration massique (%)
70
60
50
40
30
20
10
0
0
20
40
60
80
100
120
distance (µm)

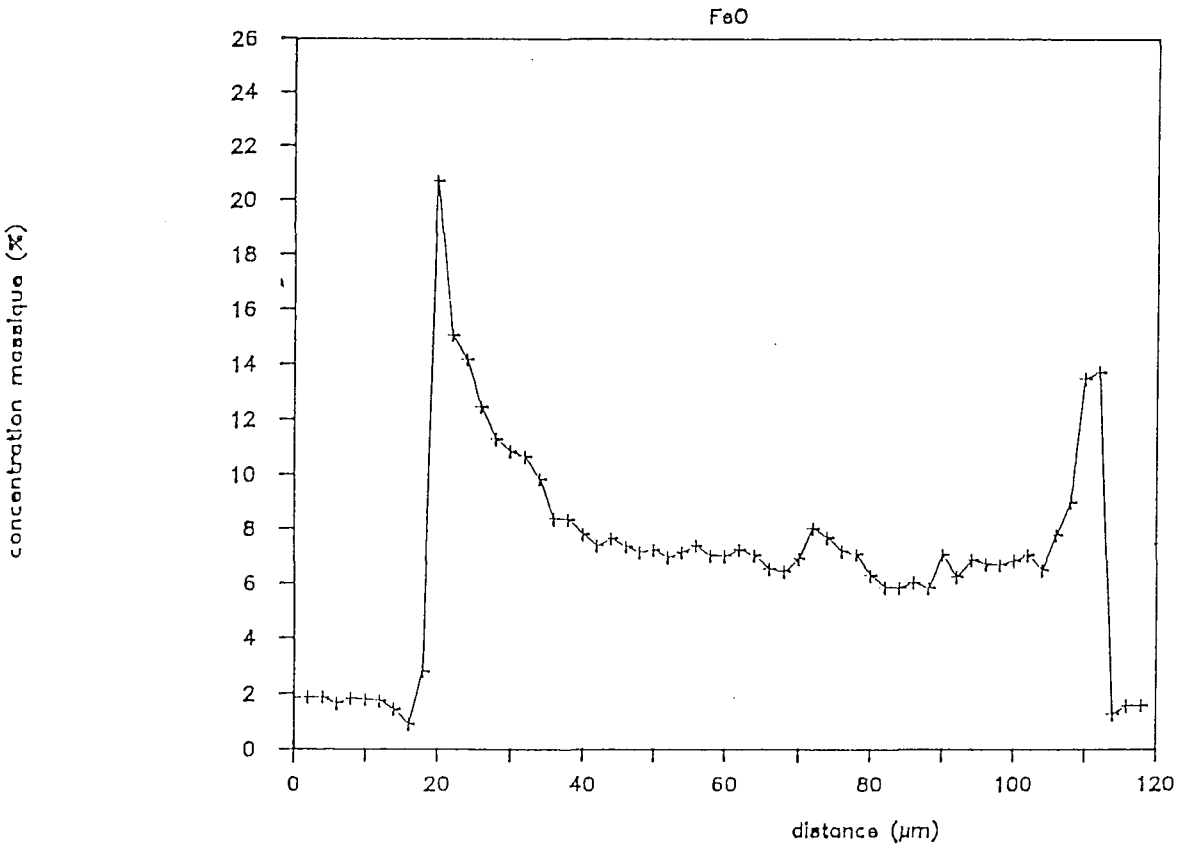
I – 2


Na2O
5
4
3
2
1
0
0
20
40
60
80
100
120
distance (µm)

. I – 2


MgO
concentration massique (%)
40
35
30
25
20
15
10
5
0
0
20
40
60
80
100
120
distance (µm)

I – 2


FeO
concentration massique (%)
26
24
22
20
18
16
14
12
10
8
6
4
2
0
0
20
40
60
80
100
120
distance (µm)

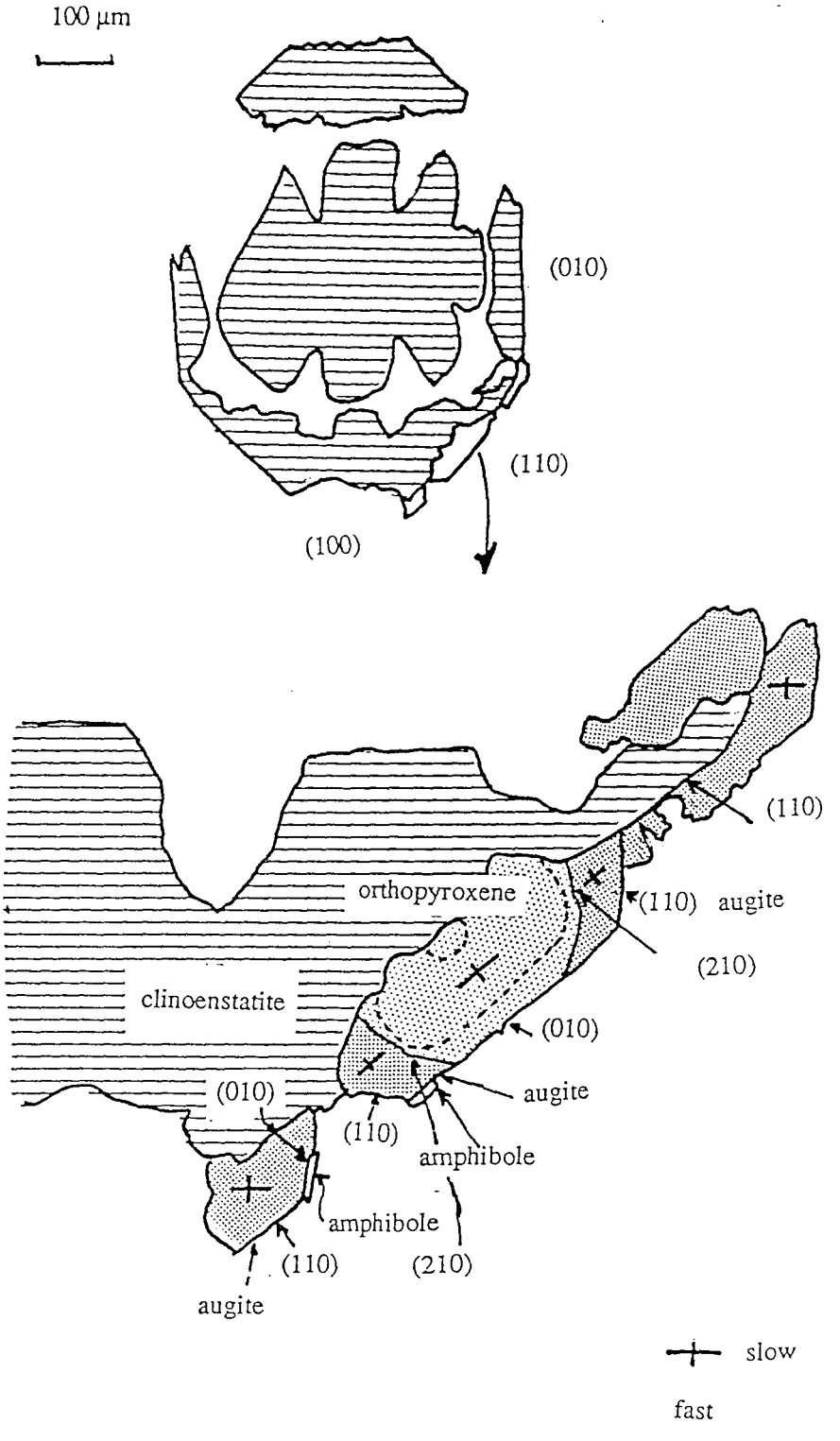


FIG. 8. Orientation relationships of clinohypersthene overgrown by orthopyroxene and augite-ferroaugite shown in Fig. 3.

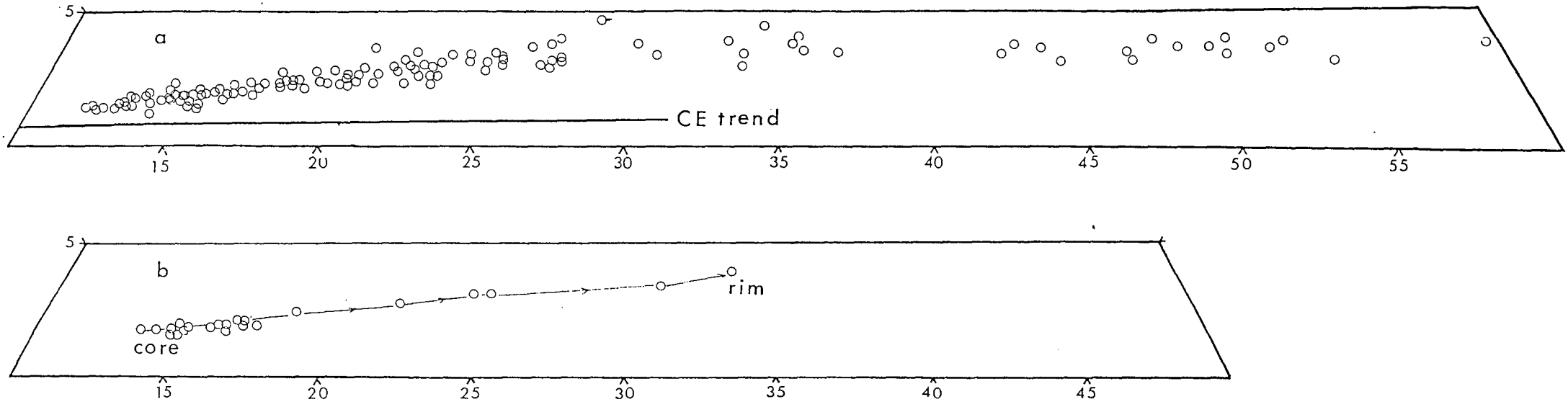


FIG. 9. Compositional variation in the bronzite-hypersthene series on a partial En-Fs-Wo diagram, where Fs includes the Mn end member. (a) Plot of selected analyses showing the range of composition from En87 to En53 (Mg# 87 to 53). The clinoenstatite (CEN) trend is taken from Fig. 6. (b) Plot of data from a step scan from the core to the rim of an orthopyroxene crystal (AB, Fig. 4c).

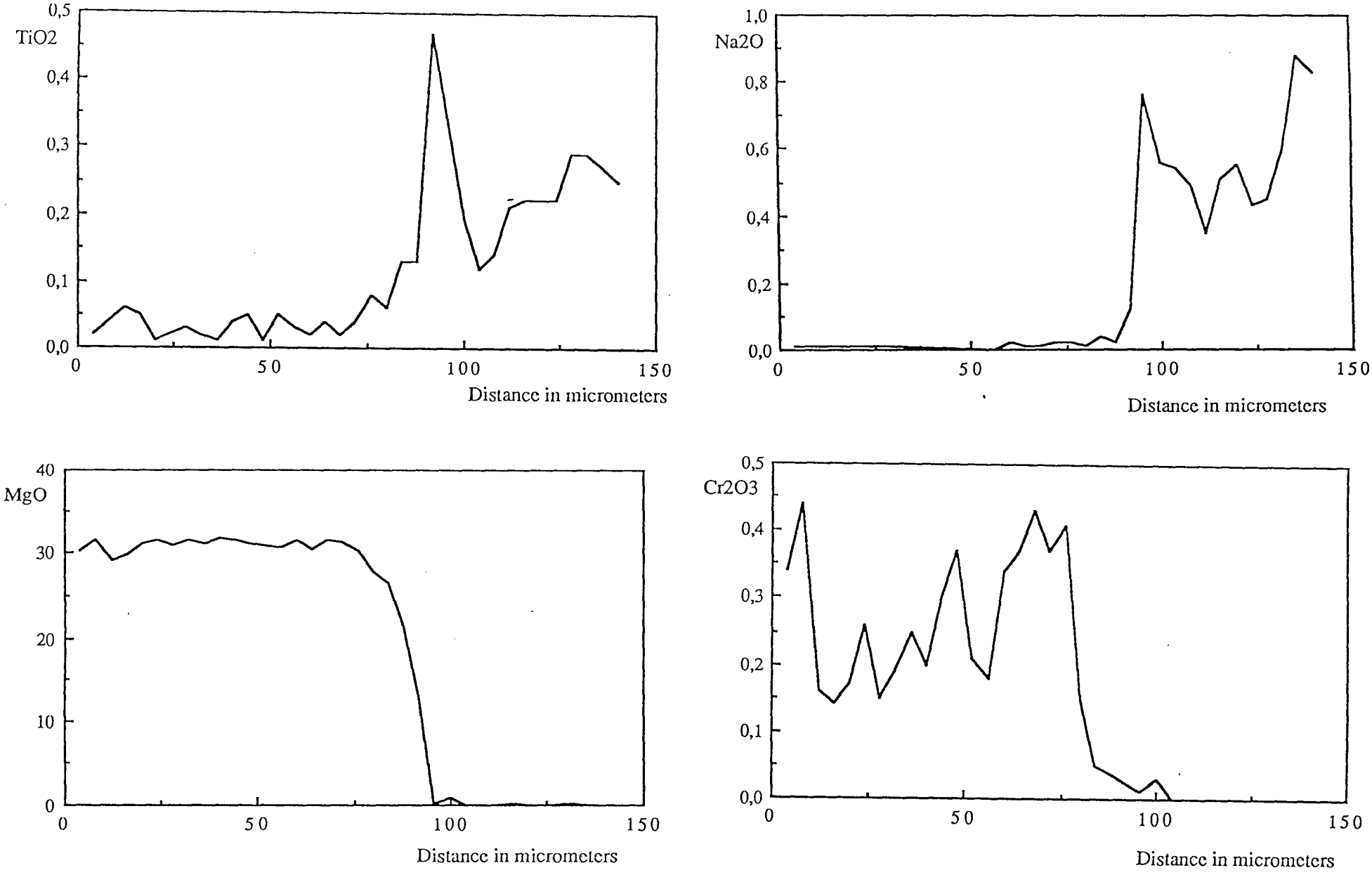


FIG. 10. A step scan from the core to the rim of the same orthopyroxene crystal (AB, Fig. 4c) as shown in Fig. 9b.

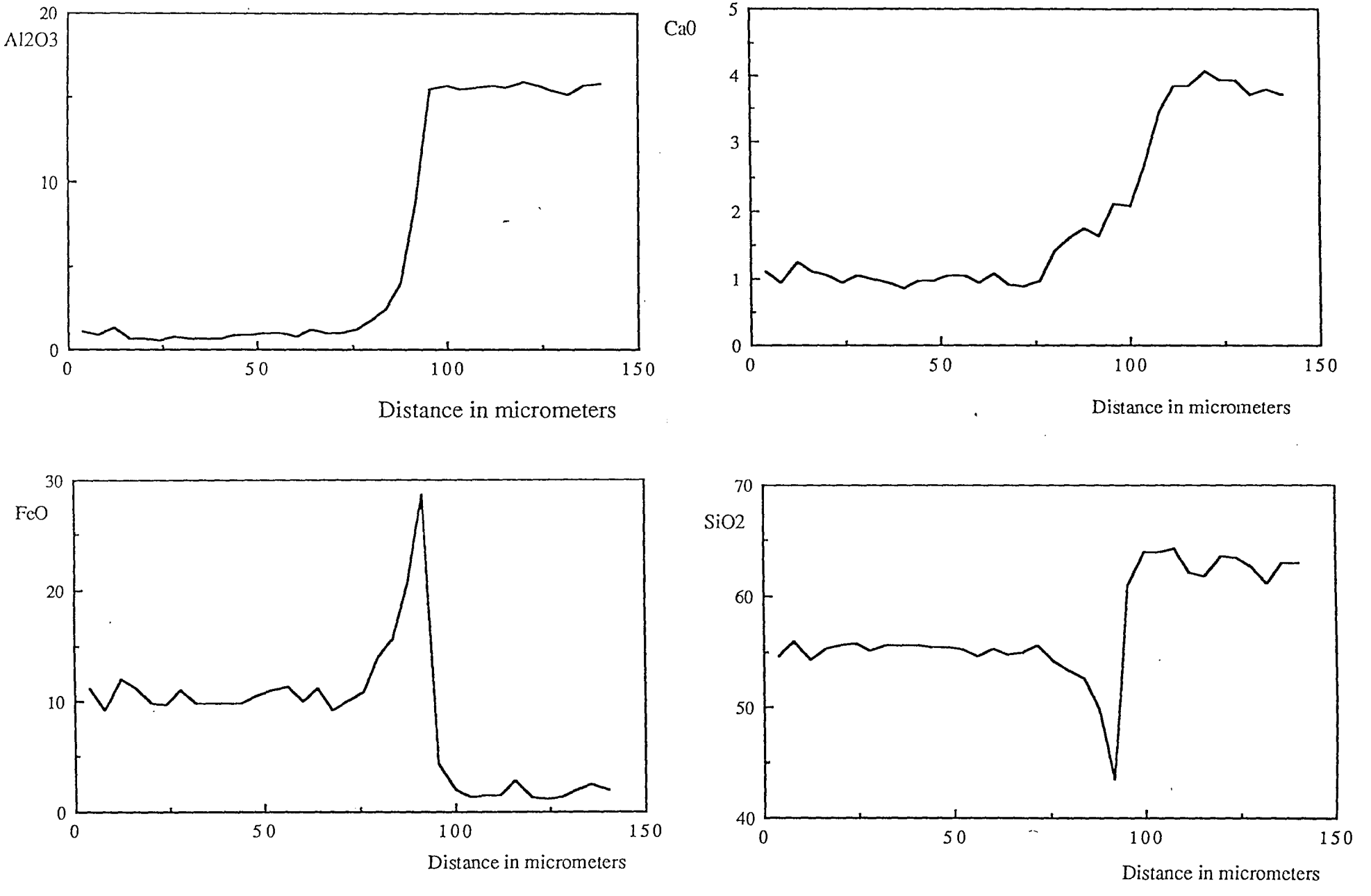


FIG. 10. A step scan from the core to the rim of the same orthopyroxene crystal (AB, Fig. 4c) as shown in Fig. 9b.

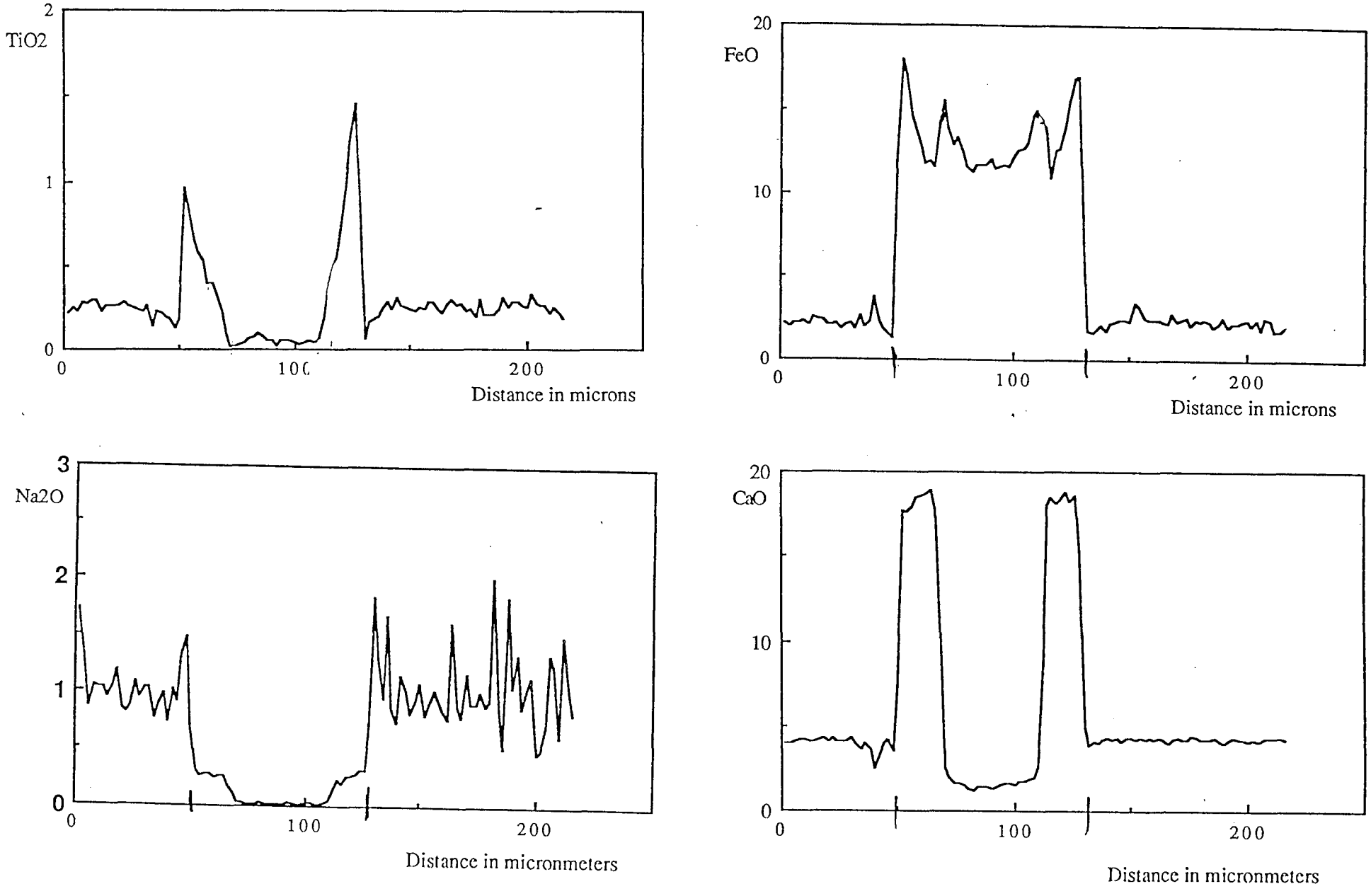
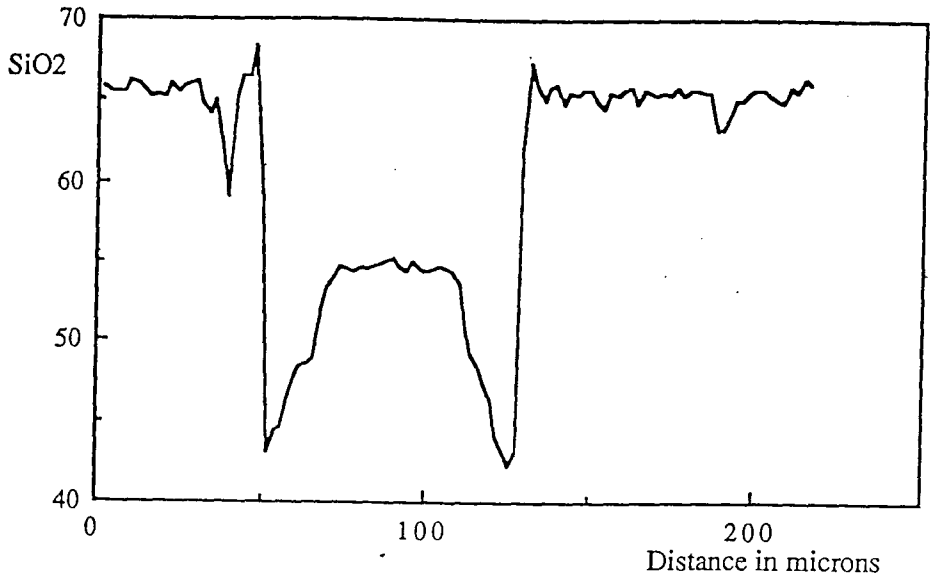


FIG. 11 A step scan across a composite bronzite-pigeonite-augite-ferroaugite crystal (AB, Fig. 4e)



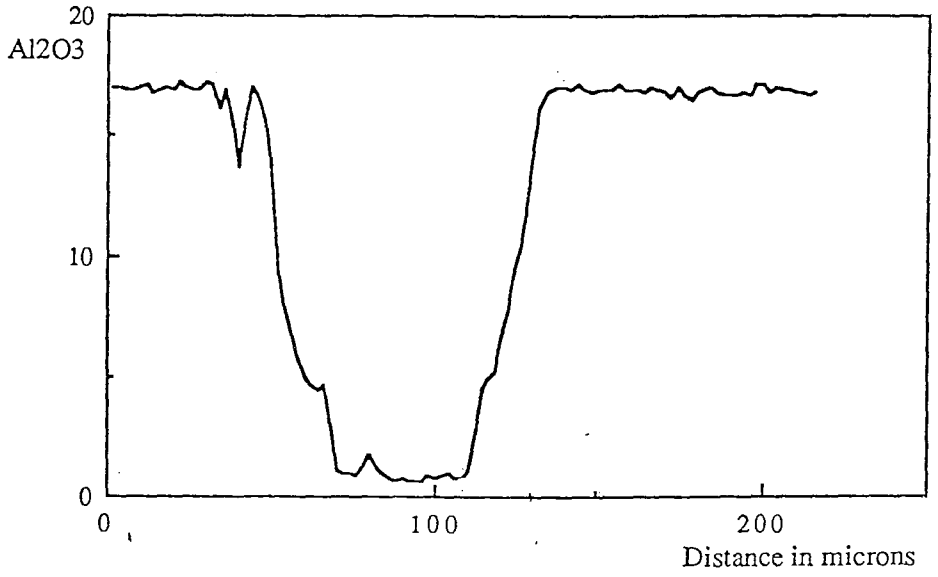
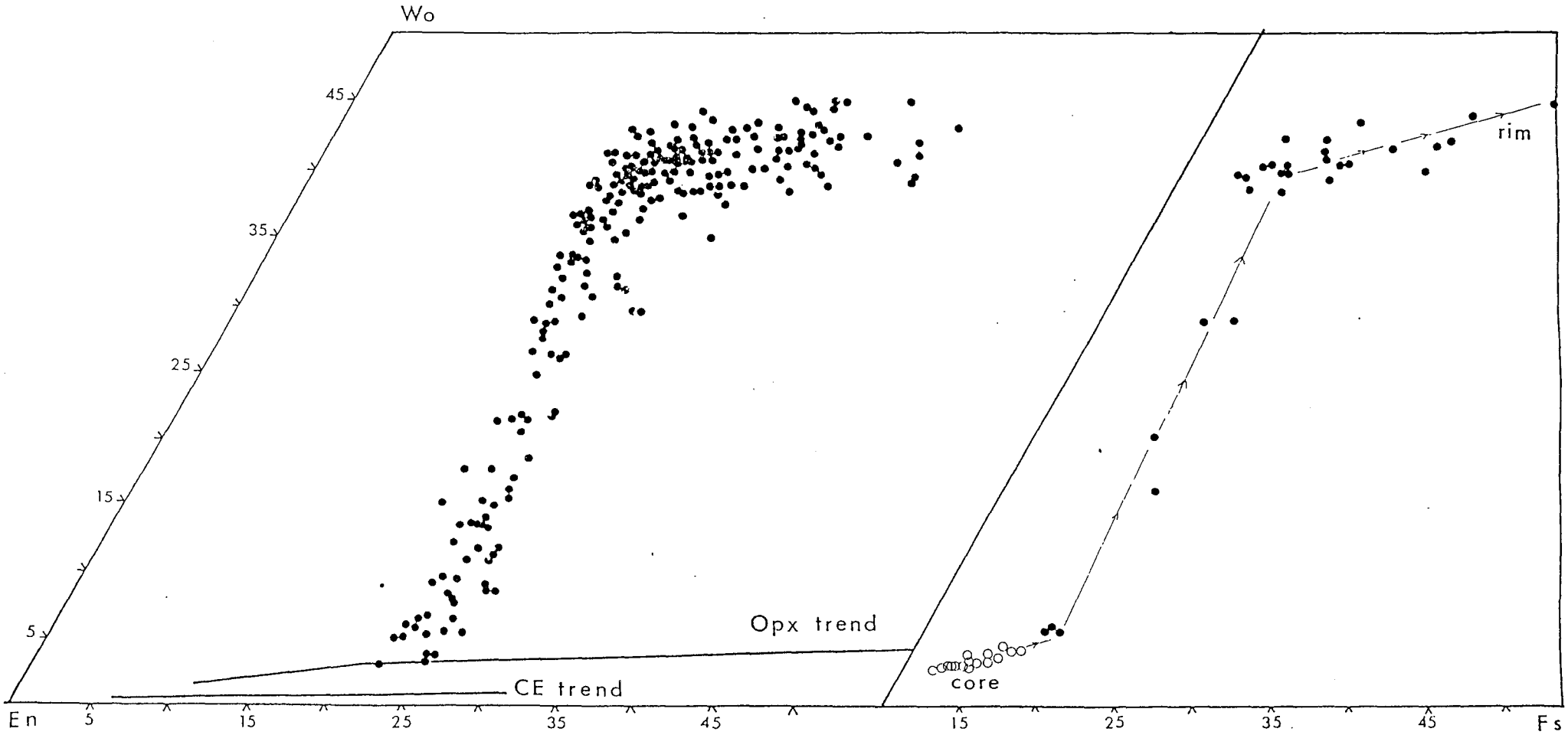


FIG. 11 A step scan across a composite bronzite-pigeonite-augite-ferroaugite crystal (AB, Fig. 4e)

FIG. 12. Compositional variation in the pigeonite-augite-ferroaugite series on a partial En-Fs-Wo diagram, where Fs includes the Mn end member. (a) Plot of selected analyses showing the range of compositions in pigeonite (P) through subcalcic augite, augite (A) and ferroaugite (F). The horizontal lines at 20 and 25 % Wo are taken from Morimoto (1988). The clinoenstatite (CEN) and orthopyroxene (OPX) trends are taken from Figs. 6 and 9. (b) Plot of data from The horizontal lines at 20 and 25 % Wo are taken from Morimoto (1988). The clinoenstatite (CEN) and orthopyroxene (OPX) trends are taken from Figs. 6 and 9. (b) Plot of data from two step scans across a composite crystal (Figs. 4e, 11) with a bronzite core (hollow circles) and a pigeonite-augite-ferroaugite rim (dots).


Wo
45
35
25
15
5
Opx trend
CE trend
core
rim
En
5
15
25
35
45
15
25
35
45
Fs

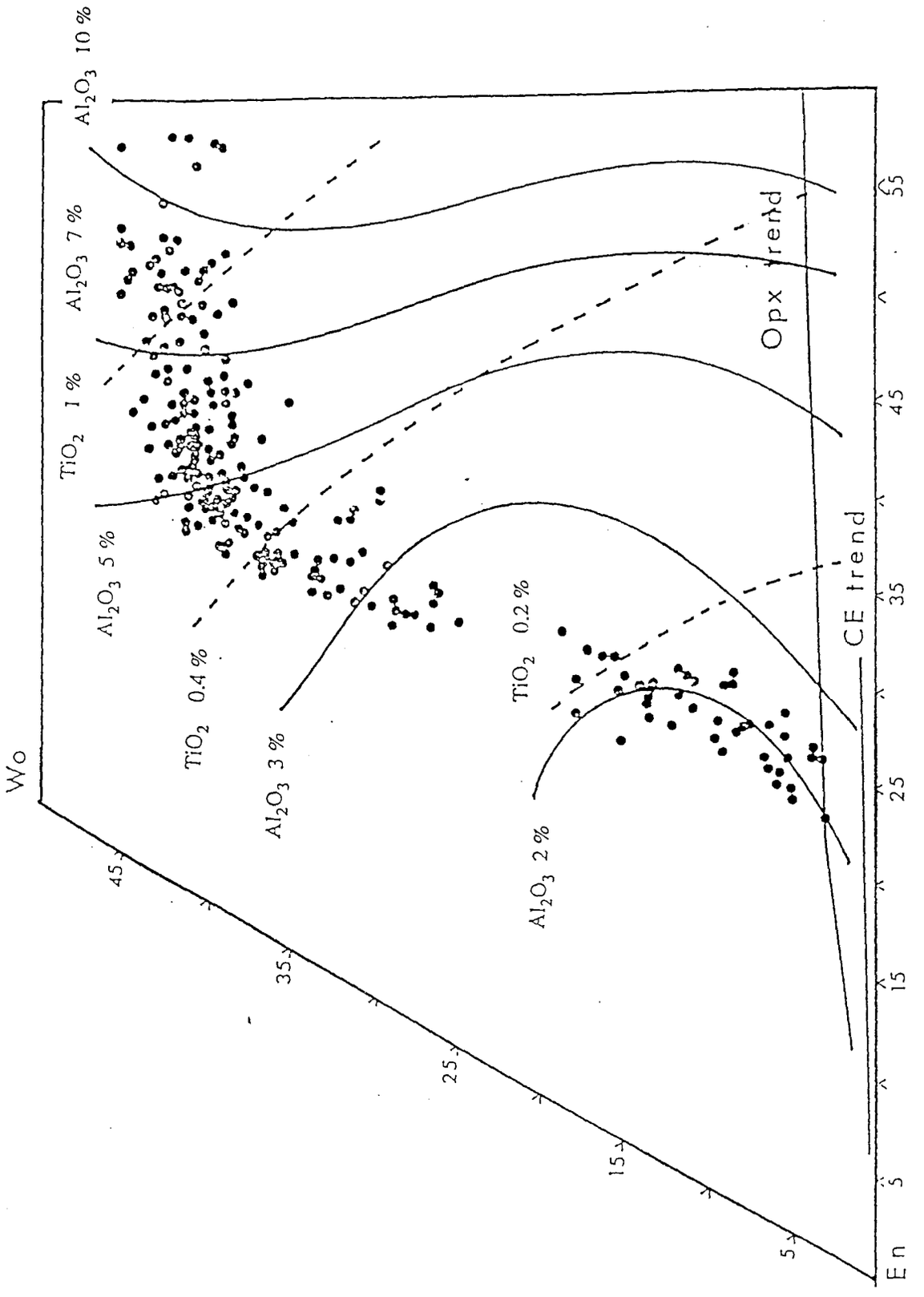


FIG. 13. Variation of Al_2O_3 and TiO_2 contents in the pigeonite-augite-ferroaugite series on partial En-Fs-Wo diagram, where Fs includes the Mn end member.

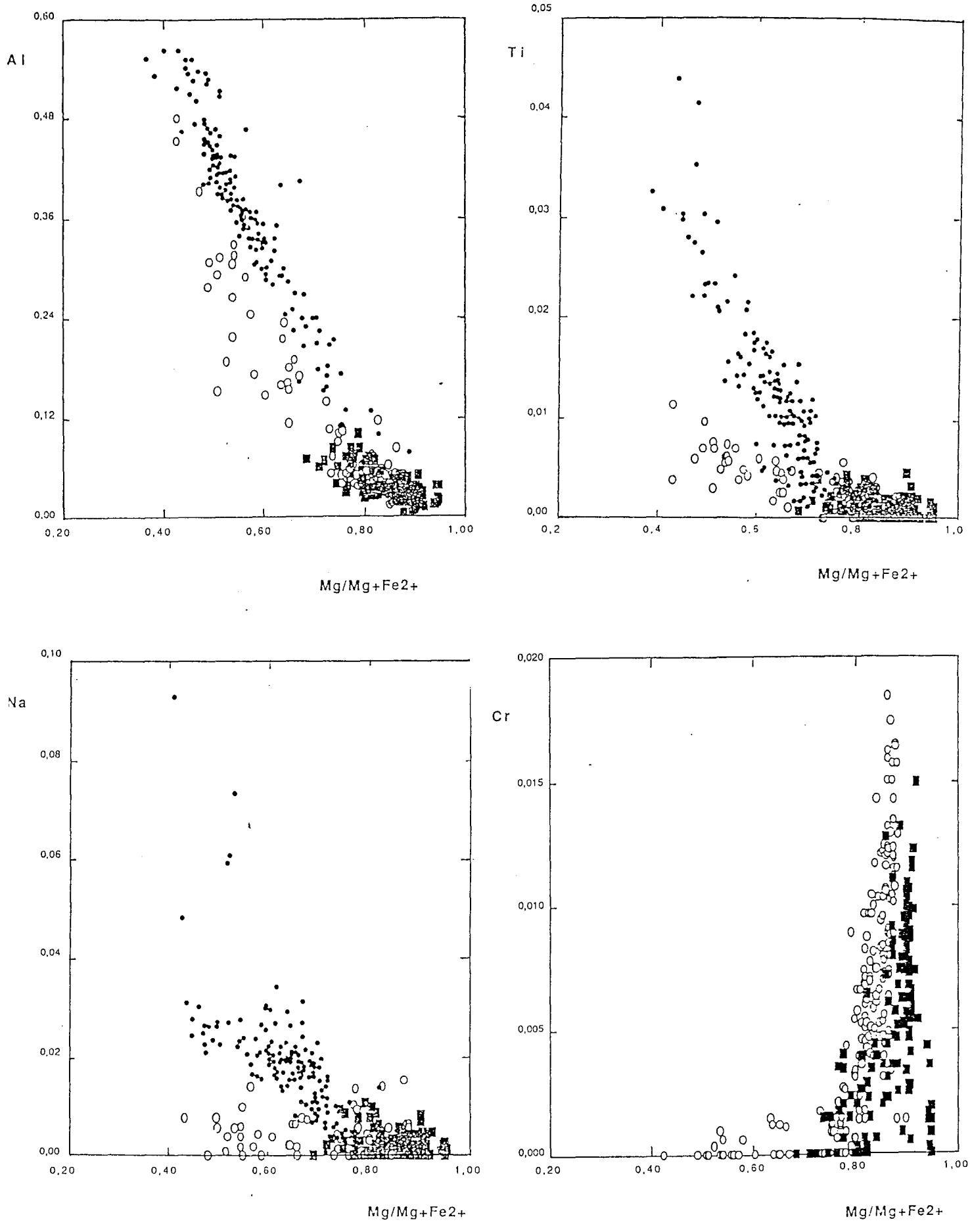


FIG. 14. Variation of (a) Al, (b) Ti, (c) Na and (d) Cr (atoms per formula unit) as a function of atomic Mg#=. Mg/(Mg+Fe) for the different pyroxene series. Same symbols as Fig. 12.

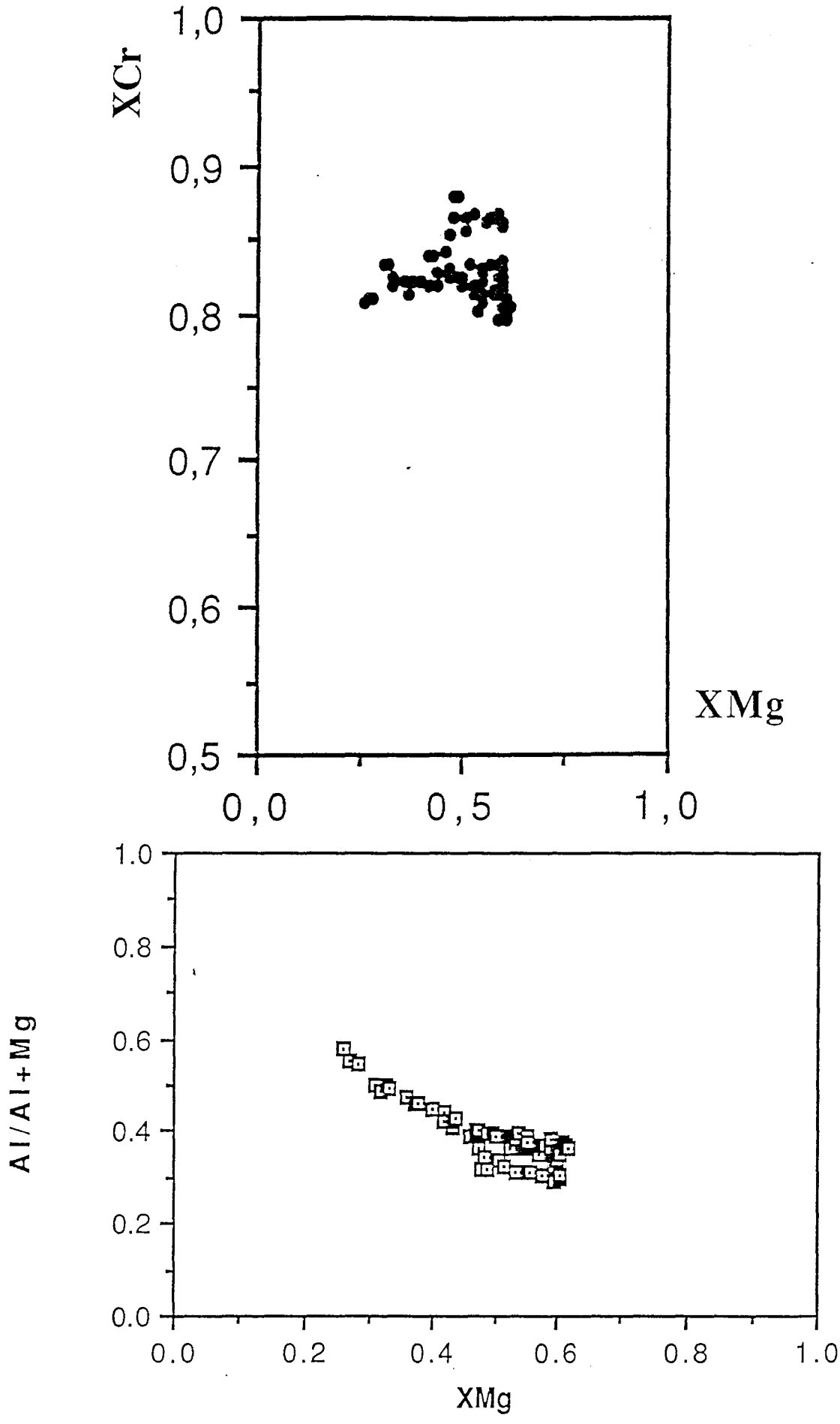
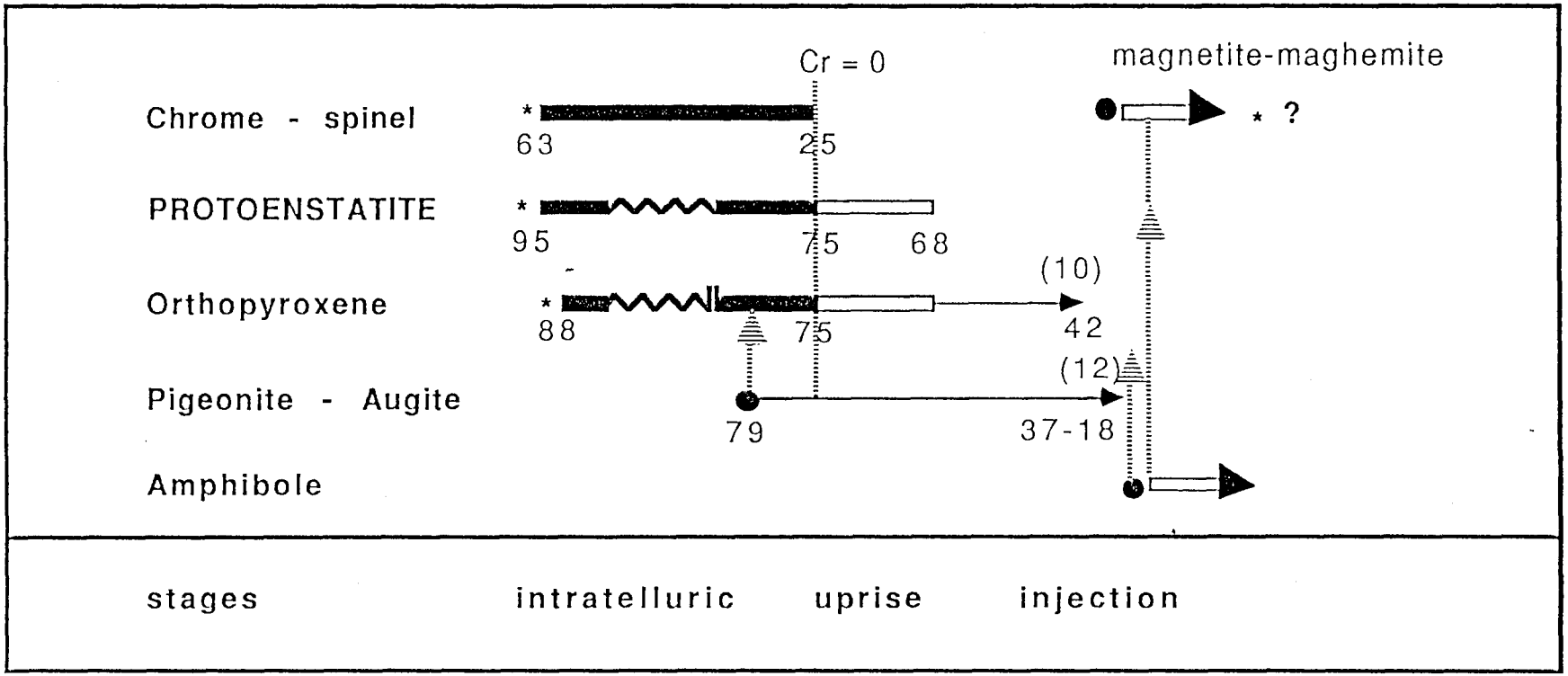


FIG. 15. Variation of (a) X_{Cr}=Cr/(Cr+Al), (b) $Y_{Fe^{3+}}$ =Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al) and (c) Al/(Al+Mg) as a function of Mg# for chrome-spinel



Nucleation homogeneous *
heterogeneous

Oscillatory zoning

Resorption

Skeletal growth

Crystalillization finish
stop

100 Mg# 75

Al2O3 (wt %) (10)

FIG. 16. Order of crystallization and corresponding compositions of the different minerals in the boninite as a function of the cooling history. Nucleation in the glass is shown by a star and hetrogeneous nucleation on a pre-existing mineral by a dot. Overgrowth on a pre-existing mineral is shown by a dashed vertical line and partial dissolution by a break in the horizontal line. The numbers on the latter are values of 100Mg#.

FIG. 17. Possible start, finish and stop curves for the nucleation and growth of the different minerals in the boninite as a function of cooling rate. Chrome-spinel exclusively, and clinoenstatite and orthopyroxene almost exclusively, nucleated homogeneously in the melt, whereas all other phases nucleated heterogeneously on earlier phases. Chrome-spinel and clinoenstatite crystallized completely, i.e. they reached their finish curves,, whereas the other phases reached only their stop curves, growing at the end under strongly disequilibrium conditions. The numbers on the stop curves for orthopyroxene and augite are estimated values for Al_2O_3 (wt.%) and those on the cooling curve are 100Mg#. The effect of faster or slower cooling rates is also shown. At slower cooling rates both plagioclase and quartz should nucleate and grow.

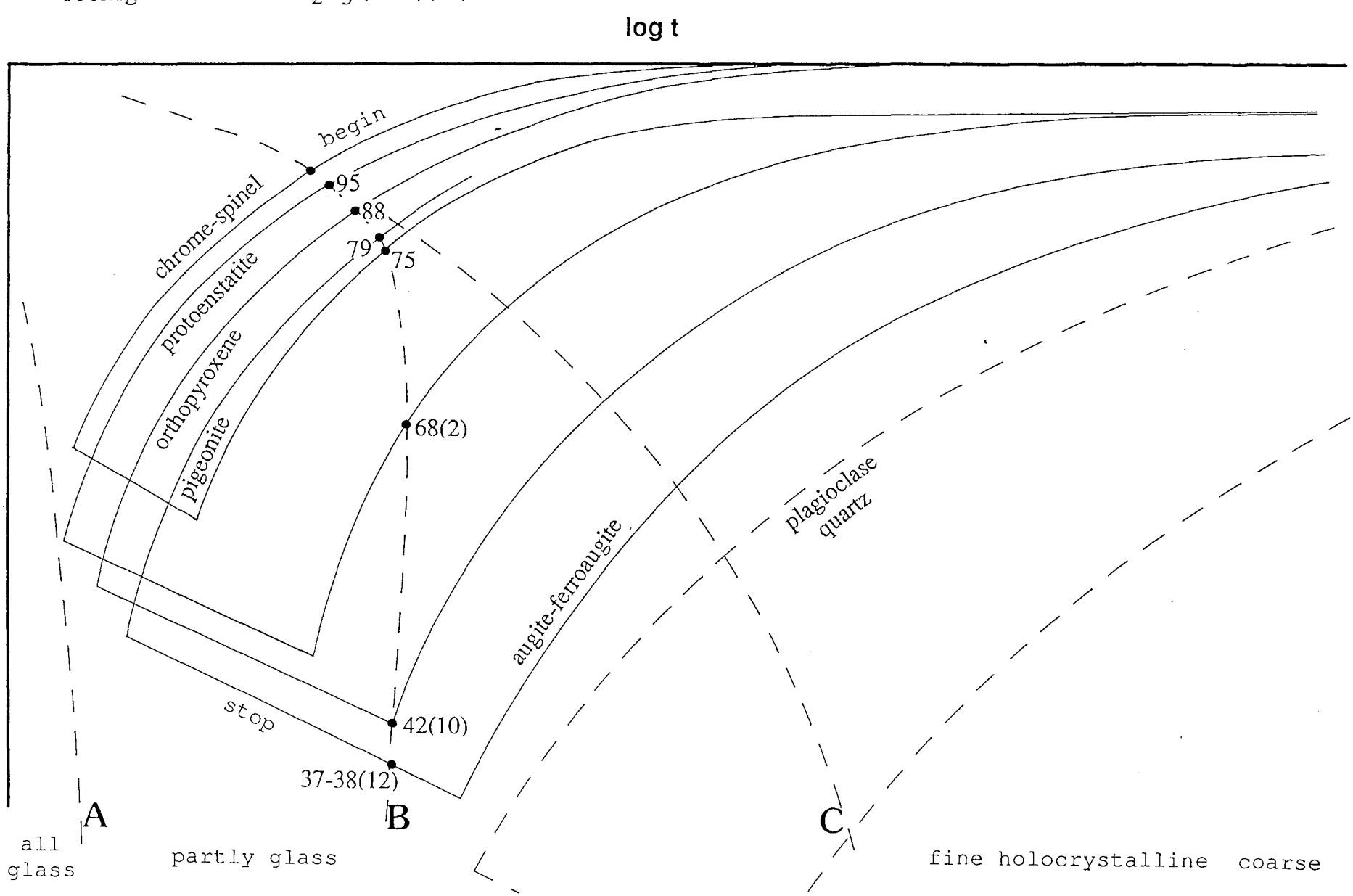

100Mg# 88
Al_2O_3 (wt%)(12)
log t
ΔT
begin
95
88
79
75
68(2)
42(10)
37-38(12)
chrome-spinel
protoenstatite
orthopyroxene
pigeonite
augite-ferroaugite
plagioclase
quartz
stop
A
B
C
all glass
partly glass
fine holocrystalline
coarse

TABLE 1 Whole-rock and average glass analyses

	whole rock	average glass x=30
SiO2	56.72	66.98 (0.65)
TiO2	0.23	0.20 (0.05)
Al2O3	9.03	17.09 (0.45)
Fe2O3	1.47	
FeO	5.96	2.15 (0.55)
MnO	0.14	0.04 (0.04)
MgO	14.36	0.21 (0.03)
CaO	3.51	4.03 (0.12)
Na2O	2.04	2.09 (0.27)
K2O	0.62	0.83 (0.25)
P2O5	tr.	
L.O.I	4.52.	
Total	98.6	93.62
Q	9.9	41.02
or	3.67	4.9
ab	17.24	17.69
an	13.63	19.99
C		5.43
en	35.9	0.52
fs	9.59	3.69
wo	1.58	
mt	2.13	0
il	0.44	0.38
D.I	30.81	69.04
Mg#	0.78	0.15
Σfeld	34.54	42.58
or wt%	10.62	11.51
ab wt%	49.92	41.54
an wt%	39.46	46.95
Or mol%	10.3	11.2
Ab mol%	51.4	43
An mol%	38.3	45.8

CLINOENSTATITES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO2	59,11	57,37	58,71	57,12	57,51	58,83	58,64	58,91	57,90	58,63	57,46	58,05	57,96	57,46	57,34
TiO2	0,04	0,00	0,00	0,02	0,04	0,03	0,01	0,06	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,02
Al2O3	0,98	0,47	0,53	0,56	0,44	0,92	0,38	0,96	0,37	0,31	0,75	0,60	0,52	0,36	0,65
Cr2O3	0,07	0,05	0,00	0,03	0,13	0,01	0,05	0,06	0,16	0,20	0,55	0,27	0,45	0,43	0,36
FeO	3,62	3,79	3,79	3,86	3,90	3,87	4,20	4,11	4,28	5,57	5,75	5,81	6,13	6,29	6,16
MnO	0,00	0,03	0,00	0,07	0,00	0,07	0,04	0,09	0,01	0,06	0,07	0,08	0,18	0,12	0,24
MgO	36,34	37,59	37,02	37,64	37,28	36,22	36,71	36,15	36,57	35,68	35,11	34,79	34,47	34,70	34,39
CaO	0,22	0,13	0,17	0,15	0,13	0,11	0,16	0,16	0,12	0,14	0,23	0,24	0,22	0,31	0,31
Na2O	0,02	0,01	0,04	0,00	0,04	0,00	0,02	0,03	0,01	0,07	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02
Total	100,40	99,44	100,26	99,45	99,47	100,06	100,21	100,53	99,42	100,66	99,93	99,91	99,95	99,67	99,49

Formules structurales

Si	1,998	1,967	1,991	1,960	1,972	1,997	1,994	1,994	1,987	1,997	1,977	1,995	1,995	1,987	1,986
AlIV	0,002	0,019	0,009	0,023	0,018	0,003	0,006	0,006	0,013	0,003	0,023	0,005	0,005	0,013	0,014
AlVI	0,037	0,000	0,012	0,000	0,000	0,034	0,009	0,032	0,002	0,010	0,008	0,019	0,017	0,002	0,012
Ti	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001
Cr	0,002	0,001	0,000	0,001	0,004	0,000	0,001	0,002	0,004	0,005	0,015	0,007	0,012	0,012	0,010
Fe	0,102	0,109	0,107	0,111	0,112	0,110	0,119	0,116	0,123	0,159	0,165	0,167	0,176	0,182	0,178
Mn	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,002	0,001	0,003	0,000	0,002	0,002	0,002	0,005	0,004	0,007
Mg	1,830	1,921	1,871	1,925	1,905	1,833	1,860	1,824	1,870	1,811	1,801	1,782	1,769	1,789	1,775
Ca	0,008	0,005	0,006	0,006	0,005	0,004	0,006	0,006	0,004	0,005	0,008	0,009	0,008	0,011	0,012
Na	0,001	0,001	0,003	0,000	0,003	0,000	0,001	0,002	0,001	0,005	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Total	3,982	4,023	4,000	4,028	4,018	3,983	3,998	3,986	4,004	3,996	4,000	3,988	3,989	3,999	3,996
Wo	0,411	0,235	0,311	0,270	0,236	0,205	0,293	0,298	0,221	0,258	0,429	0,451	0,414	0,579	0,583
En	94,317	94,382	94,273	94,209	94,232	94,052	93,637	93,598	93,616	91,627	91,096	90,910	90,305	90,081	90,012
Fs	5,272	5,383	5,416	5,521	5,532	5,743	6,070	6,104	6,163	8,114	8,475	8,639	9,280	9,340	9,405
Mg/Mg+Fe	0,947	0,946	0,946	0,946	0,945	0,943	0,940	0,940	0,938	0,919	0,916	0,914	0,909	0,908	0,909

CLINOENSTATITES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO2	57,09	57,71	57,70	57,33	57,03	57,56	57,62	57,45	57,46	57,67	58,08	57,64	57,44	58,14	57,66
TiO2	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,03	0,00	0,08	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	0,08
Al2O3	0,43	0,39	0,40	0,39	0,80	0,40	0,53	0,36	1,23	0,85	0,46	0,38	0,58	0,46	0,78
Cr2O3	0,24	0,22	0,22	0,20	0,42	0,23	0,32	0,21	0,33	0,02	0,10	0,15	0,27	0,25	0,36
FeO	6,31	6,28	6,28	6,45	6,31	6,26	6,40	6,39	6,49	6,49	6,66	6,54	6,72	6,71	6,59
MnO	0,17	0,20	0,20	0,16	0,13	0,15	0,03	0,26	0,08	0,07	0,06	0,14	0,07	0,00	0,13
MgO	34,80	34,68	34,68	35,34	34,42	34,27	34,16	34,96	34,34	34,10	34,74	34,48	34,70	34,27	34,30
CaO	0,17	0,24	0,24	0,27	0,27	0,23	0,28	0,28	0,42	0,20	0,20	0,27	0,23	0,25	0,24
Na2O	0,01	0,02	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,06	0,06	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,24	99,74	99,73	100,20	99,38	99,14	99,37	99,97	100,49	99,42	100,37	99,62	100,01	100,11	100,14

Formules structurales

Si	1,983	1,993	1,993	1,975	1,979	1,998	1,996	1,983	1,972	1,995	1,994	1,994	1,982	2,000	1,985
AlIV	0,017	0,007	0,007	0,016	0,021	0,002	0,004	0,015	0,028	0,005	0,006	0,006	0,018	0,000	0,015
AlVI	0,001	0,009	0,009	0,000	0,011	0,015	0,018	0,000	0,022	0,030	0,013	0,010	0,006	0,019	0,017
Ti	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002
Cr	0,007	0,006	0,006	0,005	0,012	0,006	0,009	0,006	0,009	0,001	0,003	0,004	0,007	0,007	0,010
Fe	0,183	0,181	0,181	0,186	0,183	0,182	0,185	0,184	0,186	0,188	0,191	0,189	0,194	0,193	0,190
Mn	0,005	0,006	0,006	0,005	0,004	0,004	0,001	0,008	0,002	0,002	0,002	0,004	0,002	0,000	0,004
Mg	1,802	1,785	1,785	1,815	1,780	1,773	1,764	1,799	1,757	1,758	1,777	1,778	1,785	1,757	1,760
Ca	0,006	0,009	0,009	0,010	0,010	0,009	0,010	0,010	0,015	0,007	0,007	0,010	0,009	0,009	0,009
Na	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,004	0,004	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	4,005	3,997	3,997	4,014	3,999	3,990	3,988	4,009	3,998	3,987	3,998	3,995	4,002	3,986	3,992
Wo	0,317	0,448	0,448	0,495	0,508	0,435	0,530	0,518	0,788	0,379	0,372	0,505	0,428	0,470	0,451
En	90,249	90,100	90,100	90,051	90,036	90,105	89,966	89,883	89,592	89,913	89,871	89,736	89,719	89,676	89,686
Fs	9,434	9,451	9,451	9,455	9,456	9,461	9,504	9,599	9,620	9,708	9,757	9,759	9,853	9,853	9,863
Mg/Mg+Fe	0,908	0,908	0,908	0,907	0,907	0,907	0,905	0,907	0,904	0,904	0,903	0,904	0,902	0,901	0,903

CLINOENSTATITES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO2	57,84	58,39	57,30	57,02	57,69	56,76	57,49	57,74	57,28	58,00	57,53	57,23	58,16	57,16	57,19
TiO2	0,00	0,04	0,03	0,05	0,02	0,01	0,01	0,05	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00
Al2O3	0,34	0,38	0,95	0,37	0,45	0,34	0,48	0,53	0,70	0,72	0,40	0,36	0,39	0,46	0,45
Cr2O3	0,20	0,27	0,18	0,10	0,20	0,32	0,32	0,23	0,39	0,25	0,17	0,35	0,20	0,28	0,36
FeO	6,80	6,69	6,79	6,67	6,62	6,63	6,81	6,78	6,81	6,63	6,90	6,75	6,76	6,81	6,73
MnO	0,01	0,13	0,11	0,17	0,16	0,14	0,18	0,11	0,04	0,13	0,12	0,13	0,16	0,13	0,19
MgO	34,69	34,68	34,86	34,57	34,28	34,20	35,27	34,65	34,29	33,83	35,14	34,37	34,54	34,43	34,36
CaO	0,26	0,22	0,32	0,26	0,22	0,24	0,28	0,24	0,33	0,28	0,24	0,25	0,20	0,27	0,20
Na2O	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,07	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Total	100,17	100,80	100,56	99,21	99,64	98,64	100,90	100,36	99,94	99,93	100,50	99,44	100,42	99,67	99,49

Formules structurales

Si	1,992	1,997	1,969	1,984	1,996	1,987	1,971	1,986	1,980	1,999	1,978	1,988	1,997	1,982	1,985
AlIV	0,008	0,003	0,031	0,016	0,004	0,013	0,019	0,014	0,020	0,001	0,016	0,012	0,003	0,018	0,015
AlVI	0,006	0,012	0,007	0,000	0,014	0,001	0,000	0,007	0,009	0,028	0,000	0,002	0,013	0,001	0,004
Ti	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
Cr	0,005	0,007	0,005	0,003	0,005	0,009	0,009	0,006	0,011	0,007	0,005	0,010	0,005	0,008	0,010
Fe	0,196	0,191	0,195	0,194	0,192	0,194	0,195	0,195	0,197	0,191	0,198	0,196	0,194	0,197	0,195
Mn	0,000	0,004	0,003	0,005	0,005	0,004	0,005	0,003	0,001	0,004	0,003	0,004	0,005	0,004	0,006
Mg	1,780	1,767	1,785	1,793	1,767	1,784	1,802	1,776	1,767	1,738	1,801	1,779	1,768	1,779	1,778
Ca	0,010	0,008	0,012	0,010	0,008	0,009	0,010	0,009	0,012	0,010	0,009	0,009	0,007	0,010	0,007
Na	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004	0,002	0,005	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
Total	3,999	3,991	4,009	4,005	3,992	4,001	4,017	4,000	4,002	3,982	4,011	4,000	3,993	4,002	4,001
Wo	0,483	0,409	0,590	0,484	0,414	0,452	0,511	0,446	0,618	0,532	0,440	0,468	0,373	0,504	0,375
En	89,642	89,691	89,470	89,568	89,635	89,593	89,529	89,558	89,363	89,436	89,522	89,478	89,556	89,383	89,506
Fs	9,875	9,900	9,940	9,948	9,952	9,955	9,960	9,996	10,019	10,031	10,038	10,054	10,072	10,113	10,119
Mg/Mg+Fe	0,901	0,902	0,901	0,902	0,902	0,902	0,902	0,901	0,900	0,901	0,901	0,901	0,901	0,900	0,901

CLINOENSTATITES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO2	57,34	57,46	57,97	56,51	57,75	57,46	57,73	57,67	57,13	57,45	57,27	56,93	57,30	57,64	57,22
TiO2	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,04	0,05
Al2O3	0,39	0,59	0,35	0,58	0,38	0,35	0,59	0,48	0,52	0,62	0,57	0,11	0,51	0,36	0,66
Cr2O3	0,33	0,28	0,09	0,12	0,33	0,28	0,31	0,27	0,28	0,30	0,40	0,38	0,38	0,28	0,39
FeO	6,89	6,76	6,91	6,98	6,94	6,80	6,99	6,91	6,99	6,86	6,90	7,04	6,96	7,10	7,27
MnO	0,10	0,30	0,14	0,15	0,12	0,27	0,11	0,24	0,22	0,12	0,26	0,11	0,24	0,18	0,08
MgO	34,57	34,91	34,76	34,89	34,49	34,45	34,49	34,69	35,01	33,70	34,56	34,22	34,48	34,85	34,94
CaO	0,30	0,24	0,17	0,17	0,17	0,21	0,31	0,26	0,22	0,31	0,26	0,28	0,25	0,22	0,30
Na2O	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,01	0,01	0,00	0,06	0,03	0,04	0,00
Total	99,92	100,62	100,40	99,40	100,18	99,87	100,59	100,52	100,39	99,40	100,22	99,16	100,15	100,71	100,91

Formules structurales

Si	1,984	1,975	1,993	1,967	1,991	1,988	1,984	1,983	1,970	1,995	1,977	1,987	1,980	1,981	1,965
AlIV	0,016	0,024	0,007	0,024	0,009	0,012	0,016	0,017	0,021	0,005	0,023	0,005	0,020	0,015	0,027
AlVI	0,000	0,000	0,007	0,000	0,006	0,002	0,008	0,003	0,000	0,020	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001
Cr	0,009	0,008	0,002	0,003	0,009	0,008	0,008	0,007	0,008	0,008	0,011	0,010	0,010	0,008	0,011
Fe	0,199	0,194	0,199	0,203	0,200	0,197	0,201	0,199	0,202	0,199	0,199	0,206	0,201	0,204	0,209
Mn	0,003	0,009	0,004	0,004	0,004	0,008	0,003	0,007	0,006	0,004	0,008	0,003	0,007	0,005	0,002
Mg	1,782	1,788	1,781	1,810	1,772	1,776	1,766	1,778	1,799	1,744	1,778	1,780	1,775	1,785	1,789
Ca	0,011	0,009	0,006	0,006	0,006	0,008	0,011	0,010	0,008	0,012	0,010	0,010	0,009	0,008	0,011
Na	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000	0,001	0,001	0,000	0,004	0,002	0,003	0,000
Total	4,005	4,010	3,999	4,019	3,997	4,001	4,002	4,003	4,015	3,988	4,006	4,007	4,006	4,009	4,015
Wo	0,557	0,442	0,315	0,313	0,317	0,391	0,576	0,481	0,403	0,589	0,482	0,524	0,464	0,405	0,549
En	89,307	89,406	89,497	89,428	89,410	89,317	89,126	89,198	89,275	89,058	89,149	89,035	89,091	89,142	88,949
Fs	10,135	10,152	10,189	10,258	10,273	10,291	10,298	10,321	10,321	10,353	10,369	10,442	10,444	10,453	10,502
Mg/Mg+Fe	0,899	0,902	0,900	0,899	0,899	0,900	0,898	0,899	0,899	0,897	0,899	0,897	0,898	0,897	0,895

CLINOENSTATITES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75
SiO2	57,20	56,27	57,02	57,89	56,60	57,96	57,03	57,98	57,58	57,26	57,85	57,26	57,52	58,24	58,31
TiO2	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,07	0,04	0,04	0,00	0,02	0,02	0,01
Al2O3	0,23	0,44	0,69	0,40	0,44	0,60	0,58	0,45	0,50	0,47	0,53	0,57	0,60	0,43	0,37
Cr2O3	0,35	0,34	0,29	0,31	0,12	0,35	0,34	0,21	0,31	0,33	0,29	0,28	0,27	0,35	0,37
FeO	6,91	7,03	6,98	6,95	7,40	7,04	7,25	7,15	7,13	7,15	7,10	7,26	7,38	7,32	7,13
MnO	0,23	0,21	0,19	0,24	0,13	0,14	0,12	0,16	0,11	0,21	0,20	0,24	0,10	0,06	0,25
MgO	34,03	34,44	33,97	34,03	35,54	33,81	34,70	34,33	33,96	34,38	33,86	34,76	34,60	34,03	34,04
CaO	0,16	0,21	0,25	0,21	0,27	0,24	0,20	0,24	0,26	0,21	0,30	0,24	0,30	0,31	0,27
Na2O	0,00	0,05	0,00	0,04	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,10
Total	99,11	99,05	99,43	100,07	100,62	100,16	100,28	100,52	99,92	100,06	100,17	100,61	100,81	100,78	100,85

Formules structurales

Si	1,994	1,969	1,983	1,998	1,954	1,998	1,970	1,993	1,992	1,981	1,996	1,972	1,976	1,998	1,999
AlIV	0,006	0,018	0,017	0,002	0,018	0,002	0,024	0,007	0,008	0,019	0,004	0,023	0,024	0,002	0,001
AlVI	0,004	0,000	0,011	0,014	0,000	0,022	0,000	0,011	0,012	0,000	0,017	0,000	0,001	0,015	0,014
Ti	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000
Cr	0,010	0,009	0,008	0,008	0,003	0,010	0,009	0,006	0,008	0,009	0,008	0,008	0,007	0,009	0,010
Fe	0,201	0,206	0,203	0,201	0,214	0,203	0,209	0,206	0,206	0,207	0,205	0,209	0,212	0,210	0,204
Mn	0,007	0,006	0,006	0,007	0,004	0,004	0,004	0,005	0,003	0,006	0,006	0,007	0,003	0,002	0,007
Mg	1,768	1,796	1,760	1,750	1,829	1,737	1,787	1,759	1,751	1,773	1,741	1,784	1,772	1,740	1,739
Ca	0,006	0,008	0,009	0,008	0,010	0,009	0,007	0,009	0,010	0,008	0,011	0,009	0,011	0,011	0,010
Na	0,000	0,003	0,000	0,003	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,007
Total	3,996	4,017	3,998	3,991	4,039	3,985	4,012	3,995	3,992	4,004	3,989	4,012	4,008	3,989	3,992
Wo	0,302	0,391	0,471	0,395	0,486	0,454	0,369	0,447	0,489	0,391	0,565	0,441	0,553	0,581	0,506
En	89,192	89,095	88,986	89,043	88,937	88,944	89,019	88,924	88,876	88,923	88,700	88,802	88,686	88,632	88,698
Fs	10,506	10,514	10,544	10,562	10,577	10,602	10,612	10,629	10,635	10,687	10,735	10,757	10,761	10,788	10,796
Mg/Mg+Fe	0,898	0,897	0,897	0,897	0,895	0,895	0,895	0,895	0,895	0,895	0,895	0,895	0,893	0,892	0,895

CLINOENSTATITES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90
SiO2	57,57	57,01	58,09	56,90	56,94	57,75	57,43	58,10	57,32	57,14	56,90	57,68	56,84	57,57	57,65
TiO2	0,17	0,04	0,00	0,02	0,03	0,00	0,08	0,07	0,00	0,01	0,06	0,04	0,00	0,00	0,06
Al2O3	0,59	0,90	0,40	0,74	0,50	0,50	0,82	1,21	0,73	0,44	0,80	0,73	0,66	0,12	0,65
Cr2O3	0,19	0,03	0,32	0,23	0,19	0,29	0,32	0,23	0,27	0,48	0,13	0,25	0,09	0,17	0,19
FeO	7,35	7,45	7,27	7,45	7,40	7,75	7,59	7,62	7,61	8,00	8,22	8,21	8,13	8,42	8,24
MnO	0,19	0,12	0,30	0,22	0,22	0,09	0,05	0,11	0,23	0,22	0,20	0,09	0,19	0,12	0,23
MgO	34,22	33,83	33,88	34,11	33,50	34,05	32,89	32,94	32,63	33,49	34,01	33,43	33,36	33,52	32,86
CaO	0,33	0,30	0,22	0,20	0,26	0,28	0,26	0,41	0,85	0,31	0,61	0,26	0,27	0,29	0,33
Na2O	0,03	0,00	0,02	0,03	0,03	0,01	0,00	0,06	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	100,64	99,68	100,50	99,90	99,07	100,72	99,44	100,75	99,64	100,10	100,95	100,70	99,55	100,22	100,22

Formules structurales

Si	1,981	1,980	1,999	1,974	1,990	1,987	1,998	1,995	1,995	1,984	1,964	1,988	1,984	1,997	1,997
AlIV	0,019	0,020	0,001	0,026	0,010	0,013	0,002	0,005	0,005	0,016	0,033	0,012	0,016	0,003	0,003
AlVI	0,005	0,017	0,015	0,005	0,011	0,008	0,031	0,044	0,025	0,002	0,000	0,018	0,011	0,002	0,024
Ti	0,004	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,002
Cr	0,005	0,001	0,009	0,006	0,005	0,008	0,009	0,006	0,007	0,013	0,004	0,007	0,002	0,005	0,005
Fe	0,212	0,216	0,209	0,216	0,216	0,223	0,221	0,219	0,222	0,232	0,237	0,237	0,237	0,244	0,239
Mn	0,006	0,004	0,009	0,006	0,007	0,003	0,001	0,003	0,007	0,006	0,006	0,003	0,006	0,004	0,007
Mg	1,755	1,751	1,738	1,764	1,745	1,746	1,705	1,685	1,693	1,733	1,749	1,717	1,735	1,733	1,697
Ca	0,012	0,011	0,008	0,007	0,010	0,010	0,010	0,015	0,032	0,012	0,023	0,010	0,010	0,011	0,012
Na	0,002	0,000	0,001	0,002	0,002	0,001	0,000	0,004	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Total	4,001	4,000	3,989	4,008	3,997	3,999	3,979	3,978	3,986	4,000	4,017	3,993	4,002	3,999	3,986
Wo	0,613	0,563	0,413	0,373	0,492	0,521	0,500	0,785	1,624	0,582	1,120	0,488	0,508	0,541	0,627
En	88,447	88,341	88,486	88,461	88,240	88,095	88,024	87,668	86,684	87,379	86,815	87,341	87,274	87,016	86,812
Fs	10,940	11,095	11,101	11,166	11,268	11,384	11,475	11,547	11,692	12,039	12,065	12,171	12,218	12,443	12,561
Mg/Mg+Fe	0,892	0,890	0,893	0,891	0,890	0,887	0,885	0,885	0,884	0,882	0,881	0,879	0,880	0,876	0,877

CLINOENSTATITES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105
SiO2	57,61	56,62	57,17	57,38	57,60	56,32	57,15	56,84	56,78	56,27	56,87	57,42	56,95	56,76	56,74
TiO2	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,01	0,04	0,00	0,03	0,02	0,01
Al2O3	0,63	0,66	0,59	0,65	0,43	1,15	0,63	0,47	0,71	0,48	0,66	0,52	0,69	0,95	0,73
Cr2O3	0,19	0,21	0,29	0,31	0,13	0,17	0,30	0,33	0,40	0,22	0,16	0,08	0,22	0,16	0,11
FeO	8,40	8,65	8,58	8,51	8,79	8,43	8,71	8,75	8,84	9,14	9,29	9,30	9,39	9,36	9,46
MnO	0,26	0,11	0,18	0,23	0,11	0,31	0,21	0,16	0,16	0,25	0,07	0,32	0,10	0,17	0,24
MgO	33,32	33,30	32,86	32,56	32,88	32,26	32,39	32,35	32,32	32,27	31,99	32,46	31,93	31,85	32,39
CaO	0,22	0,26	0,33	0,33	0,33	0,31	0,34	0,32	0,33	0,38	0,31	0,39	0,36	0,37	0,41
Na2O	0,00	0,03	0,01	0,00	0,04	0,06	0,03	0,00	0,02	0,06	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00
Total	100,63	99,85	100,01	100,01	100,31	99,01	99,78	99,25	99,59	99,08	99,39	100,50	99,70	99,65	100,09

Formules structurales

SI	1,990	1,976	1,990	1,996	1,998	1,980	1,994	1,995	1,988	1,985	1,996	1,995	1,994	1,988	1,982
AlIV	0,010	0,024	0,010	0,004	0,002	0,020	0,006	0,005	0,012	0,015	0,004	0,005	0,006	0,012	0,018
AlVI	0,016	0,003	0,014	0,022	0,016	0,028	0,020	0,014	0,017	0,005	0,023	0,016	0,022	0,028	0,012
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000
Cr	0,005	0,006	0,008	0,009	0,004	0,005	0,008	0,009	0,011	0,006	0,004	0,002	0,006	0,004	0,003
Fe	0,243	0,252	0,250	0,248	0,255	0,248	0,254	0,257	0,259	0,270	0,273	0,270	0,275	0,274	0,276
Mn	0,008	0,003	0,005	0,007	0,003	0,009	0,006	0,005	0,005	0,007	0,002	0,009	0,003	0,005	0,007
Mg	1,715	1,732	1,704	1,688	1,700	1,690	1,685	1,692	1,686	1,697	1,673	1,681	1,666	1,663	1,686
Ca	0,008	0,010	0,012	0,012	0,012	0,012	0,013	0,012	0,012	0,014	0,012	0,015	0,014	0,014	0,015
Na	0,000	0,002	0,001	0,000	0,003	0,004	0,002	0,000	0,001	0,004	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000
Total	3,995	4,008	3,994	3,986	3,993	3,996	3,989	3,990	3,992	4,004	3,988	3,994	3,989	3,989	4,001
Wo	0,413	0,487	0,624	0,629	0,623	0,596	0,649	0,612	0,631	0,723	0,595	0,735	0,690	0,710	0,773
En	86,907	86,711	86,441	86,358	86,271	86,280	86,048	86,080	85,937	85,338	85,384	85,105	85,113	85,012	84,947
Fs	12,680	12,803	12,935	13,013	13,106	13,124	13,302	13,308	13,432	13,940	14,021	14,160	14,198	14,278	14,280
Mg/Mg+Fe	0,876	0,873	0,872	0,872	0,870	0,872	0,869	0,868	0,867	0,863	0,860	0,861	0,858	0,858	0,859

CLINOENSTATITES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120
SiO2	56,53	56,23	56,34	57,23	56,92	56,68	56,74	57,15	55,31	55,45	56,63	56,11	55,23	56,02	56,15
TiO2	0,00	0,03	0,07	0,00	0,07	0,03	0,02	0,02	0,10	0,02	0,03	0,08	0,01	0,03	0,11
Al2O3	0,89	1,08	0,64	0,52	0,76	0,71	0,86	0,71	1,31	0,66	0,94	0,79	1,62	0,58	0,75
Cr2O3	0,46	0,08	0,26	0,13	0,07	0,14	0,02	0,16	0,12	0,05	0,08	0,10	0,01	0,23	0,00
FeO	9,23	9,62	9,74	9,91	10,19	10,72	10,60	10,87	11,23	11,51	11,47	11,74	11,72	11,97	12,25
MnO	0,13	0,19	0,22	0,04	0,14	0,24	0,23	0,21	0,14	0,21	0,14	0,19	0,15	0,25	0,19
MgO	30,83	31,79	32,27	31,81	32,16	31,48	30,86	30,95	30,59	30,62	30,02	30,22	30,03	30,50	30,68
CaO	0,92	0,66	0,22	0,35	0,40	0,39	0,43	0,43	0,58	0,46	0,45	0,47	0,46	0,42	0,56
Na2O	0,03	0,03	0,05	0,08	0,06	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,00	0,02	0,06
Total	99,02	99,71	99,81	100,07	100,77	100,44	99,80	100,54	99,41	99,02	99,80	99,73	99,23	100,02	100,75

Formules structurales

Si	1,996	1,975	1,978	2,000	1,981	1,984	1,995	1,997	1,964	1,979	1,998	1,987	1,966	1,983	1,975
AlIV	0,004	0,025	0,022	0,000	0,019	0,016	0,005	0,003	0,036	0,021	0,002	0,013	0,034	0,017	0,025
AlVI	0,033	0,020	0,004	0,021	0,012	0,014	0,031	0,027	0,019	0,007	0,037	0,020	0,034	0,007	0,006
Ti	0,000	0,001	0,002	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,003
Cr	0,013	0,002	0,007	0,004	0,002	0,004	0,001	0,004	0,003	0,001	0,002	0,003	0,000	0,006	0,000
Fe	0,272	0,283	0,286	0,290	0,297	0,314	0,312	0,318	0,333	0,344	0,338	0,348	0,349	0,354	0,360
Mn	0,004	0,006	0,007	0,001	0,004	0,007	0,007	0,006	0,004	0,006	0,004	0,006	0,005	0,007	0,006
Mg	1,622	1,664	1,688	1,656	1,668	1,643	1,617	1,612	1,619	1,629	1,579	1,595	1,593	1,609	1,608
Ca	0,035	0,025	0,008	0,013	0,015	0,015	0,016	0,016	0,022	0,018	0,017	0,018	0,018	0,016	0,021
Na	0,002	0,002	0,003	0,005	0,004	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002	0,000	0,001	0,004
Total	3,981	4,002	4,005	3,991	4,003	4,000	3,987	3,987	4,005	4,007	3,982	3,994	3,999	4,002	4,009
Wo	1,800	1,256	0,416	0,668	0,752	0,740	0,830	0,825	1,115	0,881	0,878	0,907	0,893	0,802	1,058
En	83,903	84,165	84,879	84,499	84,088	83,033	82,849	82,581	81,817	81,590	81,444	81,119	81,112	80,985	80,599
Fs	14,297	14,578	14,705	14,833	15,160	16,227	16,321	16,594	17,068	17,529	17,678	17,974	17,995	18,213	18,343
Mg/Mg+Fe	0,856	0,855	0,855	0,851	0,849	0,840	0,838	0,835	0,829	0,826	0,823	0,821	0,820	0,820	0,817

CLINOENSTATITES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	121	122	123	124	125	126	127	128	129	130	131	132	133	134	135
SiO2	56,48	56,32	56,23	56,40	56,10	55,20	54,71	55,53	55,72	54,87	56,22	55,71	55,28	54,89	55,15
TiO2	0,12	0,00	0,05	0,00	0,04	0,14	0,00	0,02	0,11	0,00	0,02	0,09	0,04	0,08	0,02
Al2O3	0,63	0,60	1,35	0,63	1,77	0,82	0,63	0,57	1,62	0,78	0,70	1,08	1,97	2,40	1,75
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,14	0,09	0,09	0,09	0,07	0,01	0,00	0,00	0,00	0,08	0,05	0,07
FeO	12,12	12,06	12,07	12,23	12,23	12,31	12,91	13,27	12,54	13,14	13,32	13,18	13,13	13,50	14,31
MnO	0,22	0,36	0,26	0,17	0,16	0,26	0,27	0,20	0,34	0,33	0,23	0,39	0,21	0,34	0,20
MgO	30,48	30,76	29,66	29,68	28,88	29,44	30,30	29,99	28,55	29,95	29,20	28,80	27,87	27,84	27,91
CaO	0,48	0,33	0,42	0,57	0,82	0,42	0,41	0,49	0,54	0,38	0,45	0,51	0,52	1,15	0,65
Na2O	0,03	0,00	0,09	0,05	0,12	0,01	0,03	0,14	0,08	0,00	0,00	0,11	0,01	0,15	0,04
Total	100,58	100,43	100,13	99,87	100,21	98,69	99,35	100,28	99,51	99,45	100,14	99,87	99,11	100,40	100,10

Formules structurales

Si	1,987	1,984	1,985	1,998	1,981	1,983	1,962	1,974	1,985	1,966	1,995	1,985	1,981	1,953	1,970
AlIV	0,013	0,016	0,015	0,002	0,019	0,017	0,027	0,024	0,015	0,033	0,005	0,015	0,019	0,047	0,030
AlVI	0,013	0,009	0,041	0,025	0,055	0,018	0,000	0,000	0,053	0,000	0,025	0,030	0,064	0,053	0,044
Ti	0,003	0,000	0,001	0,000	0,001	0,004	0,000	0,001	0,003	0,000	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001
Cr	0,001	0,000	0,000	0,004	0,003	0,003	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002
Fe	0,357	0,355	0,356	0,362	0,361	0,370	0,387	0,394	0,374	0,394	0,395	0,393	0,393	0,402	0,427
Mn	0,007	0,011	0,008	0,005	0,005	0,008	0,008	0,006	0,010	0,010	0,007	0,012	0,006	0,010	0,006
Mg	1,598	1,615	1,560	1,567	1,520	1,576	1,620	1,589	1,515	1,600	1,545	1,529	1,488	1,476	1,486
Ca	0,018	0,012	0,016	0,022	0,031	0,016	0,016	0,019	0,021	0,015	0,017	0,019	0,020	0,044	0,025
Na	0,002	0,000	0,006	0,003	0,008	0,001	0,002	0,010	0,006	0,000	0,000	0,008	0,001	0,010	0,003
Total	3,998	4,003	3,989	3,988	3,984	3,995	4,024	4,018	3,981	4,017	3,989	3,994	3,976	3,999	3,993
Wo	0,914	0,625	0,819	1,106	1,619	0,821	0,776	0,929	1,073	0,723	0,871	0,997	1,046	2,269	1,280
En	80,738	81,012	80,416	80,109	79,289	80,005	79,752	79,124	78,936	79,265	78,645	78,294	77,999	76,408	76,421
Fs	18,347	18,363	18,765	18,785	19,092	19,174	19,472	19,947	19,991	20,012	20,484	20,709	20,955	21,322	22,299
Mg/Mg+Fe	0,818	0,820	0,814	0,812	0,808	0,810	0,807	0,801	0,802	0,802	0,796	0,796	0,791	0,786	0,777

CLINOENSTATITES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	136	137	138	139	140	141	142	143	144	145	146	147
SiO2	55,34	54,72	55,03	55,64	54,27	54,06	54,40	54,43	54,70	54,44	54,27	52,75
TiO2	0,13	0,11	0,16	0,02	0,10	0,04	0,08	0,03	0,04	0,14	0,06	0,02
Al2O3	1,58	1,95	1,58	0,93	1,69	0,71	1,43	0,92	1,93	1,61	1,39	1,60
Cr2O3	0,02	0,12	0,14	0,06	0,12	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
FeO	14,03	14,16	14,24	15,03	14,64	15,32	15,75	16,50	15,99	17,56	18,06	19,62
MnO	0,21	0,26	0,31	0,40	0,28	0,34	0,24	0,32	0,26	0,38	0,44	0,32
MgO	27,10	27,29	27,50	27,80	26,73	27,70	26,15	27,01	25,14	25,54	24,86	23,90
CaO	1,01	0,78	0,62	0,59	0,72	0,55	0,55	0,46	0,98	0,61	0,54	0,48
Na2O	0,04	0,11	0,11	0,02	0,06	0,00	0,12	0,02	0,13	0,05	0,03	0,00
Total	99,46	99,50	99,69	100,49	98,61	98,72	98,77	99,69	99,22	100,33	99,65	98,69

Formules structurales

Si	1,987	1,967	1,975	1,987	1,974	1,973	1,983	1,975	1,987	1,971	1,983	1,964
AlIV	0,013	0,033	0,025	0,013	0,026	0,027	0,017	0,025	0,013	0,029	0,017	0,036
AlVI	0,054	0,050	0,042	0,026	0,046	0,003	0,045	0,014	0,070	0,040	0,043	0,034
Ti	0,004	0,003	0,004	0,001	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001	0,004	0,002	0,001
Cr	0,001	0,003	0,004	0,002	0,003	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe	0,421	0,426	0,427	0,449	0,445	0,468	0,480	0,501	0,486	0,532	0,552	0,611
Mn	0,006	0,008	0,009	0,012	0,009	0,011	0,007	0,010	0,008	0,012	0,014	0,010
Mg	1,450	1,462	1,471	1,480	1,449	1,507	1,421	1,461	1,361	1,378	1,354	1,326
Ca	0,039	0,030	0,024	0,023	0,028	0,022	0,021	0,018	0,038	0,024	0,021	0,019
Na	0,003	0,008	0,008	0,001	0,004	0,000	0,008	0,001	0,009	0,004	0,002	0,000
Total	3,977	3,990	3,989	3,993	3,988	4,011	3,987	4,005	3,974	3,992	3,987	4,001
Wo	2,027	1,560	1,234	1,150	1,453	1,072	1,113	0,899	2,015	1,217	1,090	0,974
En	75,659	75,922	76,150	75,368	75,037	75,097	73,620	73,433	71,900	70,849	69,767	67,443
Fs	22,314	22,518	22,616	23,482	23,510	23,831	25,267	25,668	26,085	27,935	29,144	31,583
Mg/Mg+Fe	0,775	0,774	0,775	0,767	0,765	0,763	0,747	0,745	0,737	0,722	0,710	0,685

TABLEAU N°2 : COMPOSITION CHIMIQUE DES ORTHOPYROXENES DE LA BONINITE DE NOUVELLE CALEDONIE.

Pourcentages des oxydes

n°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO2	57,17	57,23	57,62	56,59	57,14	57,23	57,23	56,35	57,73	57,42	56,35	57,15	56,71	56,84	56,84
TiO2	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,03	0,03	0,05	0,08	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00
Al2O3	0,74	0,67	0,55	0,69	1,12	0,76	0,76	1,23	0,80	0,60	1,23	0,58	1,05	0,67	0,67
Cr2O3	0,47	0,42	0,19	0,57	0,05	0,39	0,39	0,60	0,41	0,45	0,60	0,44	0,42	0,40	0,40
FeO	7,95	8,09	8,15	8,08	8,14	8,24	8,24	8,40	8,39	8,53	8,40	8,65	8,56	8,58	8,58
MnO	0,19	0,05	0,17	0,18	0,22	0,12	0,12	0,22	0,09	0,02	0,22	0,17	0,21	0,04	0,04
MgO	33,05	32,58	33,30	32,43	32,35	32,09	32,09	32,86	32,26	32,23	32,46	33,20	32,89	32,29	32,29
CaO	0,72	0,75	0,72	0,76	0,81	0,85	0,76	0,77	0,80	0,72	0,77	0,76	0,84	0,67	0,65
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00
Total	100,29	99,79	100,78	99,32	99,86	99,71	99,62	100,48	100,60	100,06	100,08	100,96	100,76	99,49	99,47

Formules structurales

SI	1,982	1,993	1,988	1,984	1,988	1,996	1,997	1,955	1,996	1,997	1,965	1,976	1,961	1,990	1,990
AlIV	0,018	0,007	0,012	0,016	0,012	0,004	0,003	0,045	0,004	0,003	0,035	0,024	0,039	0,010	0,010
AlVI	0,013	0,020	0,010	0,012	0,034	0,027	0,028	0,005	0,028	0,022	0,015	0,000	0,004	0,018	0,018
Ti	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,038	0,002	0,000	0,001	0,000	0,036	0,000	0,000
Cr	0,013	0,012	0,005	0,016	0,001	0,011	0,011	0,206	0,011	0,012	0,017	0,012	0,211	0,011	0,011
Fe3+								0,006					0,006		
Fe2+	0,231	0,236	0,235	0,237	0,237	0,240	0,240	1,699	0,243	0,248	0,245	0,250	1,695	0,251	0,251
Mn	0,006	0,001	0,005	0,005	0,006	0,004	0,004	0,016	0,003	0,001	0,006	0,005	0,011	0,001	0,001
Mg	1,708	1,691	1,712	1,694	1,678	1,668	1,669	0,001	1,662	1,671	1,687	1,711	0,001	1,685	1,685
Ca	0,027	0,028	0,027	0,029	0,030	0,032	0,028	0,029	0,030	0,027	0,029	0,028	0,031	0,025	0,024
Na	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003	0,006	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000
Total	3,996	3,988	3,996	3,995	3,989	3,982	3,981	4,000	3,981	3,987	4,000	4,007	4,000	3,991	3,991
Wo	1,357	1,431	1,345	1,453	1,548	1,634	1,464	1,447	1,530	1,379	1,463	1,412	1,572	1,281	1,243
En	86,661	86,448	86,521	86,220	85,979	85,817	85,966	85,903	85,810	85,842	85,754	85,794	85,613	85,856	85,889
Fs	11,981	12,121	12,134	12,327	12,473	12,548	12,570	12,650	12,660	12,779	12,783	12,794	12,815	12,863	12,868
Mg:Mg+Fe	0,881	0,878	0,879	0,877	0,876	0,874	0,874	0,875	0,873	0,871	0,873	0,872	0,873	0,870	0,870

TABLEAU N°2 : COMPOSITION CHIMIQUE DES ORTHOPYROXENES DE LA BONINITE DE NOUVELLE CALEDONIE.

Pourcentages des oxydes

n°	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO2	56,93	57,18	57,13	56,06	57,45	56,59	56,98	56,98	56,62	57,16	57,07	56,48	56,73	56,94	57,07
TiO2	0,03	0,02	0,01	0,06	0,00	0,03	0,04	0,04	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03	0,03
Al2O3	0,69	0,79	0,75	1,10	0,89	1,06	1,18	1,18	0,92	1,01	0,72	0,82	1,22	0,59	0,72
Cr2O3	0,32	0,52	0,37	0,40	0,38	0,57	0,55	0,55	0,37	0,47	0,26	0,63	0,29	0,32	0,26
FeO	8,43	8,51	8,67	8,58	8,62	8,56	8,78	8,78	8,87	8,75	9,00	8,95	9,05	8,84	9,00
MnO	0,14	0,16	0,25	0,27	0,26	0,20	0,15	0,15	0,08	0,15	0,01	0,07	0,01	0,28	0,16
MgO	31,81	32,04	32,58	32,12	32,07	31,53	32,19	32,19	32,05	31,72	31,91	31,99	32,26	31,96	31,91
CaO	0,81	0,79	0,73	0,88	0,90	0,98	0,89	0,89	0,90	0,85	0,98	0,82	0,63	0,77	0,98
Na2O	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,09	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00	0,00
Total	99,17	100,01	100,50	99,49	100,57	99,61	100,77	100,77	99,84	100,11	99,98	99,84	100,20	99,73	100,13

Formules structurales

Si	1,998	1,992	1,983	1,967	1,991	1,983	1,974	1,974	1,980	1,991	1,992	1,978	1,975	1,993	1,990
AlIV	0,002	0,008	0,017	0,033	0,009	0,017	0,026	0,026	0,020	0,009	0,008	0,022	0,025	0,007	0,010
AlVI	0,027	0,024	0,014	0,013	0,028	0,027	0,022	0,022	0,018	0,032	0,021	0,012	0,026	0,017	0,020
Ti	0,001	0,001	0,000	0,018	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001
Cr	0,009	0,014	0,010	0,234	0,010	0,016	0,015	0,015	0,010	0,013	0,007	0,017	0,008	0,009	0,007
Fe3+				0,008											
Fe2+	0,247	0,248	0,252	1,680	0,250	0,251	0,254	0,254	0,259	0,255	0,263	0,262	0,264	0,259	0,263
Mn	0,004	0,005	0,007	0,011	0,008	0,006	0,004	0,004	0,002	0,004	0,000	0,002	0,000	0,008	0,005
Mg	1,664	1,663	1,685	0,002	1,657	1,647	1,662	1,662	1,671	1,646	1,660	1,670	1,674	1,667	1,659
Ca	0,030	0,029	0,027	0,033	0,033	0,037	0,033	0,033	0,034	0,032	0,037	0,031	0,024	0,029	0,037
Na	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,006	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,005	0,001	0,000	0,000
Total	3,983	3,984	3,997	4,000	3,985	3,990	3,993	3,993	3,997	3,982	3,989	3,999	3,996	3,990	3,990
Wo	1,565	1,516	1,377	1,677	1,716	1,897	1,691	1,691	1,715	1,637	1,870	1,566	1,198	1,471	1,866
En	85,505	85,498	85,484	85,152	85,062	84,868	85,064	85,064	84,968	84,980	84,708	84,985	85,350	84,924	84,516
Fs	12,930	12,986	13,139	13,171	13,222	13,236	13,245	13,245	13,317	13,383	13,422	13,448	13,451	13,605	13,618
Mg:Mg+Fe	0,871	0,870	0,870	0,870	0,869	0,868	0,867	0,867	0,866	0,866	0,863	0,864	0,864	0,866	0,863

TABLEAU N°2 : COMPOSITION CHIMIQUE DES ORTHOPYROXENES DE LA BONINITE DE NOUVELLE CALEDONIE.

Pourcentages des oxydes

n°	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO2	57,02	56,31	56,54	56,51	55,96	57,16	56,05	56,04	56,04	56,84	56,84	56,76	56,76	56,54	56,48
TiO2	0,00	0,03	0,07	0,01	0,00	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,74	1,99	0,83	1,30	0,88	1,29	1,11	1,22	1,22	1,12	1,12	1,03	1,03	0,99	0,85
Cr2O3	0,31	0,12	0,23	0,67	0,44	0,48	0,42	0,57	0,57	0,45	0,45	0,32	0,32	0,59	0,38
FeO	9,18	8,59	9,25	9,20	9,08	9,02	9,33	9,21	9,21	9,26	9,26	9,07	9,07	9,25	9,37
MnO	0,13	0,28	0,12	0,14	0,26	0,20	0,22	0,08	0,08	0,31	0,31	0,31	0,31	0,29	0,18
MgO	32,50	30,56	32,12	31,73	31,68	31,18	31,39	31,19	31,19	31,84	31,84	31,16	31,16	31,62	31,38
CaO	0,85	0,84	0,83	0,97	0,94	1,03	1,91	0,86	0,86	0,98	0,98	0,99	0,99	0,92	0,89
Na2O	0,06	0,22	0,00	0,01	0,00	0,03	0,07	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02
Total	100,79	98,94	99,99	100,54	99,24	100,42	100,57	99,19	99,19	100,80	100,80	99,64	99,67	100,20	99,55

Formules structurales

SI	1,977	1,983	1,978	1,968	1,974	1,988	1,955	1,977	1,977	1,975	1,975	1,991	1,990	1,977	1,986
AlIV	0,023	0,017	0,022	0,032	0,026	0,012	0,045	0,023	0,023	0,025	0,025	0,009	0,010	0,023	0,014
AlVI	0,007	0,065	0,012	0,021	0,011	0,041	0,000	0,027	0,027	0,021	0,021	0,033	0,033	0,017	0,021
TI	0,021	0,001	0,002	0,000	0,015	0,001	0,046	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,246	0,003	0,006	0,018	0,253	0,013	0,226	0,016	0,016	0,012	0,012	0,009	0,009	0,016	0,011
Fe3+	0,004				0,008		0,006								
Fe2+	1,679	0,253	0,271	0,268	1,666	0,262	1,631	0,272	0,272	0,269	0,269	0,266	0,266	0,270	0,276
Mn	0,008	0,008	0,004	0,004	0,012	0,006	0,012	0,002	0,002	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009	0,005
Mg	0,000	1,604	1,675	1,647	0,000	1,616	0,002	1,640	1,640	1,649	1,649	1,629	1,628	1,647	1,644
Ca	0,032	0,032	0,031	0,036	0,036	0,038	0,071	0,033	0,033	0,036	0,036	0,037	0,037	0,034	0,034
Na	0,004	0,015	0,000	0,001	0,000	0,002	0,005	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001
Total	4,000	3,981	4,000	3,996	4,000	3,979	4,000	3,991	3,991	3,996	3,996	3,983	3,985	3,995	3,992
Wo	1,594	1,671	1,571	1,851	1,797	1,996	3,602	1,670	1,670	1,858	1,858	1,917	1,917	1,757	1,712
En	84,776	84,552	84,580	84,232	84,258	84,052	82,337	84,247	84,247	83,972	83,972	83,904	83,904	84,013	83,948
Fs	13,630	13,777	13,848	13,917	13,945	13,951	14,061	14,083	14,083	14,169	14,169	14,180	14,180	14,230	14,340
Mg:Mg+Fe	0,863	0,864	0,861	0,860	0,861	0,860	0,857	0,858	0,858	0,860	0,860	0,860	0,860	0,859	0,856

TABLEAU N°2 : COMPOSITION CHIMIQUE DES ORTHOPYROXENES DE LA BONINITE DE NOUVELLE CALEDONIE.

Pourcentages des oxydes

n°	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO2	56,92	56,37	55,81	56,23	55,62	57,00	55,44	55,56	55,61	55,63	55,32	55,60	55,64	56,57	54,85
TiO2	0,06	0,00	0,00	0,07	0,04	0,02	0,05	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,00	0,05
Al2O3	0,64	0,88	0,57	1,25	0,61	0,42	0,93	0,80	0,61	0,69	0,79	0,69	0,96	1,01	1,49
Cr2O3	0,16	0,38	0,26	0,45	0,20	0,16	0,30	0,14	0,19	0,25	0,34	0,17	0,37	0,44	0,43
FeO	9,55	9,21	9,69	9,79	9,79	9,96	9,83	9,70	9,83	9,81	9,98	9,82	9,90	9,72	9,92
MnO	0,28	0,22	0,15	0,13	0,21	0,18	0,17	0,30	0,21	0,20	0,19	0,28	0,21	0,28	0,14
MgO	32,09	30,83	31,61	31,60	31,89	32,15	31,61	31,52	31,51	31,14	31,60	31,26	31,36	30,72	30,61
CaO	0,94	0,80	0,94	0,99	0,85	0,93	0,98	1,00	0,99	0,94	0,94	1,05	0,88	0,99	1,03
Na2O	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00
Total	100,67	98,69	99,03	100,54	99,21	100,83	99,31	99,07	98,97	98,67	99,20	98,88	99,38	99,73	98,52

Formules structurales

Si	1,981	1,996	1,975	1,962	1,961	1,982	1,957	1,965	1,970	1,979	1,953	1,973	1,965	1,989	1,957
AlIV	0,019	0,004	0,025	0,038	0,039	0,018	0,043	0,035	0,030	0,021	0,047	0,027	0,035	0,011	0,043
AlVI	0,007	0,033	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,002	0,005	0,031	0,019
Ti	0,012	0,000	0,026	0,022	0,051	0,019	0,045	0,038	0,033	0,012	0,061	0,024	0,030	0,000	0,021
Cr	0,266	0,011	0,260	0,263	0,238	0,271	0,245	0,249	0,258	0,279	0,233	0,267	0,263	0,012	0,275
Fe3+	0,008		0,004	0,004	0,006	0,005	0,005	0,009	0,006	0,006	0,006	0,008	0,006		0,004
Fe2+	1,664	0,273	1,667	1,643	1,675	1,666	1,663	1,661	1,664	1,651	1,663	1,653	1,650	0,286	1,627
Mn	0,004	0,007	0,007	0,012	0,006	0,004	0,008	0,004	0,005	0,007	0,009	0,005	0,010	0,008	0,012
Mg	0,002	1,627	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	1,610	0,001
Ca	0,035	0,030	0,036	0,037	0,032	0,035	0,037	0,038	0,038	0,036	0,036	0,040	0,033	0,037	0,039
Na	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Total	4,000	3,980	4,001	4,000	4,009	4,001	4,005	4,002	4,005	4,000	4,010	4,000	4,000	3,984	4,000
Wo	1,765	1,567	1,788	1,879	1,603	1,736	1,858	1,899	1,880	1,805	1,779	2,003	1,680	1,921	2,002
En	83,821	84,009	83,605	83,422	83,669	83,484	83,343	83,270	83,233	83,185	83,192	82,951	83,255	82,925	82,737
Fs	14,414	14,424	14,608	14,699	14,727	14,779	14,799	14,831	14,887	15,009	15,028	15,045	15,066	15,154	15,262
Mg:Mg+Fe	0,857	0,856	0,853	0,852	0,853	0,852	0,851	0,853	0,851	0,850	0,849	0,850	0,850	0,849	0,846

TABLEAU N°2 : COMPOSITION CHIMIQUE DES ORTHOPYROXENES DE LA BONINITE DE NOUVELLE CALEDONIE.

Pourcentages des oxydes

n°	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75
SiO2	56,68	56,61	56,00	56,31	55,43	56,70	57,00	56,64	56,70	56,38	55,11	56,38	55,32	55,81	55,81
TiO2	0,07	0,00	0,05	0,03	0,01	0,00	0,04	0,00	0,02	0,02	0,03	0,09	0,05	0,00	0,00
Al2O3	0,71	0,85	0,95	0,74	0,90	1,00	0,74	0,87	0,80	0,71	0,74	1,43	1,01	1,03	1,03
Cr2O3	0,30	0,34	0,19	0,17	0,37	0,27	0,23	0,18	0,27	0,22	0,15	0,36	0,21	0,29	0,29
FeO	10,08	10,10	10,30	10,42	10,50	10,57	10,48	10,69	10,63	10,58	10,87	10,56	10,99	10,88	10,88
MnO	0,21	0,21	0,18	0,33	0,21	0,19	0,26	0,26	0,31	0,32	0,30	0,22	0,26	0,26	0,26
MgO	31,12	31,09	31,42	31,92	31,12	30,97	30,76	30,56	30,53	30,45	30,91	29,17	30,83	30,21	30,21
CaO	0,91	0,94	1,13	1,08	0,96	1,12	1,03	1,16	1,15	1,00	1,04	1,58	1,04	1,30	1,30
Na2O	0,05	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	0,08	0,00	0,00	0,00
Total	100,13	100,14	100,27	101,00	99,50	100,85	100,57	100,39	100,41	99,68	99,16	99,87	99,71	99,78	99,78

Formules structurales

Si	1,988	1,985	1,961	1,956	1,959	1,979	1,993	1,987	1,989	1,991	1,965	1,989	1,955	1,975	1,975
AlIV	0,012	0,015	0,039	0,044	0,041	0,021	0,007	0,013	0,011	0,009	0,035	0,011	0,045	0,025	0,025
AlVI	0,017	0,020	0,001	0,000	0,000	0,021	0,023	0,023	0,022	0,021	0,000	0,048	0,000	0,018	0,018
Ti	0,002	0,000	0,039	0,057	0,043	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,045	0,000	0,000
Cr	0,008	0,009	0,263	0,246	0,267	0,007	0,006	0,005	0,007	0,006	0,004	0,010	0,280	0,008	0,008
Fe3+			0,005	0,010	0,006								0,008		
Fe2+	0,296	0,296	1,640	1,652	1,639	0,309	0,306	0,314	0,312	0,313	0,324	0,311	1,624	0,322	0,322
Mn	0,006	0,006	0,005	0,005	0,010	0,006	0,008	0,008	0,009	0,010	0,009	0,007	0,006	0,008	0,008
Mg	1,627	1,625	0,001	0,001	0,000	1,611	1,603	1,598	1,596	1,603	1,642	1,533	0,001	1,594	1,594
Ca	0,034	0,035	0,042	0,040	0,036	0,042	0,039	0,044	0,043	0,038	0,040	0,060	0,039	0,049	0,049
Na	0,003	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,001	0,005	0,000	0,000	0,000
Total	3,993	3,992	4,000	4,010	4,003	3,997	3,989	3,993	3,990	3,990	4,021	3,977	4,003	3,999	3,999
Wo	1,742	1,800	2,132	2,005	1,825	2,129	1,973	2,222	2,205	1,928	1,971	3,125	1,973	2,499	2,499
En	82,876	82,790	82,435	82,414	82,280	81,899	81,962	81,405	81,417	81,662	81,496	80,232	81,361	80,780	80,780
Fs	15,382	15,411	15,433	15,582	15,895	15,971	16,064	16,373	16,378	16,410	16,532	16,643	16,666	16,721	16,721
Mg:Mg+Fe	0,846	0,846	0,845	0,845	0,841	0,839	0,839	0,836	0,837	0,837	0,835	0,831	0,833	0,832	0,832

TABLEAU N°2 : COMPOSITION CHIMIQUE DES ORTHOPYROXENES DE LA BONINITE DE NOUVELLE CALEDONIE.

Pourcentages des oxydes

n°	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90
SiO2	56,26	54,79	54,58	56,99	54,53	55,68	55,74	55,53	55,29	55,74	54,39	55,03	56,08	54,68	54,98
TiO2	0,11	0,04	0,03	0,02	0,02	0,15	0,02	0,05	0,07	0,01	0,06	0,05	0,08	0,10	0,06
Al2O3	1,02	1,23	0,98	1,10	1,14	1,17	0,81	1,66	1,48	1,74	0,66	0,71	1,15	1,01	0,67
Cr2O3	0,14	0,37	0,18	0,25	0,34	0,18	0,22	0,15	0,31	0,16	0,25	0,18	0,19	0,24	0,24
FeO	11,08	11,08	11,28	11,18	11,11	10,97	11,62	11,34	11,58	11,30	11,62	11,66	11,81	11,68	11,72
MnO	0,22	0,26	0,19	0,10	0,32	0,21	0,25	0,15	0,17	0,11	0,27	0,25	0,33	0,31	0,29
MgO	30,57	30,45	30,65	29,92	30,31	29,15	30,02	28,95	29,37	28,17	29,31	29,37	30,16	29,38	29,04
CaO	1,21	1,07	1,06	1,28	1,11	1,07	1,10	1,16	1,37	1,67	1,59	1,41	1,12	1,41	1,63
Na2O	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,04	0,03	0,20	0,01	0,04	0,00	0,00	0,07	0,00	0,02
Total	100,61	99,30	98,95	100,88	98,89	98,62	99,81	99,19	99,65	98,94	98,15	98,73	100,99	98,84	98,64

Formules structurales

Si	1,974	1,946	1,942	1,992	1,946	1,990	1,977	1,978	1,966	1,989	1,964	1,975	1,966	1,961	1,980
AlIV	0,026	0,054	0,058	0,008	0,054	0,010	0,023	0,022	0,034	0,011	0,036	0,025	0,034	0,039	0,020
AlVI	0,017	0,000	0,000	0,037	0,000	0,040	0,011	0,048	0,028	0,063	0,000	0,005	0,014	0,004	0,008
Ti	0,003	0,054	0,074	0,001	0,060	0,004	0,014	0,001	0,002	0,000	0,041	0,021	0,021	0,032	0,010
Cr	0,004	0,275	0,262	0,007	0,271	0,005	0,331	0,004	0,009	0,005	0,309	0,329	0,326	0,319	0,343
Fe3+		0,008	0,006		0,010		0,008				0,008	0,008	0,010	0,009	0,009
Fe2+	0,325	1,612	1,625	0,327	1,612	0,328	1,587	0,338	0,344	0,337	1,577	1,571	1,576	1,570	1,558
Mn	0,007	0,010	0,005	0,003	0,010	0,006	0,006	0,005	0,005	0,003	0,007	0,005	0,005	0,007	0,007
Mg	1,599	0,001	0,001	1,558	0,001	1,553	0,001	1,537	1,556	1,498	0,002	0,001	0,002	0,003	0,002
Ca	0,046	0,041	0,040	0,048	0,042	0,041	0,042	0,044	0,052	0,064	0,062	0,054	0,042	0,054	0,063
Na	0,000	0,001	0,000	0,003	0,001	0,003	0,002	0,014	0,001	0,003	0,000	0,005	0,005	0,002	0,001
Total	4,000	4,002	4,013	3,983	4,006	3,980	4,000	3,991	3,997	3,973	4,006	4,000	4,000	4,000	4,000
Wo	2,303	2,047	2,013	2,476	2,127	2,125	2,110	2,302	2,666	3,356	3,079	2,735	2,131	2,731	3,171
En	80,910	81,017	80,977	80,493	80,774	80,537	80,109	79,900	79,486	78,743	78,944	79,230	79,830	79,139	78,585
Fs	16,788	16,936	17,009	17,031	17,099	17,338	17,780	17,798	17,848	17,900	17,977	18,035	18,038	18,130	18,244
Mg:Mg+Fe	0,831	0,830	0,829	0,827	0,829	0,826	0,822	0,820	0,819	0,816	0,818	0,818	0,820	0,818	0,815

TABLEAU N°2 : COMPOSITION CHIMIQUE DES ORTHOPYROXENES DE LA BONINITE DE NOUVELLE CALEDONIE.

Pourcentages des oxydes

n°	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105
SiO2	54,84	55,10	54,67	55,61	54,34	55,99	55,49	54,46	54,40	55,22	55,16	55,73	53,62	53,62	56,20
TiO2	0,08	0,06	0,07	0,08	0,00	0,00	0,08	0,03	0,04	0,00	0,01	0,10	0,08	0,08	0,01
Al2O3	0,82	0,74	1,80	0,94	0,77	1,37	1,07	0,88	1,35	1,40	1,02	0,84	1,52	1,52	1,00
Cr2O3	0,29	0,26	0,34	0,08	0,23	0,14	0,06	0,23	0,20	0,00	0,02	0,11	0,02	0,08	0,00
FeO	11,76	12,05	11,56	11,90	12,22	12,70	12,64	12,61	12,44	12,49	13,10	13,15	12,97	12,97	13,18
MnO	0,34	0,32	0,36	0,33	0,39	0,16	0,31	0,18	0,31	0,26	0,25	0,25	0,35	0,35	0,00
MgO	29,24	29,62	28,33	28,40	29,07	29,28	29,25	28,60	28,06	28,34	29,48	29,39	28,82	28,82	28,50
CaO	1,41	1,34	1,33	1,26	1,58	1,22	1,42	1,74	1,60	1,13	1,31	1,40	1,47	1,47	1,45
Na2O	0,01	0,02	0,04	0,01	0,03	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,80	99,49	98,52	98,61	98,60	100,86	100,34	98,74	98,40	98,84	100,35	100,97	98,85	98,91	100,34

Formules structurales

Si	1,970	1,965	1,968	1,998	1,957	1,973	1,967	1,964	1,970	1,984	1,954	1,966	1,930	1,929	1,993
AlIV	0,030	0,035	0,032	0,002	0,043	0,027	0,033	0,036	0,030	0,016	0,046	0,034	0,070	0,071	0,007
AlVI	0,005	0,000	0,044	0,038	0,000	0,030	0,012	0,002	0,028	0,043	0,000	0,001	0,000	0,000	0,034
Ti	0,022	0,035	0,002	0,002	0,052	0,000	0,019	0,033	0,001	0,000	0,048	0,028	0,072	0,074	0,000
Cr	0,331	0,324	0,010	0,002	0,316	0,004	0,356	0,347	0,006	0,000	0,340	0,360	0,318	0,316	0,000
Fe3+	0,010	0,010			0,012		0,009	0,005			0,008	0,007	0,011	0,011	
Fe2+	1,565	1,574	0,348	0,358	1,561	0,374	1,545	1,537	0,377	0,375	1,557	1,545	1,546	1,545	0,391
Mn	0,008	0,007	0,011	0,010	0,007	0,005	0,002	0,007	0,010	0,008	0,001	0,003	0,001	0,002	0,000
Mg	0,002	0,002	1,520	1,521	0,000	1,538	0,002	0,001	1,514	1,517	0,000	0,003	0,002	0,002	1,506
Ca	0,054	0,051	0,051	0,049	0,061	0,046	0,054	0,067	0,062	0,043	0,050	0,053	0,057	0,057	0,055
Na	0,001	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	4,000	4,004	3,990	3,979	4,008	3,997	4,000	4,000	3,998	3,987	4,003	4,000	4,006	4,007	3,986
Wo	2,736	2,567	2,658	2,504	3,047	2,347	2,720	3,378	3,163	2,238	2,484	2,655	2,829	2,829	2,822
En	78,928	78,929	78,743	78,515	77,967	78,341	77,916	77,235	77,157	78,052	77,752	77,509	77,153	77,153	77,155
Fs	18,335	18,504	18,600	18,980	18,987	19,312	19,364	19,386	19,680	19,711	19,764	19,836	20,017	20,017	20,023
Mg:Mg+Fe	0,816	0,814	0,814	0,810	0,809	0,804	0,805	0,802	0,801	0,802	0,800	0,799	0,798	0,798	0,794

TABLEAU N°2 : COMPOSITION CHIMIQUE DES ORTHOPYROXENES DE LA BONINITE DE NOUVELLE CALEDONIE.

Pourcentages des oxydes

n°	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120
SiO2	55,12	54,43	56,20	55,32	54,57	55,14	53,32	53,74	54,22	54,13	54,36	54,36	54,75	54,95	54,35
TiO2	0,07	0,05	0,01	0,02	0,00	0,10	0,06	0,13	0,05	0,03	0,09	0,08	0,05	0,13	0,04
Al2O3	1,02	0,74	1,00	1,04	0,89	1,48	1,76	1,58	1,94	1,96	1,10	1,05	1,75	1,38	0,82
Cr2O3	0,02	0,11	0,00	0,01	0,05	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,04	0,07
FeO	12,96	13,02	13,18	13,48	13,40	14,09	13,94	13,87	14,60	14,11	14,48	14,25	14,57	14,54	14,69
MnO	0,24	0,41	0,34	0,42	0,36	0,12	0,20	0,30	0,24	0,33	0,18	0,36	0,31	0,22	0,24
MgO	28,24	28,41	28,50	28,70	27,89	27,70	27,83	27,26	27,98	26,98	27,29	27,18	26,98	27,25	27,20
CaO	1,42	1,83	1,45	1,31	1,61	1,80	1,42	1,64	1,51	1,63	1,63	1,46	2,28	1,54	1,99
Na2O	0,05	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,04	0,08	0,04	0,13	0,00	0,00	0,07	0,04
Total	99,14	99,00	100,68	100,36	98,77	100,43	98,69	98,56	100,62	99,21	99,30	98,79	100,69	100,12	99,42

Formules structurales

Si	1,982	1,962	1,989	1,967	1,976	1,968	1,932	1,954	1,929	1,958	1,964	1,976	1,956	1,971	1,966
AlIV	0,018	0,038	0,011	0,033	0,024	0,032	0,068	0,046	0,071	0,042	0,036	0,024	0,044	0,029	0,034
AlVI	0,025	0,000	0,031	0,011	0,014	0,030	0,007	0,022	0,010	0,042	0,011	0,021	0,030	0,030	0,001
Ti	0,002	0,042	0,000	0,025	0,010	0,003	0,059	0,020	0,063	0,001	0,028	0,002	0,011	0,004	0,033
Cr	0,001	0,351	0,000	0,376	0,396	0,000	0,364	0,402	0,371	0,000	0,409	0,001	0,424	0,001	0,411
Fe3+		0,013		0,013	0,011		0,006	0,009	0,007		0,006		0,009		0,007
Fe2+	0,390	1,526	0,390	1,521	1,505	0,420	1,503	1,477	1,484	0,427	1,470	0,433	1,437	0,436	1,466
Mn	0,007	0,003	0,010	0,000	0,001	0,004	0,004	0,000	0,000	0,010	0,001	0,011	0,000	0,007	0,002
Mg	1,513	0,001	1,503	0,001	0,000	1,473	0,002	0,004	0,001	1,455	0,002	1,473	0,001	1,457	0,001
Ca	0,055	0,071	0,055	0,050	0,062	0,069	0,055	0,064	0,058	0,063	0,063	0,057	0,087	0,059	0,077
Na	0,003	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001	0,003	0,006	0,003	0,009	0,000	0,000	0,005	0,001
Total	3,996	4,006	3,990	4,000	4,000	3,999	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,998	4,000	3,998	4,000
Wo	2,784	3,531	2,808	2,515	3,148	3,501	2,775	3,240	2,903	3,232	3,194	2,881	4,434	3,022	3,866
En	77,011	76,237	76,753	76,645	75,846	74,927	75,651	74,904	74,823	74,412	74,380	74,607	72,975	74,369	73,492
Fs	20,205	20,232	20,439	20,839	21,006	21,572	21,574	21,856	22,274	22,356	22,426	22,512	22,591	22,609	22,642
Mg:Mg+Fe	0,795	0,795	0,794	0,791	0,788	0,778	0,781	0,778	0,774	0,773	0,771	0,773	0,767	0,770	0,767

TABLEAU N°2 : COMPOSITION CHIMIQUE DES ORTHOPYROXENES DE LA BONINITE DE NOUVELLE CALEDONIE.

Pourcentages des oxydes

n°	136	137	138	139	140	141	142	143	144	145	146	147	148	149	150
SiO2	49,93	47,49	48,73	47,82	47,81	47,76	49,58	48,88	47,71	47,16	50,24	46,73	48,67	46,60	45,45
TiO2	0,17	0,13	0,25	0,21	0,21	0,26	0,19	0,17	0,24	0,26	0,10	0,33	0,24	0,20	0,39
Al2O3	5,58	6,48	8,20	7,02	5,84	6,77	4,84	4,10	6,90	6,42	3,38	6,76	6,14	8,64	9,93
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,09	0,00
FeO	24,51	25,29	24,35	25,40	26,05	25,99	25,62	27,11	26,62	27,19	28,19	28,21	27,19	28,22	30,23
MnO	0,51	0,29	0,44	0,54	0,19	0,33	0,48	0,36	0,38	0,43	0,42	0,49	0,41	0,50	0,38
MgO	18,43	18,29	17,11	16,77	16,90	17,06	16,63	16,80	15,70	15,77	16,40	15,33	14,57	14,23	12,58
CaO	1,62	1,41	1,63	1,57	1,59	1,39	1,74	1,71	1,61	1,72	1,50	1,58	1,64	1,31	1,76
Na2O	0,06	0,02	0,19	0,13	0,02	0,05	0,08	0,07	0,05	0,01	0,01	0,07	0,10	0,00	0,10
Total	100,81	99,40	100,90	99,46	98,61	99,61	99,19	99,21	99,21	98,96	100,24	99,50	99,01	99,79	100,82

Formules structurales

SI	1,869	1,802	1,822	1,824	1,844	1,820	1,900	1,883	1,838	1,824	1,925	1,804	1,881	1,798	1,750
AlIV	0,131	0,198	0,178	0,176	0,156	0,180	0,100	0,117	0,162	0,176	0,075	0,196	0,119	0,202	0,250
AlVI	0,115	0,092	0,183	0,139	0,109	0,124	0,118	0,069	0,151	0,117	0,078	0,111	0,160	0,191	0,201
TI	0,012	0,101	0,007	0,034	0,037	0,045	0,005	0,043	0,007	0,044	0,003	0,071	0,007	0,006	0,034
Cr	0,756	0,702	0,000	0,776	0,804	0,784	0,001	0,830	0,000	0,836	0,000	0,840	0,002	0,003	0,940
Fe3+	0,016	0,009		0,017	0,006	0,011		0,012		0,014		0,016			0,012
Fe2+	1,028	1,034	0,761	0,953	0,971	0,969	0,821	0,965	0,858	0,909	0,903	0,882	0,879	0,911	0,722
Mn	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,012	0,000	0,014	0,000	0,013	0,016	0,000
Mg	0,005	0,004	0,953	0,006	0,006	0,007	0,950	0,005	0,901	0,008	0,936	0,010	0,839	0,818	0,011
Ca	0,065	0,057	0,065	0,064	0,066	0,057	0,071	0,071	0,066	0,071	0,062	0,065	0,068	0,054	0,073
Na	0,004	0,001	0,014	0,010	0,001	0,004	0,006	0,005	0,004	0,001	0,001	0,005	0,007	0,000	0,007
Total	4,000	4,000	3,998	4,000	4,000	4,000	3,988	4,000	4,000	4,000	3,996	4,000	3,975	3,999	4,000
Wo	3,462	3,012	3,640	3,478	3,488	3,044	3,846	3,676	3,616	3,804	3,216	3,487	3,774	3,010	4,079
En	54,788	54,337	53,142	51,665	51,572	51,962	51,120	50,228	49,044	48,509	48,902	47,061	46,638	45,475	40,547
Fs	41,750	42,652	43,218	44,858	44,939	44,994	45,034	46,096	47,340	47,687	47,882	49,452	49,587	51,516	55,374
Mg:Mg+Fe	0,573	0,563	0,556	0,541	0,536	0,539	0,536	0,525	0,512	0,508	0,509	0,492	0,488	0,473	0,426

TABLEAU N°2 : COMPOSITION CHIMIQUE DES ORTHOPYROXENES DE LA BONINITE DE NOUVELLE CALEDONIE.

Pourcentages des oxydes

n°	121	122	123	124	125	126	127	128	129	130	131	132	133	134	135
SiO2	54,75	54,43	53,70	54,72	52,64	54,04	54,09	53,63	53,46	52,01	50,87	50,87	52,12	49,95	49,98
TiO2	0,05	0,15	0,05	0,03	0,13	0,06	0,00	0,05	0,16	0,17	0,09	0,09	0,16	0,20	0,15
Al2O3	1,75	1,16	2,53	0,96	2,38	2,15	1,23	1,71	3,22	3,93	3,50	3,50	2,60	4,86	3,84
Cr2O3	0,00	0,04	0,03	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,11	0,00	0,04	0,02
FeO	14,57	14,81	14,99	15,68	15,62	15,89	15,90	15,94	16,27	19,70	20,71	20,71	20,55	21,49	24,48
MnO	0,31	0,43	0,33	0,38	0,40	0,21	0,49	0,70	0,43	0,48	0,29	0,29	0,39	0,30	0,31
MgO	26,98	25,67	25,61	26,78	26,42	26,39	24,47	25,25	23,97	22,62	21,85	21,85	21,63	21,27	19,04
CaO	1,75	3,24	1,80	1,90	1,60	1,58	3,15	2,02	2,36	1,70	1,86	1,86	1,94	1,62	1,74
Na2O	0,00	0,04	0,02	0,00	0,04	0,02	0,02	0,05	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Total	100,16	99,97	99,06	100,49	99,28	100,34	99,35	99,35	99,87	100,71	99,28	99,28	99,39	99,76	99,56

Formules structurales

Si	1,965	1,971	1,954	1,967	1,912	1,945	1,980	1,959	1,943	1,902	1,897	1,897	1,943	1,857	1,893
AlIV	0,035	0,029	0,046	0,033	0,088	0,055	0,020	0,041	0,057	0,098	0,103	0,103	0,057	0,143	0,107
AlVI	0,039	0,020	0,062	0,007	0,013	0,036	0,033	0,033	0,081	0,071	0,051	0,051	0,058	0,070	0,064
Ti	0,001	0,004	0,001	0,024	0,071	0,017	0,000	0,009	0,004	0,024	0,047	0,047	0,004	0,064	0,034
Cr	0,000	0,001	0,001	0,447	0,404	0,461	0,000	0,478	0,000	0,578	0,598	0,598	0,000	0,605	0,741
Fe3+				0,012	0,012	0,006		0,022		0,015	0,009	0,009		0,009	0,010
Fe2+	0,437	0,448	0,456	1,435	1,430	1,415	0,487	1,375	0,495	1,233	1,214	1,214	0,641	1,179	1,075
Mn	0,009	0,013	0,010	0,001	0,001	0,000	0,015	0,000	0,013	0,000	0,003	0,003	0,012	0,001	0,001
Mg	1,443	1,385	1,389	0,001	0,004	0,002	1,335	0,001	1,298	0,005	0,003	0,003	1,202	0,006	0,004
Ca	0,067	0,126	0,070	0,073	0,062	0,061	0,124	0,079	0,092	0,067	0,074	0,074	0,078	0,065	0,071
Na	0,000	0,003	0,001	0,000	0,003	0,001	0,001	0,004	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000
Total	3,997	4,001	3,991	4,000	4,000	4,000	3,994	4,000	3,984	4,000	4,000	4,000	3,995	4,000	4,000
Wo	3,439	6,373	3,645	3,676	3,146	3,107	6,302	4,029	4,842	3,475	3,824	3,824	4,011	3,360	3,657
En	73,735	70,223	72,133	72,064	72,259	72,178	68,094	70,051	68,405	64,316	62,475	62,475	62,194	61,359	55,665
Fs	22,827	23,404	24,221	24,259	24,595	24,715	25,604	25,920	26,753	32,209	33,701	33,701	33,796	35,281	40,678
Mg:Mg+Fe	0,767	0,755	0,753	0,753	0,751	0,747	0,733	0,738	0,724	0,672	0,653	0,653	0,652	0,638	0,581

CLINOPYROXENES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	49,52	51,56	50,60	45,19	47,42	49,16	48,88	49,02	44,41	44,41	50,31	50,35	51,56	56,68	48,45	47,55
TiO2	0,55	0,30	0,51	1,23	0,73	0,50	0,53	0,37	1,44	1,44	0,65	0,44	0,31	0,00	0,88	0,69
Al2O3	5,93	3,45	5,01	8,64	5,83	4,57	5,15	9,80	9,33	9,33	4,27	4,52	3,76	0,94	5,91	5,56
Cr2O3	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,07	0,00	0,09	0,05	0,08
FeO	12,34	11,63	12,43	15,69	13,27	13,54	12,29	20,41	15,91	15,91	13,83	11,44	13,59	12,85	16,00	13,51
MnO	0,26	0,28	0,12	0,24	0,17	0,33	0,19	0,23	0,28	0,28	0,37	0,28	0,10	0,17	0,47	0,31
MgO	12,75	16,64	14,37	9,48	12,18	14,79	13,90	12,81	8,02	8,02	14,73	16,33	14,88	28,82	12,27	13,01
CaO	18,76	15,90	17,43	18,14	18,66	17,09	18,11	5,06	18,90	18,90	14,40	14,94	14,98	0,65	15,92	17,94
Na2O	0,29	0,22	0,30	0,81	0,28	0,28	0,43	1,00	0,35	0,35	0,11	0,16	0,25	0,00	0,28	0,23
Total	100,40	100,00	100,77	99,42	98,54	100,26	99,48	98,70	98,67	98,67	98,67	98,53	99,43	100,20	100,23	98,88
FeO Calc.	11,31	10,56	11,48	10,87	10,19	9,24	8,68	20,41	13,91	13,91	13,83	11,33	13,59	12,85	14,64	9,83
Fe2O3 Calc.	1,14	1,19	1,05	5,36	3,42	4,77	4,01	0,00	2,22	2,22	0,00	0,12	0,00	0,00	1,52	4,09
Nouv. Total	100,51	100,12	100,88	99,96	98,88	100,74	99,88	98,70	98,89	98,89	98,67	98,54	99,43	100,20	100,38	99,29

Formules structurales

Si	1,849	1,908	1,873	1,725	1,810	1,831	1,832	1,854	1,726	1,726	1,904	1,891	1,932	2,004	1,832	1,806
AlIV	0,151	0,092	0,127	0,275	0,190	0,169	0,168	0,146	0,274	0,274	0,096	0,109	0,068	0,000	0,168	0,194
AlVI	0,110	0,058	0,092	0,114	0,073	0,031	0,059	0,290	0,153	0,153	0,095	0,091	0,098	0,039	0,095	0,055
Ti	0,015	0,008	0,014	0,035	0,021	0,014	0,015	0,011	0,042	0,042	0,019	0,012	0,009	0,000	0,025	0,020
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,003	0,001	0,002
Fe3+	0,031	0,032	0,029	0,150	0,096	0,131	0,111	0,000	0,063	0,063	0,000	0,003	0,000	0,000	0,042	0,114
Fe2+	0,354	0,328	0,356	0,351	0,328	0,291	0,275	0,645	0,454	0,454	0,438	0,356	0,426	0,380	0,464	0,315
Mn	0,008	0,009	0,004	0,008	0,005	0,010	0,006	0,007	0,009	0,009	0,012	0,009	0,003	0,005	0,015	0,010
Mg	0,710	0,918	0,793	0,540	0,693	0,821	0,776	0,722	0,465	0,465	0,831	0,914	0,831	1,519	0,692	0,737
Sous-total	3,229	3,354	3,287	3,198	3,216	3,298	3,242	3,676	3,187	3,187	3,394	3,387	3,366	3,950	3,334	3,253
Ca	0,750	0,630	0,691	0,742	0,763	0,682	0,727	0,205	0,787	0,787	0,584	0,601	0,601	0,025	0,645	0,730
Na	0,021	0,016	0,022	0,060	0,021	0,020	0,031	0,073	0,026	0,026	0,008	0,012	0,018	0,000	0,021	0,017
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,954	4,000	4,000	3,986	4,000	3,986	3,975	4,000	4,000
Wo	41,367	33,604	37,561	45,441	42,775	38,012	40,892	13,037	46,129	46,129	31,519	32,128	32,363	1,280	35,813	40,971
En	39,112	48,924	43,080	33,037	38,842	45,764	43,663	45,916	27,231	27,231	44,853	48,853	44,721	78,965	38,399	41,334
Fs	19,521	17,472	19,359	21,522	18,383	16,224	15,445	41,047	26,640	26,640	23,628	19,019	22,917	19,755	25,788	17,695
Mg/Mg+Fe2+	0,667	0,737	0,690	0,606	0,679	0,738	0,738	0,528	0,506	0,506	0,655	0,720	0,661	0,800	0,599	0,701
Jadeite	2,099	1,578	2,153	5,997	2,073	2,021	3,124	7,685	2,637	2,637	0,819	1,165	1,842	0,000	2,053	1,694
Acmite	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca-ferrits	1,559	1,636	1,426	7,477	4,783	6,531	5,527	0,000	3,176	3,176	0,000	0,275	0,000	0,129	2,152	5,812
Ca-Ti-tsch	1,544	0,835	1,420	3,532	2,096	1,400	1,494	1,103	4,208	4,208	1,876	1,242	0,886	0,000	2,502	1,971
Ca-tscherm	10,454	5,899	8,432	12,910	9,984	7,617	8,317	17,944	15,838	15,838	7,374	8,177	6,614	2,009	9,640	9,628
Wollastoni	30,746	27,335	28,925	25,146	29,733	26,316	28,687	1,220	27,733	27,733	24,989	25,206	26,751	0,194	25,102	27,801
Enstatite	35,479	45,890	39,642	26,976	34,655	41,043	38,819	37,838	23,226	23,226	42,141	45,698	42,148	77,915	34,577	36,829
Ferrosilit	18,118	16,827	18,002	17,962	16,676	15,071	14,033	34,211	23,183	23,183	22,801	18,237	21,759	19,753	23,974	16,265

CLINOPYROXENES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO2	54,66	50,71	55,72	50,71	55,91	50,05	54,97	51,21	50,89	44,06	53,63	47,00	43,20	51,27	46,92	49,02
TiO2	0,09	0,42	0,08	0,31	0,05	0,43	0,07	0,46	0,44	1,23	0,05	0,70	1,79	0,32	0,90	0,69
Al2O3	1,55	4,22	1,15	3,72	0,90	4,97	1,84	3,72	4,57	10,70	1,71	6,81	10,21	3,82	7,04	5,37
Cr2O3	0,00	0,00	0,19	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00
FeO	14,80	11,77	10,08	12,52	13,45	12,83	16,21	11,87	12,49	17,29	15,94	13,66	16,83	12,19	13,94	13,13
MnO	0,33	0,36	0,25	0,20	0,29	0,36	0,27	0,16	0,32	0,39	0,70	0,22	0,24	0,21	0,28	0,19
MgO	25,18	14,62	28,28	13,94	25,33	13,33	22,81	14,96	13,92	7,82	25,25	11,24	7,30	14,79	10,86	11,92
CaO	3,40	17,77	3,07	17,54	2,59	18,14	4,32	17,33	17,51	17,41	2,02	19,62	19,10	17,18	18,92	18,21
Na2O	0,05	0,26	0,03	0,19	0,01	0,23	0,01	0,25	0,22	0,37	0,05	0,29	0,41	0,23	0,28	0,23
Total	100,06	100,13	98,85	99,13	98,58	100,34	100,50	99,96	100,36	99,27	99,35	99,58	99,08	100,01	99,18	98,76
FeO Calc.	14,80	10,59	10,08	12,52	13,45	11,77	16,21	11,45	12,49	15,36	15,63	10,00	13,52	11,94	11,67	13,13
Fe2O3 Calc.	0,00	1,31	0,00	0,01	0,00	1,17	0,00	0,47	0,00	2,14	0,34	4,07	3,67	0,28	2,52	0,00
Nouv. Total	100,06	100,26	98,85	99,13	98,58	100,46	100,50	100,01	100,36	99,48	99,38	99,99	99,45	100,04	99,43	98,76

Formules structurales

SI	1,975	1,887	1,991	1,915	2,026	1,871	1,990	1,908	1,897	1,704	1,959	1,781	1,678	1,912	1,790	1,871
AlIV	0,025	0,113	0,009	0,085	0,000	0,129	0,010	0,092	0,103	0,296	0,041	0,219	0,322	0,088	0,210	0,129
AlVI	0,041	0,072	0,039	0,081	0,038	0,090	0,069	0,071	0,098	0,192	0,033	0,086	0,145	0,079	0,107	0,112
Ti	0,002	0,012	0,002	0,009	0,001	0,012	0,002	0,013	0,012	0,036	0,001	0,020	0,052	0,009	0,026	0,020
Cr	0,000	0,000	0,005	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe3+	0,000	0,036	0,000	0,000	0,000	0,032	0,000	0,013	0,000	0,060	0,009	0,113	0,104	0,008	0,070	0,000
Fe2+	0,447	0,331	0,301	0,395	0,408	0,369	0,491	0,357	0,389	0,499	0,478	0,320	0,443	0,372	0,375	0,419
Mn	0,010	0,011	0,008	0,006	0,009	0,011	0,008	0,005	0,010	0,013	0,022	0,007	0,008	0,007	0,009	0,006
Mg	1,356	0,811	1,506	0,785	1,368	0,743	1,231	0,831	0,773	0,451	1,375	0,635	0,423	0,822	0,618	0,678
Sous-total	3,856	3,273	3,862	3,276	3,852	3,257	3,801	3,290	3,283	3,251	3,917	3,182	3,174	3,297	3,206	3,235
Ca	0,132	0,709	0,118	0,710	0,101	0,726	0,168	0,692	0,699	0,722	0,079	0,797	0,795	0,686	0,774	0,745
Na	0,004	0,019	0,002	0,014	0,001	0,017	0,001	0,018	0,016	0,028	0,004	0,021	0,031	0,017	0,021	0,017
Total	3,992	4,000	3,981	4,000	3,953	4,000	3,969	4,000	3,998	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,997
Wo	6,803	38,298	6,106	37,558	5,359	39,522	8,870	36,804	37,556	43,160	4,093	45,485	47,866	36,492	43,807	40,430
En	70,085	43,835	78,246	41,525	72,917	40,403	65,152	44,198	41,534	26,969	71,170	36,251	25,450	43,704	34,981	36,816
Fs	23,113	17,867	15,648	20,917	21,724	20,075	25,978	18,999	20,910	29,872	24,737	18,264	26,683	19,804	21,212	22,754
Mg/Mg+Fe2+	0,752	0,710	0,833	0,665	0,770	0,668	0,715	0,699	0,665	0,475	0,742	0,665	0,488	0,688	0,622	0,618
Jadeite	0,353	1,876	0,212	1,391	0,074	1,667	0,072	1,806	1,593	2,775	0,354	2,131	3,087	1,663	2,072	1,707
Acmite	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca-ferrits	0,000	1,788	0,274	0,008	0,075	1,602	0,000	0,637	0,000	2,996	0,456	5,713	5,179	0,383	3,576	0,000
Ca-Ti-tsch	0,247	1,175	0,219	0,880	0,143	1,209	0,197	1,289	1,236	3,578	0,137	1,995	5,228	0,897	2,583	1,986
Ca-tscherm	2,905	7,141	2,143	6,703	1,837	8,905	3,819	5,976	8,024	19,424	3,366	12,150	16,595	6,664	12,212	9,273
Wollastoni	5,061	30,375	4,671	31,694	4,248	30,465	6,640	30,641	30,399	23,077	1,973	29,910	26,237	30,343	29,492	31,710
Enstatite	68,376	40,549	76,747	39,238	71,773	37,132	63,518	41,542	38,739	22,542	68,739	31,751	21,128	41,096	30,885	34,002
Ferrosilit	23,058	17,095	15,734	20,085	21,850	19,020	25,754	18,109	20,009	25,608	24,974	16,350	22,547	18,954	19,181	21,322

CLINOPYROXENES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO2	52,61	51,18	48,48	48,64	51,24	47,81	47,98	46,83	49,73	50,87	48,65	45,14	53,35	54,43	51,94	48,18
TiO2	0,08	0,26	0,52	0,49	0,25	0,20	0,21	0,18	0,14	0,09	0,40	1,26	0,10	0,15	0,29	0,68
Al2O3	2,00	3,54	5,50	4,28	3,21	6,44	6,09	6,92	4,87	3,47	4,44	9,30	1,46	1,16	3,06	6,17
Cr2O3	0,10	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00
FeO	13,20	11,50	14,78	18,99	12,71	14,20	12,94	15,92	12,18	12,18	12,34	16,44	14,56	14,81	12,57	13,03
MnO	0,35	0,36	0,25	0,44	0,35	0,29	0,18	0,28	0,19	0,23	0,14	0,26	0,39	0,43	0,27	0,29
MgO	16,26	15,16	12,32	11,83	15,56	11,15	11,74	10,89	13,56	15,50	14,28	8,90	22,13	25,67	16,09	12,22
CaO	15,18	17,53	17,59	14,74	15,24	18,91	19,20	17,50	18,05	16,72	18,70	18,57	6,56	3,24	16,14	19,33
Na2O	0,15	0,21	0,30	0,22	0,13	0,21	0,21	0,32	0,37	0,16	0,24	0,06	0,08	0,04	0,15	0,26
Total	99,93	99,82	99,74	99,63	98,69	99,21	98,56	98,84	99,09	99,22	99,19	99,93	98,65	99,97	100,51	100,16
FeO Calc.	13,20	10,59	12,22	17,08	12,71	11,91	10,79	12,45	10,34	10,85	7,78	14,85	14,56	14,69	12,03	10,10
Fe2O3 Calc.	0,00	1,01	2,85	2,12	0,00	2,54	2,39	3,86	2,04	1,48	5,07	1,76	0,00	0,13	0,60	3,25
Nouv. Total	99,93	99,92	100,03	99,84	98,69	99,46	98,80	99,23	99,29	99,37	99,70	100,11	98,65	99,98	100,57	100,49

Formules structurales

Si	1,961	1,908	1,834	1,868	1,932	1,822	1,832	1,796	1,873	1,906	1,829	1,731	1,975	1,970	1,922	1,809
AlIV	0,039	0,092	0,166	0,132	0,068	0,178	0,168	0,204	0,127	0,094	0,171	0,269	0,025	0,030	0,078	0,191
AlVI	0,049	0,063	0,080	0,062	0,075	0,111	0,106	0,109	0,089	0,060	0,026	0,152	0,039	0,020	0,056	0,082
Ti	0,002	0,007	0,015	0,014	0,007	0,006	0,006	0,005	0,004	0,003	0,011	0,036	0,003	0,004	0,008	0,019
Cr	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Fe3+	0,000	0,028	0,078	0,059	0,000	0,071	0,067	0,108	0,056	0,041	0,141	0,049	0,000	0,003	0,016	0,090
Fe2+	0,411	0,331	0,389	0,551	0,401	0,382	0,346	0,403	0,327	0,341	0,247	0,478	0,451	0,445	0,373	0,320
Mn	0,011	0,011	0,008	0,014	0,011	0,009	0,006	0,009	0,006	0,007	0,004	0,008	0,012	0,013	0,008	0,009
Mg	0,903	0,842	0,695	0,677	0,875	0,633	0,668	0,623	0,761	0,866	0,800	0,509	1,221	1,385	0,888	0,684
Sous-total	3,380	3,285	3,265	3,377	3,369	3,212	3,199	3,257	3,245	3,317	3,229	3,232	3,727	3,872	3,349	3,203
Ca	0,606	0,700	0,713	0,606	0,616	0,772	0,785	0,719	0,728	0,671	0,753	0,763	0,260	0,126	0,640	0,778
Na	0,011	0,015	0,022	0,016	0,010	0,016	0,016	0,024	0,027	0,012	0,017	0,004	0,006	0,003	0,011	0,019
Total	3,997	4,000	4,000	4,000	3,994	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,993	4,000	4,000	4,000
Wo	31,557	37,373	39,680	33,051	32,559	43,199	43,634	41,220	40,090	35,741	41,827	43,599	13,467	6,426	33,678	43,659
En	47,024	44,962	38,663	36,902	46,246	35,435	37,116	35,684	41,898	46,093	44,434	29,069	63,202	70,824	46,706	38,396
Fs	21,419	17,665	21,658	30,047	21,195	21,366	19,250	23,096	18,012	18,166	13,739	27,332	23,331	22,750	19,616	17,945
Mg/Mg+Fe2+	0,687	0,718	0,641	0,551	0,686	0,624	0,659	0,607	0,699	0,717	0,764	0,516	0,730	0,757	0,704	0,681
Jadeite	1,087	1,518	2,201	1,638	0,956	1,552	1,603	2,380	2,702	1,163	1,749	0,446	0,579	0,281	1,076	1,893
Acmite	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca-ferrits	0,148	1,496	3,924	2,926	0,000	3,534	3,333	5,386	2,820	2,025	7,027	2,447	0,029	0,229	0,814	4,476
Ca-Ti-tsch	0,225	0,729	1,480	1,415	0,713	0,573	0,603	0,519	0,397	0,254	1,131	3,634	0,280	0,408	0,807	1,920
Ca-tscherm	3,638	6,288	9,683	7,452	5,985	13,114	12,296	13,934	9,062	6,828	7,830	17,161	2,639	1,926	5,329	10,785
Wollastoni	28,401	30,746	28,111	24,428	27,625	29,996	31,150	26,043	30,284	29,014	29,664	26,533	11,633	5,001	28,528	30,290
Enstatite	45,309	42,111	34,740	33,858	43,995	31,668	33,401	31,133	38,067	43,290	40,006	25,439	61,515	69,251	44,383	34,194
Ferrosilit	21,192	17,113	19,861	28,283	20,726	19,562	17,614	20,605	16,668	17,426	12,593	24,340	23,324	22,904	19,064	16,442

CLINOPYROXENES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
SiO2	49,99	45,75	46,31	49,12	45,97	45,39	50,84	50,69	48,87	49,28	50,18	49,86	48,19	44,92	50,72	51,47
TiO2	0,46	0,98	1,02	0,62	0,90	0,85	0,42	0,51	0,52	0,50	0,27	0,14	0,16	0,42	0,15	0,05
Al2O3	4,99	8,20	7,92	5,24	8,27	7,85	3,12	4,52	5,53	5,10	4,29	4,47	5,60	9,76	3,57	3,83
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,19	0,02	0,02	0,00	0,21
FeO	12,16	16,54	14,85	13,89	14,90	16,20	11,55	11,68	12,86	12,49	12,26	12,86	12,88	16,46	12,00	11,89
MnO	0,36	0,28	0,36	0,41	0,29	0,41	0,18	0,36	0,20	0,27	0,28	0,33	0,22	0,09	0,18	0,09
MgO	13,69	9,87	10,37	13,16	9,77	9,93	15,45	16,19	12,75	12,83	13,54	14,39	12,87	8,36	15,67	15,64
CaO	19,18	18,34	19,61	17,96	19,45	18,06	17,82	15,65	19,24	18,44	18,52	18,42	18,62	19,44	17,49	17,00
Na2O	0,22	0,80	0,28	0,27	0,31	0,11	0,00	0,00	0,40	0,28	0,23	0,15	0,19	0,28	0,25	0,13
Total	101,05	100,76	100,72	100,67	99,86	98,80	99,38	99,65	100,37	99,19	99,57	100,81	98,75	99,75	100,03	100,31
FeO Calc.	9,77	10,34	10,91	11,08	11,62	13,17	10,60	11,68	9,39	11,28	11,00	9,39	9,79	12,77	9,04	11,22
Fe2O3 Calc.	2,65	6,89	4,38	3,12	3,65	3,36	1,06	0,00	3,86	1,35	1,40	3,86	3,43	4,10	3,29	0,74
Nouv. Total	101,32	101,45	101,16	100,98	100,23	99,14	99,49	99,65	100,76	99,32	99,71	101,20	99,09	100,16	100,36	100,38

Formules structurales

Si	1,850	1,724	1,745	1,834	1,750	1,754	1,905	1,887	1,825	1,864	1,886	1,848	1,829	1,721	1,882	1,907
AlIV	0,150	0,276	0,255	0,166	0,250	0,246	0,095	0,113	0,175	0,136	0,114	0,152	0,171	0,279	0,118	0,093
AlVI	0,068	0,088	0,097	0,065	0,120	0,111	0,042	0,085	0,069	0,091	0,077	0,044	0,080	0,161	0,038	0,074
Ti	0,013	0,028	0,029	0,017	0,026	0,025	0,012	0,014	0,015	0,014	0,008	0,004	0,005	0,012	0,004	0,001
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,006	0,001	0,001	0,000	0,006
Fe3+	0,072	0,190	0,121	0,085	0,101	0,094	0,029	0,000	0,106	0,037	0,038	0,105	0,096	0,114	0,090	0,020
Fe2+	0,304	0,331	0,347	0,349	0,373	0,429	0,333	0,364	0,296	0,358	0,347	0,294	0,313	0,413	0,283	0,348
Mn	0,011	0,009	0,011	0,013	0,009	0,013	0,006	0,011	0,006	0,009	0,009	0,010	0,007	0,003	0,006	0,003
Mg	0,755	0,554	0,582	0,733	0,554	0,572	0,863	0,898	0,710	0,723	0,759	0,795	0,728	0,477	0,867	0,864
Sous-total	3,224	3,201	3,188	3,262	3,184	3,244	3,285	3,375	3,201	3,232	3,237	3,258	3,229	3,181	3,287	3,316
Ca	0,761	0,741	0,792	0,719	0,793	0,748	0,715	0,624	0,770	0,747	0,746	0,732	0,757	0,798	0,695	0,675
Na	0,016	0,058	0,020	0,020	0,023	0,008	0,000	0,000	0,029	0,021	0,017	0,011	0,014	0,021	0,018	0,009
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,999	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Wo	41,787	45,541	45,989	39,929	46,105	42,757	37,434	33,094	43,361	40,870	40,287	40,191	42,100	47,258	37,696	35,765
En	41,493	34,096	33,832	40,702	32,218	32,705	45,151	47,627	39,974	39,559	40,975	43,680	40,481	28,272	46,984	45,774
Fs	16,721	20,363	20,179	19,368	21,676	24,538	17,415	19,279	16,664	19,571	18,739	16,129	17,419	24,469	15,319	18,460
Mg/Mg+Fe2+	0,713	0,626	0,626	0,677	0,598	0,571	0,722	0,712	0,706	0,669	0,686	0,730	0,699	0,536	0,754	0,713
Jadeite	1,579	5,846	2,046	1,955	2,287	0,824	0,000	0,000	2,897	2,053	1,676	1,078	1,398	2,079	1,798	0,934
Acmite	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca-ferrits	3,602	9,509	6,029	4,261	5,068	4,720	1,456	0,074	5,290	1,861	1,924	5,533	4,807	5,739	4,490	1,312
Ca-Ti-tsch	1,280	2,778	2,891	1,741	2,576	2,469	1,183	1,430	1,461	1,422	0,763	0,390	0,457	1,210	0,419	0,139
Ca-tscherm	8,814	12,511	13,674	8,813	14,828	14,989	5,705	8,499	9,262	8,918	7,902	8,836	11,370	19,781	6,488	7,754
Wollastoni	31,182	24,630	28,291	28,524	28,419	26,287	31,594	26,250	30,490	31,260	32,004	29,204	29,544	26,526	29,066	29,132
Enstatite	37,762	27,723	29,124	36,627	27,711	28,590	43,138	44,975	35,490	36,162	37,935	39,759	36,405	23,865	43,329	43,176
Ferrosilit	15,781	17,004	17,945	18,078	19,111	22,121	16,924	18,773	15,111	18,324	17,795	15,199	16,019	20,801	14,410	17,554

CLINOPYROXENES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
SiO2	49,97	54,13	48,51	50,65	48,09	49,70	49,92	48,58	43,16	43,88	51,60	50,43	49,84	49,24	49,50	53,40
TiO2	0,07	0,03	0,12	0,09	0,20	0,14	0,18	0,20	0,51	0,26	0,13	0,41	0,49	0,55	0,42	0,00
Al2O3	4,63	1,96	6,02	4,05	6,54	4,73	4,20	4,64	12,02	10,83	2,86	4,32	4,57	4,43	4,80	2,10
Cr2O3	0,09	0,00	0,00	0,00	0,06	0,06	0,00	0,05	0,00	0,00	0,05	0,19	0,03	0,00	0,09	0,04
FeO	11,63	14,11	14,93	13,90	13,35	11,98	11,09	11,94	19,98	20,74	12,24	11,15	11,35	17,94	11,09	15,26
MnO	0,16	0,33	0,35	0,24	0,17	0,15	0,22	0,15	0,31	0,36	0,30	0,15	0,31	0,50	0,12	0,21
MgO	13,60	26,98	12,80	17,79	11,84	13,85	13,88	13,42	8,27	6,87	17,55	14,95	13,98	12,95	13,41	25,19
CaO	18,43	1,63	16,95	12,69	19,16	19,20	19,48	18,87	15,18	16,62	13,86	16,91	17,84	13,51	18,76	2,60
Na2O	0,14	0,04	0,31	0,10	0,22	0,22	0,16	0,22	0,64	0,24	0,21	0,27	0,25	0,09	0,26	0,06
Total	98,72	99,21	99,99	99,51	99,63	99,13	99,13	98,07	100,07	99,80	98,80	98,78	98,66	99,21	98,45	98,86
FeO Calc.	11,14	14,06	11,70	11,91	10,77	9,05	9,15	8,93	14,39	17,54	11,48	10,95	10,78	17,94	10,28	15,13
Fe2O3 Calc.	0,55	0,06	3,59	2,21	2,87	2,25	2,16	3,34	6,21	3,55	0,84	0,22	0,64	0,00	0,90	0,14
Nouv. Total	98,77	99,22	100,35	99,73	99,92	99,36	99,35	98,40	100,69	100,16	98,88	98,80	98,72	99,21	98,54	98,87

Formules structurales

SI	1,891	1,958	1,825	1,882	1,816	1,867	1,878	1,851	1,652	1,704	1,929	1,897	1,884	1,889	1,877	1,954
AlIV	0,109	0,042	0,175	0,118	0,184	0,133	0,122	0,149	0,348	0,296	0,071	0,103	0,116	0,111	0,123	0,046
AlVI	0,097	0,042	0,092	0,060	0,107	0,077	0,064	0,059	0,194	0,200	0,055	0,088	0,088	0,089	0,091	0,045
Ti	0,002	0,001	0,003	0,003	0,006	0,004	0,005	0,006	0,015	0,008	0,004	0,012	0,014	0,016	0,012	0,000
Cr	0,003	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,006	0,001	0,000	0,003	0,001
Fe3+	0,015	0,002	0,099	0,060	0,079	0,062	0,060	0,094	0,172	0,099	0,023	0,006	0,018	0,000	0,025	0,004
Fe2+	0,353	0,425	0,371	0,372	0,342	0,286	0,289	0,287	0,467	0,574	0,360	0,345	0,341	0,575	0,327	0,463
Mn	0,005	0,010	0,011	0,008	0,005	0,005	0,007	0,005	0,010	0,012	0,009	0,005	0,010	0,016	0,004	0,007
Mg	0,767	1,455	0,718	0,986	0,667	0,776	0,778	0,762	0,472	0,398	0,978	0,838	0,788	0,740	0,758	1,374
Sous-total	3,242	3,934	3,294	3,487	3,209	3,211	3,203	3,214	3,330	3,290	3,430	3,299	3,259	3,437	3,219	3,894
Ca	0,747	0,063	0,683	0,505	0,775	0,773	0,785	0,770	0,622	0,692	0,555	0,681	0,723	0,555	0,762	0,102
Na	0,010	0,003	0,023	0,007	0,016	0,016	0,012	0,016	0,047	0,018	0,015	0,020	0,018	0,007	0,019	0,004
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,999	4,000	4,000
Wo	40,018	3,251	38,556	27,124	43,453	42,133	42,380	42,341	39,864	41,566	29,331	36,554	39,027	29,674	41,268	5,257
En	41,081	74,862	40,505	52,899	37,355	42,281	42,008	41,890	30,213	23,903	51,667	44,958	42,546	39,570	41,038	70,856
Fs	18,902	21,887	20,939	19,977	19,192	15,586	15,612	15,769	29,923	34,531	19,003	18,488	18,427	30,757	17,694	23,887
Mg/Mg+Fe2+	0,685	0,774	0,659	0,726	0,661	0,731	0,729	0,726	0,503	0,409	0,731	0,708	0,698	0,563	0,699	0,748
Jadeite	1,027	0,281	2,261	0,721	1,611	1,603	1,167	1,625	4,749	1,807	1,522	1,969	1,832	0,670	1,911	0,426
Acmite	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca-ferrits	0,890	0,077	4,935	2,993	4,051	3,200	2,982	4,753	8,613	4,955	1,224	0,586	0,928	0,000	1,379	0,249
Ca-Ti-tsch	0,199	0,082	0,340	0,252	0,568	0,396	0,509	0,573	1,468	0,759	0,365	1,160	1,393	1,588	1,197	0,000
Ca-tscherm	9,612	3,956	11,877	8,258	13,182	9,276	8,217	9,031	23,267	23,121	5,173	7,430	7,871	8,102	8,570	4,316
Wollastoni	32,012	1,101	25,587	19,515	29,867	32,210	33,401	31,332	14,450	20,159	24,372	29,482	31,033	22,950	32,526	2,815
Enstatite	38,355	72,733	35,890	49,275	33,327	38,781	38,911	38,101	23,589	19,883	48,888	41,903	39,387	37,065	37,887	68,706
Ferrosilit	17,904	21,770	19,110	18,987	17,395	14,535	14,812	14,585	23,865	29,316	18,455	17,470	17,555	29,623	16,529	23,488

CLINOPYROXENES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96
SiO2	48,06	48,43	43,82	53,53	51,15	52,86	55,53	47,40	50,75	47,01	49,07	51,51	48,07	45,20	43,74	53,84
TiO2	0,52	0,54	1,13	0,17	0,18	0,06	0,05	0,31	0,26	0,68	0,43	0,35	0,60	1,15	0,64	0,03
Al2O3	5,71	5,56	9,11	1,38	3,73	3,16	1,66	5,49	4,55	6,82	4,99	4,03	5,49	8,42	11,18	1,16
Cr2O3	0,00	0,00	0,01	0,02	0,07	0,12	0,15	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	12,83	12,59	17,67	13,21	12,74	12,54	11,34	18,54	15,00	15,59	12,56	11,01	14,83	17,35	20,15	15,86
MnO	0,29	0,20	0,32	0,32	0,29	0,21	0,15	0,31	0,35	0,25	0,27	0,19	0,19	0,25	0,29	0,30
MgO	11,17	12,77	8,88	22,75	18,20	22,67	28,95	15,63	18,95	11,32	13,73	14,24	11,14	8,28	5,07	25,71
CaO	19,67	18,67	18,42	9,04	13,71	7,44	1,16	11,30	10,76	17,40	17,16	18,54	18,98	18,30	17,10	1,83
Na2O	0,27	0,36	0,30	0,07	0,16	0,15	0,20	0,28	0,12	0,25	0,26	0,32	0,32	0,40	0,41	0,00
Total	98,52	99,12	99,66	100,49	100,23	99,21	99,19	99,45	100,74	99,32	98,47	100,19	99,62	99,35	98,58	98,73
FeO Calc.	11,23	9,77	12,10	11,33	10,22	12,41	11,34	12,82	12,37	12,85	11,09	11,01	12,09	14,67	19,72	15,86
Fe2O3 Calc.	1,77	3,13	6,20	2,09	2,80	0,14	0,00	6,36	2,93	3,04	1,64	0,00	3,05	2,98	0,48	0,00
Nouv. Total	98,70	99,43	100,28	100,70	100,51	99,22	99,19	100,09	101,03	99,62	98,63	100,19	99,93	99,65	98,63	98,73

Formules structurales

Si	1,841	1,831	1,685	1,940	1,881	1,932	1,978	1,789	1,860	1,794	1,863	1,914	1,829	1,748	1,729	1,975
AlIV	0,159	0,169	0,315	0,059	0,119	0,068	0,022	0,211	0,140	0,206	0,137	0,086	0,171	0,252	0,271	0,025
AlVI	0,099	0,078	0,098	0,000	0,043	0,068	0,048	0,033	0,056	0,101	0,086	0,091	0,075	0,132	0,250	0,025
Ti	0,015	0,015	0,033	0,005	0,005	0,002	0,001	0,009	0,007	0,020	0,012	0,010	0,017	0,033	0,019	0,001
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,003	0,004	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,050	0,087	0,174	0,055	0,075	0,004	0,000	0,175	0,078	0,084	0,045	0,000	0,085	0,083	0,014	0,000
Fe2+	0,361	0,311	0,395	0,345	0,316	0,380	0,338	0,411	0,381	0,413	0,353	0,342	0,387	0,478	0,653	0,487
Mn	0,009	0,006	0,010	0,010	0,009	0,007	0,005	0,010	0,011	0,008	0,009	0,006	0,006	0,008	0,010	0,009
Mg	0,638	0,719	0,509	1,229	0,998	1,235	1,537	0,879	1,035	0,644	0,777	0,789	0,632	0,477	0,299	1,406
Sous-total	3,173	3,218	3,219	3,644	3,448	3,698	3,933	3,522	3,569	3,270	3,283	3,238	3,203	3,212	3,244	3,927
Ca	0,807	0,756	0,759	0,351	0,540	0,291	0,044	0,457	0,422	0,711	0,698	0,738	0,774	0,758	0,724	0,072
Na	0,020	0,026	0,022	0,005	0,011	0,011	0,014	0,020	0,009	0,018	0,019	0,023	0,024	0,030	0,031	0,000
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,991	4,000	4,000	4,000	4,000	3,999	4,000	4,000	4,000	3,999
Wo	44,690	42,317	45,647	18,235	29,134	15,287	2,307	26,158	22,973	40,230	38,179	39,494	43,158	44,258	43,225	3,662
En	35,305	40,266	30,613	63,841	53,804	64,799	80,091	50,334	56,284	36,410	42,496	42,199	35,239	27,858	17,829	71,567
Fs	20,006	17,417	23,740	17,924	17,062	19,914	17,602	23,509	20,744	23,359	19,325	18,307	21,603	27,885	38,946	24,771
Mg/Mg+Fe2+	0,639	0,698	0,563	0,781	0,760	0,765	0,820	0,681	0,731	0,609	0,688	0,698	0,620	0,499	0,314	0,743
Jadeite	2,006	2,638	2,237	0,492	1,141	1,063	1,394	2,049	0,853	1,850	1,914	2,308	2,361	2,999	3,143	0,000
Acmite	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca-ferrits	2,481	4,339	8,693	2,796	3,875	0,362	0,213	9,011	3,911	4,223	2,274	0,000	4,229	4,169	0,680	0,000
Ca-Ti-tsch	1,498	1,535	3,268	0,463	0,498	0,165	0,135	0,880	0,716	1,952	1,228	0,979	1,717	3,344	1,903	0,083
Ca-tacherm	10,391	9,530	16,258	2,238	7,015	6,110	2,685	10,307	8,683	12,462	8,979	6,701	9,413	14,344	22,574	2,426
Wollastoni	33,187	30,104	23,838	14,806	21,317	11,249	0,718	12,751	14,468	26,257	28,660	33,107	31,012	26,983	23,641	2,344
Enstatite	31,894	35,973	25,450	61,458	49,883	61,750	77,576	43,969	51,752	32,197	38,847	39,479	31,593	23,864	14,939	70,336
Ferrosilit	18,544	15,881	20,257	17,746	16,271	19,302	17,278	21,032	19,617	21,060	18,099	17,426	19,674	24,296	33,120	24,811

CLINOPYROXENES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112
SiO2	45,24	43,39	50,09	49,17	46,34	47,55	49,00	54,15	49,39	46,86	42,48	51,32	50,24	48,01	45,09	48,84
TiO2	0,96	1,33	0,45	0,58	0,86	0,77	0,55	0,12	0,44	0,59	1,25	0,24	0,41	0,55	1,09	0,51
Al2O3	7,83	10,22	4,14	4,83	7,23	6,18	5,55	1,56	5,17	6,55	11,65	3,48	4,34	6,04	8,16	6,77
Cr2O3	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	16,91	19,89	12,61	12,97	15,77	14,90	12,75	16,11	12,65	14,68	20,04	11,16	12,01	14,13	16,73	18,44
MnO	0,27	0,21	0,28	0,27	0,36	0,21	0,03	0,26	0,31	0,11	0,34	0,24	0,25	0,19	0,29	0,12
MgO	9,31	7,02	14,29	12,97	9,56	11,38	12,49	22,62	12,51	10,44	7,75	15,08	13,45	11,63	8,93	15,74
CaO	18,40	17,33	17,66	18,14	18,12	18,03	18,80	5,52	19,07	19,09	13,82	17,10	18,57	19,20	18,33	9,39
Na2O	0,36	0,31	0,33	0,27	0,36	0,22	0,31	0,08	0,26	0,12	1,21	0,18	0,26	0,41	0,31	0,41
Total	99,31	99,70	99,85	99,20	98,60	99,26	99,52	100,42	99,85	98,44	98,54	98,88	99,53	100,16	98,93	100,22
FeO Calc.	12,71	16,57	10,33	11,39	13,83	12,87	11,23	16,11	11,16	12,77	14,23	11,16	11,20	10,38	13,66	16,68
Fe2O3 Calc.	4,67	3,69	2,53	1,76	2,16	2,26	1,69	0,00	1,65	2,13	6,46	0,00	0,90	4,16	3,42	1,96
Nouv. Total	99,78	100,07	100,10	99,38	98,82	99,49	99,69	100,42	100,02	98,65	99,19	98,88	99,62	100,58	99,27	100,42

Formules structurales

Si	1,742	1,687	1,873	1,861	1,793	1,815	1,848	1,973	1,859	1,809	1,651	1,927	1,889	1,808	1,746	1,825
AlIV	0,258	0,313	0,127	0,139	0,207	0,185	0,152	0,027	0,141	0,191	0,349	0,073	0,111	0,192	0,254	0,175
AlVI	0,097	0,155	0,056	0,077	0,123	0,093	0,095	0,040	0,088	0,106	0,185	0,081	0,082	0,076	0,118	0,123
Ti	0,028	0,039	0,013	0,017	0,025	0,022	0,016	0,003	0,012	0,017	0,037	0,007	0,012	0,016	0,032	0,014
Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,131	0,103	0,069	0,049	0,061	0,063	0,047	0,000	0,045	0,060	0,182	0,000	0,025	0,115	0,096	0,053
Fe2+	0,414	0,544	0,325	0,362	0,450	0,413	0,356	0,491	0,353	0,414	0,470	0,351	0,353	0,330	0,446	0,524
Mn	0,009	0,007	0,009	0,009	0,012	0,007	0,001	0,008	0,010	0,004	0,011	0,008	0,008	0,006	0,010	0,004
Mg	0,534	0,407	0,797	0,732	0,551	0,648	0,702	1,229	0,702	0,601	0,449	0,844	0,754	0,653	0,515	0,877
Sous-total	3,214	3,255	3,268	3,244	3,222	3,246	3,217	3,771	3,212	3,202	3,333	3,293	3,233	3,195	3,216	3,594
Ca	0,759	0,722	0,708	0,736	0,751	0,738	0,760	0,216	0,769	0,789	0,576	0,688	0,748	0,775	0,760	0,376
Na	0,027	0,023	0,024	0,020	0,027	0,016	0,023	0,006	0,019	0,009	0,091	0,013	0,019	0,030	0,023	0,030
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,993	4,000	4,000	4,000	3,994	4,000	4,000	4,000	4,000
Wo	44,464	43,171	38,685	40,214	42,870	41,016	41,802	11,137	42,171	43,755	38,520	36,547	40,334	44,076	44,171	21,166
En	31,298	24,328	43,547	40,000	31,465	36,014	38,635	63,491	38,486	33,289	30,051	44,836	40,641	37,141	29,936	49,358
Fs	24,238	32,502	17,768	19,786	25,664	22,970	19,563	25,371	19,343	22,956	31,429	18,617	19,025	18,783	25,893	29,476
Mg/Mg+Fe2+	0,563	0,428	0,710	0,669	0,550	0,611	0,664	0,715	0,665	0,592	0,489	0,706	0,681	0,664	0,536	0,626
Jadeite	2,688	2,337	2,393	1,982	2,701	1,628	2,267	0,569	1,897	0,898	9,119	1,318	1,896	2,994	2,327	2,971
Acmite	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca-ferrits	6,583	5,161	3,469	2,430	3,030	3,166	2,391	0,000	2,347	2,984	9,092	0,119	1,240	5,743	4,798	2,636
Ca-Ti-tsch	2,780	3,889	1,266	1,651	2,503	2,211	1,560	0,331	1,245	1,712	3,654	0,682	1,159	1,558	3,174	1,433
Ca-tscherm	13,644	18,359	6,662	8,133	12,634	10,879	9,644	2,759	9,273	12,736	18,472	6,406	7,510	10,349	14,280	11,990
Wollastoni	26,454	22,392	29,685	30,680	28,481	28,748	31,195	9,312	32,018	30,754	13,170	31,004	32,456	29,908	26,892	10,768
Enstatite	26,719	20,341	39,830	36,591	27,572	32,379	35,114	61,892	35,090	30,029	22,451	42,457	37,695	32,639	25,767	43,835
Ferrosilit	21,132	27,521	16,695	18,533	23,078	20,990	17,829	25,136	18,130	20,887	24,041	18,013	18,044	16,810	22,762	26,368

CLINOPYROXENES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	113	114	115	116	117	118	119	120	121	122	123	124	125	126	127	128
SiO2	50,49	44,70	48,79	46,93	46,68	45,29	49,32	50,99	47,40	48,59	50,83	51,40	53,79	50,10	49,89	50,45
TiO2	0,34	0,91	0,58	0,64	0,67	0,97	0,51	0,33	0,57	0,61	0,19	0,32	0,12	0,61	0,68	0,41
Al2O3	3,77	8,55	5,21	6,39	6,78	7,85	4,91	3,80	6,49	5,44	2,10	2,81	2,34	5,57	5,30	5,13
Cr2O3	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,04
FeO	12,02	17,99	13,35	14,72	15,70	17,60	13,33	12,41	13,66	12,62	13,60	13,69	15,45	13,50	12,71	12,69
MnO	0,28	0,33	0,37	0,27	0,19	0,27	0,26	0,28	0,29	0,20	0,46	0,25	0,31	0,30	0,32	0,13
MgO	15,69	8,91	13,46	11,58	11,51	9,92	13,89	15,88	12,32	12,69	16,90	19,59	24,11	11,96	11,83	13,27
CaO	17,08	18,01	17,86	17,56	17,04	17,31	17,15	15,50	16,84	18,40	14,08	10,56	3,94	17,95	17,95	17,76
Na2O	0,21	0,33	0,21	0,35	0,22	0,30	0,21	0,11	0,46	0,26	0,09	0,12	0,09	0,37	0,30	0,29
Total	99,90	99,73	99,86	98,44	98,79	99,56	99,58	99,34	98,03	98,81	98,25	98,74	100,17	100,38	99,01	100,17
FeO Calc.	9,52	13,29	10,57	11,56	12,77	13,36	11,41	12,31	11,16	11,01	11,86	12,46	15,45	13,50	12,71	12,69
Fe2O3 Calc.	2,78	5,23	3,09	3,51	3,26	4,71	2,13	0,11	2,78	1,79	1,94	1,37	0,00	0,00	0,00	0,00
Nouv. Total	100,18	100,25	100,17	98,79	99,12	100,03	99,79	99,35	98,31	98,99	98,44	98,88	100,17	100,38	99,01	100,17

Formules structurales

SI	1,877	1,719	1,833	1,801	1,790	1,739	1,855	1,909	1,815	1,845	1,924	1,915	1,952	1,879	1,891	1,887
AlIV	0,123	0,281	0,167	0,199	0,210	0,261	0,145	0,091	0,185	0,155	0,076	0,085	0,048	0,121	0,109	0,113
AlVI	0,042	0,107	0,064	0,090	0,097	0,094	0,073	0,076	0,108	0,089	0,018	0,038	0,052	0,126	0,128	0,113
Ti	0,010	0,026	0,016	0,018	0,019	0,028	0,014	0,009	0,016	0,017	0,005	0,009	0,003	0,017	0,019	0,012
Cr	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe3+	0,076	0,146	0,085	0,098	0,091	0,131	0,059	0,003	0,078	0,050	0,054	0,037	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,298	0,433	0,334	0,374	0,413	0,434	0,361	0,385	0,360	0,351	0,377	0,389	0,469	0,424	0,403	0,397
Mn	0,009	0,011	0,012	0,009	0,006	0,009	0,008	0,009	0,009	0,006	0,015	0,008	0,010	0,010	0,010	0,004
Mg	0,869	0,511	0,754	0,662	0,658	0,568	0,779	0,886	0,703	0,718	0,954	1,088	1,304	0,669	0,668	0,740
Sous-total	3,304	3,233	3,266	3,252	3,283	3,266	3,294	3,370	3,275	3,232	3,422	3,570	3,838	3,245	3,230	3,266
Ca	0,680	0,742	0,719	0,722	0,700	0,712	0,691	0,622	0,691	0,749	0,571	0,422	0,153	0,721	0,729	0,712
Na	0,015	0,025	0,015	0,026	0,016	0,022	0,015	0,008	0,034	0,019	0,007	0,009	0,006	0,027	0,022	0,021
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,998	3,993	3,981	3,999
Wo	36,825	44,030	39,784	41,056	39,543	41,558	37,755	32,837	39,395	41,182	30,031	22,201	7,953	39,778	40,494	38,503
En	47,060	30,303	41,711	37,665	37,158	33,132	42,539	46,801	40,095	39,512	50,145	57,294	67,704	36,871	37,126	40,022
Fs	16,115	25,666	18,505	21,279	23,299	25,310	19,706	20,362	20,510	19,307	19,825	20,505	24,343	23,351	22,380	21,474
Mg/Mg+Fe2+	0,745	0,541	0,693	0,639	0,614	0,567	0,683	0,697	0,661	0,672	0,717	0,737	0,735	0,612	0,624	0,651
Jadeite	1,514	2,461	1,530	2,604	1,636	2,233	1,532	0,798	3,416	1,915	0,661	0,867	0,635	2,709	2,247	2,105
Acmite	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca-ferrits	3,829	7,301	4,297	4,911	4,550	6,649	2,928	0,210	3,888	2,491	2,678	1,861	0,029	0,030	0,046	0,059
Ca-Ti-tsch	0,951	2,632	1,639	1,847	1,932	2,801	1,443	0,929	1,642	1,742	0,541	0,897	0,328	1,732	1,975	1,155
Ca-tscherm	6,552	15,516	9,131	11,301	12,572	13,845	8,675	7,054	11,297	9,476	3,814	4,840	4,370	9,307	8,966	9,112
Wollastoni	28,353	24,383	28,411	27,070	25,480	23,960	28,035	26,987	26,136	30,583	25,039	17,279	5,313	30,774	31,653	30,462
Enstatite	43,474	25,539	37,685	33,118	32,896	28,387	38,937	44,302	35,163	35,920	47,680	54,395	65,351	33,655	34,058	37,031
Ferrosilit	15,328	22,168	17,307	19,149	20,935	22,125	18,451	19,719	18,457	17,873	19,588	19,862	23,974	21,794	21,054	20,075

CLINOPYROXENES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	129	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139	140	141	142	143	144
SiO2	53,81	51,08	49,16	45,79	44,17	46,53	47,58	49,48	49,02	51,53	48,80	48,11	51,59	44,09	47,66	50,41
TiO2	0,15	0,66	0,40	0,92	1,71	0,65	0,74	0,52	0,59	0,31	0,57	0,60	0,28	1,24	0,75	0,44
Al2O3	3,07	4,80	5,51	8,59	9,81	7,69	7,03	5,01	5,48	3,01	5,62	5,98	3,29	9,26	6,15	4,19
Cr2O3	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00
FeO	14,79	11,00	11,67	16,27	16,08	15,29	13,40	12,39	13,06	15,38	13,34	13,46	12,26	17,65	13,91	12,24
MnO	0,39	0,33	0,32	0,40	0,35	0,35	0,19	0,22	0,26	0,38	0,28	0,28	0,27	0,42	0,24	0,29
MgO	20,69	13,35	12,41	8,89	8,26	10,07	10,98	13,75	13,26	15,03	13,15	11,80	17,37	7,95	11,70	14,10
CaO	7,44	18,22	19,86	18,30	19,27	18,47	20,19	18,88	18,60	13,87	18,32	19,61	15,13	18,16	19,29	18,86
Na2O	0,09	0,29	0,30	0,35	0,35	0,37	0,35	0,22	0,27	0,00	0,27	0,26	0,14	0,32	0,27	0,24
Total	100,43	99,76	99,63	99,51	100,00	99,36	100,46	100,49	100,55	99,51	100,35	100,14	100,33	99,09	99,98	100,77
FeO Calc.	14,79	11,00	9,82	14,19	12,86	12,45	10,22	9,63	10,09	15,38	10,34	10,34	10,63	14,37	10,51	9,92
Fe2O3 Calc.	0,00	0,00	2,06	2,32	3,58	3,09	3,53	3,07	3,30	0,00	3,33	3,47	1,81	3,65	3,78	2,58
Nouv. Total	100,43	99,76	99,84	99,74	100,36	99,67	100,81	100,80	100,88	99,51	100,68	100,49	100,51	99,46	100,36	101,03

Formules structurales

Si	1,958	1,905	1,849	1,760	1,692	1,779	1,788	1,841	1,828	1,941	1,824	1,811	1,901	1,713	1,799	1,870
AlIV	0,042	0,095	0,151	0,240	0,308	0,221	0,212	0,159	0,172	0,059	0,176	0,189	0,099	0,287	0,201	0,130
AlVI	0,090	0,116	0,093	0,149	0,135	0,125	0,099	0,061	0,068	0,075	0,072	0,077	0,044	0,136	0,073	0,053
Ti	0,004	0,019	0,011	0,027	0,049	0,019	0,021	0,015	0,017	0,009	0,016	0,017	0,008	0,036	0,021	0,012
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,000	0,000	0,057	0,065	0,100	0,086	0,097	0,084	0,090	0,000	0,091	0,096	0,049	0,103	0,104	0,070
Fe2+	0,450	0,343	0,310	0,458	0,415	0,401	0,324	0,302	0,317	0,484	0,326	0,328	0,329	0,471	0,335	0,309
Mn	0,012	0,010	0,010	0,013	0,011	0,011	0,006	0,007	0,008	0,012	0,009	0,009	0,008	0,014	0,008	0,009
Mg	1,122	0,742	0,696	0,509	0,472	0,574	0,615	0,763	0,737	0,844	0,733	0,662	0,954	0,460	0,658	0,779
Sous-total	3,679	3,232	3,178	3,220	3,183	3,216	3,162	3,231	3,237	3,424	3,247	3,190	3,393	3,220	3,200	3,233
Ca	0,290	0,728	0,800	0,753	0,791	0,757	0,813	0,753	0,743	0,560	0,734	0,791	0,597	0,756	0,780	0,749
Na	0,006	0,021	0,022	0,026	0,026	0,027	0,025	0,016	0,020	0,000	0,020	0,019	0,010	0,024	0,020	0,017
Total	3,975	3,981	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,983	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Wo	15,576	40,152	44,306	43,780	47,135	43,697	46,402	41,425	41,348	29,647	40,940	44,405	31,768	44,805	43,999	40,769
En	60,257	40,927	38,515	29,587	28,107	33,143	35,106	41,970	41,008	44,693	40,881	37,172	50,736	27,287	37,125	42,402
Fs	24,168	18,921	17,179	26,634	24,757	23,161	18,492	16,605	17,644	25,660	18,179	18,423	17,496	27,908	18,876	16,829
Mg/Mg+Fe2+	0,714	0,684	0,692	0,526	0,532	0,589	0,655	0,716	0,699	0,636	0,692	0,669	0,744	0,494	0,663	0,716
Jadeite	0,651	2,139	2,188	2,608	2,600	2,743	2,550	1,587	1,952	0,000	1,957	1,898	1,000	2,410	1,976	1,726
Acmite	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca-ferrits	0,000	0,045	2,838	3,225	4,987	4,297	4,858	4,222	4,523	0,000	4,562	4,840	2,441	5,130	5,236	3,514
Ca-Ti-tsch	0,421	1,888	1,131	2,659	4,927	1,869	2,091	1,455	1,654	0,893	1,602	1,699	0,776	3,622	2,129	1,227
Ca-tscherm	6,006	7,801	9,988	15,490	15,922	14,084	12,199	8,738	9,410	5,900	9,800	10,620	5,869	16,369	10,565	7,067
Wollastoni	11,664	32,258	33,040	26,987	26,635	27,702	31,063	30,431	29,356	25,061	28,708	30,975	25,329	25,228	30,050	31,568
Enstatite	57,556	37,842	34,788	25,461	23,586	28,690	30,744	38,133	36,843	42,899	36,637	33,111	47,710	23,014	32,920	38,973
Ferrosilit	23,701	18,027	16,027	23,570	21,343	20,616	16,496	15,434	16,263	25,247	16,735	16,857	16,874	24,228	17,122	15,924

CLINOPYROXENES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	145	146	147	148	149	150	151	152	153	154	155	156	157	158	159
SiO2	51,49	50,13	49,02	47,24	52,60	52,66	47,38	49,21	48,65	49,91	50,57	48,18	49,27	48,32	46,69
TiO2	0,24	0,35	0,44	0,77	0,18	0,20	0,71	0,51	0,47	0,58	0,46	0,53	0,40	0,56	0,57
Al2O3	3,39	3,92	5,43	6,61	1,67	2,98	6,18	5,24	5,19	4,15	4,10	5,88	4,44	5,88	7,29
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,15	0,00
FeO	12,78	11,69	13,88	13,60	12,59	13,09	13,60	12,75	14,26	11,81	10,69	13,55	12,72	13,52	16,20
MnO	0,27	0,25	0,34	0,21	0,27	0,29	0,12	0,25	0,41	0,02	0,28	0,18	0,45	0,20	0,19
MgO	17,58	14,43	13,10	11,17	17,33	20,55	12,10	12,89	12,70	14,05	14,50	11,35	16,09	12,84	10,50
CaO	14,01	18,45	18,48	19,17	14,78	10,64	19,44	17,66	17,25	18,05	18,23	19,50	16,41	17,19	18,22
Na2O	0,19	0,23	0,19	0,41	0,00	0,14	0,22	0,27	0,24	0,22	0,16	0,25	0,17	0,18	0,30
Total	99,95	99,45	100,88	99,22	99,43	100,55	99,77	98,83	99,17	98,79	98,99	99,42	100,05	98,84	99,96
FeO Calc.	11,31	9,53	10,68	10,51	12,59	11,91	9,58	12,18	12,27	10,97	10,66	11,47	8,23	12,30	12,58
Fe2O3 Calc.	1,64	2,40	3,56	3,43	0,00	1,31	4,47	0,63	2,21	0,93	0,04	2,31	4,98	1,36	4,02
Nouv. Total	100,11	99,69	101,24	99,56	99,43	100,68	100,22	98,89	99,39	98,88	98,99	99,65	100,55	98,98	100,36

Formules structurales

SI	1,904	1,879	1,827	1,797	1,962	1,918	1,788	1,869	1,849	1,886	1,901	1,830	1,828	1,838	1,776
AlIV	0,096	0,121	0,173	0,203	0,038	0,082	0,212	0,131	0,151	0,114	0,099	0,170	0,172	0,162	0,224
AlVI	0,052	0,052	0,065	0,093	0,035	0,046	0,063	0,103	0,081	0,071	0,083	0,094	0,022	0,101	0,103
TI	0,007	0,010	0,012	0,022	0,005	0,005	0,020	0,015	0,013	0,016	0,013	0,015	0,011	0,016	0,016
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,005	0,000
Fe3+	0,044	0,066	0,097	0,095	0,000	0,035	0,124	0,018	0,061	0,026	0,001	0,064	0,136	0,038	0,111
Fe2+	0,351	0,300	0,335	0,337	0,393	0,364	0,306	0,387	0,392	0,348	0,335	0,366	0,258	0,392	0,404
Mn	0,008	0,008	0,011	0,007	0,009	0,009	0,004	0,008	0,013	0,001	0,009	0,006	0,014	0,006	0,006
Mg	0,969	0,806	0,728	0,633	0,963	1,116	0,681	0,730	0,719	0,791	0,813	0,643	0,890	0,728	0,595
Sous-total	3,431	3,242	3,248	3,189	3,405	3,575	3,198	3,262	3,280	3,253	3,254	3,188	3,335	3,286	3,235
Ca	0,555	0,741	0,738	0,781	0,591	0,415	0,786	0,718	0,702	0,731	0,734	0,794	0,652	0,700	0,742
Na	0,014	0,017	0,014	0,030	0,000	0,010	0,016	0,020	0,018	0,016	0,012	0,018	0,012	0,013	0,022
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	3,996	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Wo	29,604	40,105	40,971	44,601	30,339	21,914	44,354	39,146	38,726	39,088	39,019	44,025	36,229	38,472	42,628
En	51,678	43,636	40,404	36,153	49,489	58,879	38,406	39,749	39,663	42,327	43,175	35,648	49,417	39,976	34,175
Fs	18,718	16,258	18,624	19,246	20,172	19,207	17,239	21,104	21,611	18,585	17,807	20,327	14,354	21,552	23,196
Mg/Mg+Fe2+	0,734	0,729	0,685	0,653	0,710	0,754	0,690	0,654	0,647	0,694	0,708	0,637	0,775	0,650	0,596
Jadeite	1,362	1,671	1,373	3,023	0,000	0,989	1,610	1,988	1,768	1,612	1,166	1,842	1,223	1,327	2,212
Acmite	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca-ferrits	2,213	3,303	4,858	4,834	0,015	1,740	6,216	0,952	3,062	1,288	0,049	3,201	6,959	2,106	5,563
Ca-Ti-tsch	0,667	0,986	1,233	2,202	0,507	0,548	2,015	1,456	1,343	1,648	1,301	1,514	1,116	1,602	1,630
Ca-tscherm	6,039	6,836	10,005	11,100	3,178	5,354	10,925	9,275	9,394	6,788	7,201	10,729	7,981	10,913	13,602
Wollastoni	23,296	31,482	28,844	29,989	27,798	16,941	29,729	30,082	28,214	31,683	32,446	31,965	24,593	27,714	26,725
Enstatite	48,451	40,306	36,381	31,660	48,361	55,784	34,036	36,477	35,964	39,573	40,633	32,136	44,496	36,395	29,761
Ferrosilit	17,972	15,414	17,307	17,192	20,141	18,645	15,469	19,769	20,255	17,408	17,204	18,614	13,632	19,943	20,506

SPINELLE DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages des éléments

Echantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	0,08	0,08	0,01	0,00	0,03	0,12	0,00	0,13	0,04	0,00	0,00	0,09	0,02	0,08	0,00	0,01
TiO2	0,08	0,15	0,16	0,22	0,18	0,15	0,14	0,23	0,19	0,27	0,27	0,12	0,10	0,15	0,19	0,29
Al203	8,75	8,94	8,64	6,25	7,69	6,38	6,38	8,23	8,05	8,24	8,41	8,41	6,54	6,44	7,90	8,29
Cr2O3	56,45	55,46	56,55	60,90	58,20	61,10	60,04	55,42	56,98	56,56	57,02	58,17	62,52	61,08	58,75	58,07
FeOtot	21,08	22,07	22,91	19,10	20,18	18,94	19,55	27,10	23,68	22,40	21,95	20,41	19,36	20,50	20,92	20,95
Fe203 c	7,02	6,72	7,57	5,06	6,48	4,92	5,99	7,84	5,73	6,86	5,96	6,60	4,43	5,70	6,02	6,97
FeO c	14,76	16,02	16,10	14,55	14,35	14,51	14,16	20,04	18,52	16,23	16,59	14,47	15,37	15,37	15,50	14,68
MnO	0,35	0,01	0,36	0,03	0,30	0,30	0,35	0,34	0,31	0,00	0,27	0,14	0,24	0,00	0,24	0,27
MgO	11,80	11,10	11,25	11,95	12,08	11,80	11,95	8,73	9,36	11,16	10,77	12,34	11,63	11,72	11,59	12,34
NiO	0,05	0,07	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,07	0,13	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V2O3	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,13	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,99	98,54	100,28	99,03	99,02	98,98	98,66	100,63	99,04	99,58	99,36	100,20	100,61	100,54	99,95	100,65

Formules structurales

Si	0,020	0,022	0,004	0,000	0,008	0,033	0,000	0,036	0,010	0,000	0,000	0,023	0,005	0,020	0,000	0,003
Al	2,730	2,820	2,675	1,973	2,404	2,009	2,012	2,591	2,560	2,583	2,642	2,595	2,032	2,005	2,456	2,547
Cr	11,808	11,736	11,748	12,898	12,205	12,902	12,710	11,703	12,155	11,896	12,014	12,036	13,039	12,764	12,253	11,965
Ti	0,015	0,030	0,032	0,045	0,037	0,030	0,028	0,046	0,038	0,055	0,055	0,023	0,020	0,031	0,038	0,056
Fe3+	1,397	1,354	1,496	1,021	1,293	0,988	1,207	1,577	1,164	1,374	1,195	1,299	0,880	1,134	1,195	1,366
Fe2+	3,267	3,585	3,537	3,259	3,184	3,242	3,172	4,468	4,180	3,611	3,697	3,167	3,391	3,397	3,419	3,200
Mn	0,078	0,003	0,080	0,006	0,066	0,068	0,079	0,077	0,072	0,000	0,061	0,032	0,053	0,000	0,053	0,060
Mg	4,652	4,427	4,407	4,771	4,775	4,698	4,770	3,474	3,763	4,424	4,278	4,813	4,572	4,615	4,556	4,792
V	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021	0,027	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,010	0,014	0,000	0,005	0,002	0,000	0,002	0,032	0,016	0,029	0,066	0,000	0,007	0,003	0,006	0,006
Total	23,978	23,991	23,979	23,996	23,974	23,970	23,979	24,002	23,978	23,998	24,014	23,987	23,998	23,969	23,977	23,996
XFe	0,413	0,447	0,445	0,406	0,400	0,408	0,399	0,563	0,526	0,449	0,464	0,397	0,426	0,424	0,429	0,400
XMg	0,587	0,553	0,555	0,594	0,600	0,592	0,601	0,437	0,474	0,551	0,536	0,603	0,574	0,576	0,571	0,600
X Mg/Mg+Fe t	0,499	0,473	0,467	0,527	0,516	0,526	0,521	0,365	0,413	0,470	0,467	0,519	0,517	0,505	0,497	0,512
Cr/Cr+Al	0,812	0,806	0,815	0,867	0,835	0,865	0,863	0,819	0,826	0,822	0,820	0,823	0,865	0,864	0,833	0,824
Fe3+/Fe3+Cr+Al	0,088	0,085	0,094	0,064	0,081	0,062	0,076	0,099	0,073	0,087	0,075	0,082	0,055	0,071	0,075	0,086
Al/Al+Mg	0,370	0,389	0,378	0,293	0,335	0,300	0,297	0,427	0,405	0,369	0,382	0,350	0,308	0,303	0,350	0,347

SPINELLE DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages des éléments

Echantillon	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO2	0,16	0,07	0,07	0,11	0,05	0,11	0,08	0,09	0,15	0,12	0,05	0,08	0,07	0,08	0,10	0,10
TiO2	0,11	0,32	0,30	0,14	0,19	0,27	0,23	0,27	0,31	0,19	0,13	0,25	0,33	0,35	0,30	0,06
Al203	6,16	8,58	9,21	7,97	6,65	8,11	7,44	7,54	8,12	6,92	5,64	7,52	7,58	8,33	8,12	6,33
Cr2O3	59,57	56,16	56,22	56,89	60,09	55,72	57,93	58,03	56,77	59,65	61,96	55,68	56,62	58,70	57,04	61,15
FeOtot	22,51	21,31	20,14	24,30	19,37	27,14	25,78	23,99	28,51	23,80	21,60	29,35	28,95	22,95	22,95	22,09
Fe203 c	6,60	6,75	6,31	6,21	5,77	5,95	6,25	4,17	5,50	5,74	4,07	6,12	5,77	4,97	5,96	5,25
FeO c	16,57	15,23	14,46	18,71	14,18	21,78	20,15	20,24	23,56	18,63	17,94	23,84	23,76	18,48	17,59	17,36
MnO	0,17	0,28	0,16	0,17	0,26	0,21	0,38	0,20	0,35	0,51	0,28	0,25	0,33	0,26	0,44	0,09
MgO	10,62	11,60	12,25	9,35	12,11	7,42	8,59	8,22	6,55	9,45	9,59	6,03	6,28	9,95	10,02	10,31
NiO	0,00	0,10	0,08	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12
V2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,79	98,81	98,90	99,38	99,16	99,36	100,67	98,56	100,96	100,70	99,38	99,52	100,41	100,86	99,13	100,68

Formules structurales

Si	0,043	0,019	0,017	0,031	0,015	0,031	0,021	0,025	0,040	0,033	0,015	0,023	0,019	0,021	0,027	0,026
Al	1,948	2,686	2,865	2,531	2,087	2,608	2,350	2,433	2,587	2,174	1,804	2,446	2,435	2,592	2,562	1,990
Cr	12,628	11,797	11,724	12,119	12,652	12,026	12,270	12,562	12,126	12,565	13,298	12,141	12,208	12,252	12,081	12,895
Ti	0,023	0,063	0,059	0,028	0,038	0,056	0,045	0,055	0,063	0,038	0,026	0,053	0,068	0,069	0,060	0,011
Fe3+	1,331	1,349	1,253	1,258	1,157	1,222	1,261	0,860	1,118	1,151	0,831	1,271	1,183	0,988	1,201	1,053
Fe2+	3,714	3,383	3,189	4,215	3,158	4,971	4,515	4,634	5,323	4,151	4,072	5,498	5,419	4,081	3,940	3,872
Mn	0,039	0,064	0,036	0,039	0,059	0,049	0,086	0,047	0,080	0,116	0,064	0,059	0,077	0,058	0,101	0,020
Mg	4,245	4,595	4,814	3,756	4,807	3,020	3,430	3,357	2,638	3,754	3,882	2,477	2,554	3,914	4,005	4,100
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,022	0,017	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	23,972	23,979	23,973	23,978	23,973	23,983	23,979	23,973	23,973	23,982	23,991	23,967	23,964	23,973	23,976	23,966
XFe	0,467	0,424	0,398	0,529	0,397	0,622	0,568	0,580	0,669	0,525	0,512	0,689	0,680	0,510	0,496	0,486
XMg	0,533	0,576	0,602	0,471	0,603	0,378	0,432	0,420	0,331	0,475	0,488	0,311	0,320	0,490	0,504	0,514
X Mg/Mg+Fe t	0,457	0,493	0,520	0,407	0,527	0,328	0,373	0,379	0,291	0,414	0,442	0,268	0,279	0,436	0,438	0,454
Cr/Cr+Al	0,866	0,815	0,804	0,827	0,858	0,822	0,839	0,838	0,824	0,853	0,881	0,832	0,834	0,825	0,825	0,866
Fe3+/Fe3+Cr+Al	0,084	0,085	0,079	0,079	0,073	0,077	0,079	0,054	0,071	0,072	0,052	0,080	0,075	0,062	0,076	0,066
Al/Al+Mg	0,314	0,369	0,373	0,403	0,303	0,463	0,407	0,420	0,495	0,367	0,317	0,497	0,488	0,398	0,390	0,327

MAGHEMITES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	1	2	3	4
SiO2	0,82	0,93	0,37	0,53
TiO2	2,10	3,58	3,59	1,74
Al203	6,02	5,65	5,73	5,99
Cr2O3	0,00	0,74	0,71	0,00
FeOtot	81,22	80,86	80,05	83,48
Fe203 c	55,76	53,72	52,75	58,31
FeO c	31,04	32,51	32,57	31,00
MnO	0,14	0,32	0,36	0,21
MgO	1,07	1,18	0,91	1,33
NiO	0,00	0,00	0,00	0,22
Total	96,81	98,31	96,63	99,12

Formules structurales

Si	0,245	0,274	0,111	0,156
Al	2,129	1,972	2,044	2,082
Cr	0,000	0,173	0,170	0,000
Ti	0,474	0,798	0,817	0,387
Fe3+	12,595	11,973	12,020	12,940
Fe2+	7,794	8,055	8,249	7,648
Mn	0,035	0,080	0,093	0,054
Mg	0,481	0,519	0,409	0,583
Ni	0,035	0,000	0,000	0,000
Total	23,787	23,843	23,915	23,848
XMg	0,058	0,061	0,047	0,071
X Mg/Mg+Fe t	0,023	0,025	0,020	0,028
Cr/Cr+Al	0,000	0,080	0,077	0,000
Fe3+/Fe3+Cr+Al	0,855	0,848	0,844	0,861

AMPHIBOLES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO2	40,31	40,73	41,07	40,95	40,94	40,73	40,01	41,92	40,31	40,73	40,77	41,07	40,06	45,09
TiO2	1,34	1,49	1,45	1,48	1,03	1,49	0,74	1,13	1,34	1,49	0,83	1,45	1,61	0,67
Al203	15,29	15,84	15,40	15,02	14,73	15,84	15,64	14,28	15,29	15,84	16,83	15,40	16,04	14,59
Fe tot	22,72	22,99	21,49	21,49	21,50	22,99	22,39	23,86	22,72	23,00	23,11	21,49	17,54	15,95
Fe203 c	11,10	13,67	13,50	12,47	10,87	13,67	7,40	5,31	5,36	6,25	8,03	5,60	13,88	6,74
FeO c	12,73	10,69	9,34	10,27	11,72	10,69	15,73	19,08	17,90	17,37	15,88	16,45	5,05	9,88
MnO	0,09	0,27	0,16	0,22	0,31	0,27	0,17	0,16	0,09	0,27	0,33	0,16	0,17	0,23
MgO	5,80	5,50	6,34	6,37	6,56	5,50	6,26	5,49	5,80	5,50	6,41	6,34	8,80	7,65
CaO	10,00	9,14	8,95	9,16	9,99	9,14	9,06	8,99	10,00	9,14	9,84	8,95	9,20	8,53
Na2O	1,88	1,85	1,78	1,94	2,00	1,85	1,71	1,61	1,89	1,85	2,09	1,78	2,00	1,53
K2O	0,11	0,10	0,14	0,12	0,00	0,10	0,00	0,07	0,11	0,10	0,08	0,14	0,16	0,30
H2O c	2,01	2,03	2,02	2,01	2,01	2,01	2,01	2,01	2,01	2,01	2,01	2,01	2,03	2,02
Total	100,66	101,31	100,15	100,01	100,16	101,29	98,73	100,05	100,10	100,55	103,10	99,35	99,00	97,23

Formules structurales

Si	6,019	6,004	6,076	6,089	6,111	6,004	6,088	6,330	6,098	6,108	5,959	6,189	5,911	6,683
Al IV	1,981	1,996	1,924	1,911	1,889	1,996	1,912	1,669	1,901	1,892	2,041	1,812	2,089	1,317
Al Vi	0,710	0,756	0,762	0,721	0,702	0,756	0,894	0,873	0,826	0,909	0,859	0,925	0,700	1,231
Ti	0,150	0,165	0,161	0,165	0,116	0,165	0,085	0,128	0,152	0,168	0,091	0,164	0,179	0,075
Fe3+	1,205	1,472	1,465	1,356	1,182	1,472	0,848	0,603	0,609	0,705	0,884	0,635	1,520	0,732
Fe2+	1,632	1,362	1,194	1,316	1,502	1,362	2,000	2,410	2,265	2,178	1,942	2,070	0,644	1,244
Mn	0,011	0,034	0,020	0,028	0,039	0,034	0,022	0,021	0,011	0,034	0,041	0,020	0,021	0,029
Mg	1,291	1,208	1,398	1,412	1,459	1,208	1,420	1,236	1,308	1,229	1,396	1,424	1,935	1,690
Ca	1,600	1,444	1,419	1,459	1,598	1,444	1,477	1,455	1,620	1,469	1,541	1,445	1,454	1,354
NaB	0,400	0,529	0,511	0,541	0,402	0,529	0,252	0,274	0,206	0,308	0,246	0,313	0,546	0,440
NaA	0,144	0,000	0,000	0,019	0,176	0,000	0,252	0,197	0,345	0,230	0,347	0,208	0,027	0,000
K	0,021	0,019	0,026	0,023	0,000	0,019	0,000	0,013	0,021	0,019	0,015	0,027	0,030	0,057
Total	15,164	14,989	14,956	15,040	15,176	14,989	15,250	15,209	15,362	15,249	15,362	15,232	15,056	14,852
XMg	0,442	0,470	0,539	0,518	0,493	0,470	0,415	0,339	0,366	0,361	0,418	0,408	0,750	0,576
X Mg/Mg+Fe t	0,283	0,307	0,369	0,349	0,327	0,307	0,262	0,204	0,224	0,220	0,264	0,256	0,600	0,404

VERRES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	0,713	0,693	0,671	0,652	0,649	0,624	0,610	0,651	0,686	0,699	0,708	0,532	0,671	0,708	0,667	0,672
FeO	0,008	0,009	0,011	0,018	0,011	0,022	0,041	0,014	0,009	0,005	0,008	0,058	0,012	0,009	0,012	0,014
Na2O	0,006	0,012	0,012	0,012	0,025	0,022	0,014	0,009	0,015	0,004	0,007	0,001	0,017	0,019	0,022	0,005
CaO	0,025	0,025	0,040	0,037	0,042	0,036	0,032	0,036	0,026	0,028	0,026	0,011	0,036	0,023	0,038	0,039
Al2O3	0,162	0,157	0,183	0,170	0,186	0,165	0,137	0,172	0,157	0,162	0,163	0,089	0,176	0,159	0,183	0,184
MnO	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001
MgO	0,002	0,002	0,001	0,016	0,001	0,028	0,074	0,018	0,005	0,001	0,001	0,198	0,001	0,002	0,001	0,004
K2O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,015	0,012	0,015	0,017	0,016	0,017	0,012	0,012	0,019	0,009	0,009
Cr2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
TiO2	0,000	0,002	0,004	0,004	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002
Total	0,916	0,902	0,921	0,908	0,925	0,914	0,924	0,917	0,916	0,918	0,932	0,903	0,929	0,940	0,935	0,928

VERRES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO2	0,675	0,676	0,685	0,645	0,676	0,691	0,692	0,681	0,708	0,673	0,676	0,666	0,670	0,651	0,640	0,672
FeO	0,019	0,018	0,014	0,012	0,015	0,011	0,007	0,010	0,009	0,013	0,014	0,011	0,012	0,027	0,031	0,010
Na2O	0,024	0,007	0,018	0,021	0,015	0,016	0,013	0,016	0,016	0,029	0,027	0,024	0,024	0,027	0,028	0,025
CaO	0,040	0,039	0,035	0,038	0,036	0,035	0,027	0,032	0,023	0,031	0,032	0,034	0,036	0,041	0,040	0,036
Al2O3	0,178	0,184	0,158	0,171	0,162	0,171	0,153	0,154	0,150	0,167	0,168	0,173	0,172	0,170	0,164	0,168
MnO	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
MgO	0,002	0,001	0,002	0,004	0,001	0,001	0,001	0,004	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,003	0,001
K2O	0,005	0,004	0,015	0,016	0,013	0,009	0,014	0,015	0,016	0,019	0,017	0,018	0,015	0,006	0,006	0,014
Cr2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
TiO2	0,004	0,003	0,001	0,004	0,000	0,003	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,003	0,003	0,002
Total	0,948	0,934	0,926	0,911	0,918	0,937	0,909	0,911	0,926	0,934	0,937	0,930	0,930	0,930	0,915	0,926

VERRES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO2	0,676	0,668	0,663	0,654	0,660	0,669	0,673	0,669	0,669	0,670	0,656	0,672	0,649	0,675	0,668	0,667
FeO	0,011	0,011	0,009	0,028	0,024	0,019	0,010	0,012	0,010	0,010	0,012	0,013	0,009	0,012	0,016	0,011
Na2O	0,025	0,026	0,023	0,029	0,024	0,024	0,027	0,026	0,029	0,024	0,021	0,023	0,022	0,023	0,031	0,037
CaO	0,035	0,035	0,037	0,038	0,039	0,037	0,032	0,033	0,034	0,035	0,034	0,036	0,030	0,033	0,037	0,038
Al2O3	0,167	0,165	0,165	0,170	0,171	0,171	0,165	0,167	0,172	0,170	0,169	0,172	0,168	0,167	0,173	0,168
MnO	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
MgO	0,001	0,001	0,001	0,003	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,006	0,001	0,006	0,002	0,002	0,003
K2O	0,014	0,014	0,016	0,006	0,006	0,007	0,015	0,017	0,016	0,012	0,016	0,014	0,015	0,017	0,008	0,010
Cr2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TiO2	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,001	0,000	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003
Total	0,931	0,924	0,918	0,932	0,930	0,931	0,924	0,925	0,936	0,925	0,916	0,933	0,902	0,931	0,937	0,938

VERRES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
SiO2	0,660	0,657	0,653	0,606	0,653	0,657	0,676	0,631	0,645	0,640	0,649	0,646	0,656	0,649	0,648	0,650
FeO	0,014	0,011	0,013	0,022	0,020	0,020	0,015	0,014	0,012	0,014	0,014	0,013	0,016	0,028	0,032	0,026
Na2O	0,032	0,027	0,023	0,014	0,028	0,028	0,029	0,021	0,022	0,018	0,019	0,020	0,020	0,029	0,029	0,027
CaO	0,037	0,036	0,035	0,025	0,038	0,038	0,036	0,034	0,033	0,034	0,035	0,036	0,034	0,041	0,040	0,041
Al2O3	0,172	0,172	0,161	0,141	0,171	0,166	0,164	0,168	0,168	0,164	0,168	0,165	0,157	0,169	0,170	0,167
MnO	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000
MgO	0,002	0,002	0,005	0,042	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,003	0,003	0,002
K2O	0,009	0,009	0,016	0,013	0,007	0,007	0,007	0,017	0,016	0,016	0,015	0,015	0,013	0,007	0,007	0,007
Cr2O3	0,000	0,001	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
TiO2	0,004	0,003	0,002	0,002	0,003	0,004	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,000	0,004	0,004	0,004
Total	0,931	0,919	0,910	0,866	0,924	0,921	0,931	0,889	0,900	0,889	0,905	0,899	0,899	0,931	0,933	0,924

VERRES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
SiO2	0,641	0,667	0,663	0,665	0,667	0,660	0,664	0,655	0,653	0,655	0,675	0,664	0,686	0,666	0,661	0,650
FeO	0,038	0,011	0,016	0,014	0,014	0,017	0,018	0,018	0,018	0,012	0,011	0,011	0,009	0,010	0,026	0,024
Na2O	0,029	0,030	0,028	0,028	0,028	0,031	0,026	0,027	0,023	0,031	0,025	0,033	0,028	0,031	0,027	0,025
CaO	0,039	0,035	0,036	0,035	0,036	0,036	0,039	0,037	0,037	0,034	0,032	0,032	0,033	0,035	0,040	0,041
Al2O3	0,164	0,172	0,175	0,171	0,180	0,172	0,174	0,171	0,166	0,178	0,172	0,171	0,169	0,173	0,168	0,168
MnO	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	0,005	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,002	0,002
K2O	0,007	0,011	0,008	0,008	0,007	0,007	0,008	0,007	0,012	0,013	0,014	0,013	0,017	0,013	0,008	0,006
Cr2O3	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
TiO2	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,003	0,003
Total	0,926	0,931	0,930	0,925	0,934	0,926	0,931	0,920	0,915	0,925	0,934	0,929	0,942	0,929	0,935	0,918

VERRES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96
SiO2	0,660	0,663	0,660	0,664	0,644	0,656	0,660	0,663	0,658	0,666	0,666	0,661	0,675	0,680	0,659	0,665
FeO	0,017	0,020	0,007	0,010	0,007	0,010	0,010	0,021	0,021	0,018	0,012	0,013	0,011	0,012	0,020	0,020
Na2O	0,028	0,025	0,022	0,019	0,021	0,021	0,018	0,026	0,027	0,026	0,033	0,030	0,011	0,004	0,026	0,026
CaO	0,040	0,040	0,035	0,032	0,020	0,029	0,035	0,039	0,037	0,037	0,041	0,041	0,042	0,040	0,039	0,041
Al2O3	0,169	0,171	0,167	0,165	0,163	0,170	0,166	0,169	0,170	0,169	0,172	0,172	0,176	0,173	0,172	0,168
MnO	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001
MgO	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001
K2O	0,007	0,007	0,017	0,013	0,013	0,013	0,017	0,008	0,006	0,008	0,008	0,008	0,006	0,005	0,010	0,007
Cr2O3	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
TiO2	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Total	0,925	0,928	0,913	0,907	0,871	0,905	0,910	0,931	0,925	0,929	0,937	0,930	0,925	0,917	0,931	0,931

VERRES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112
SiO2	0,658	0,656	0,640	0,666	0,635	0,666	0,663	0,648	0,653	0,663	0,677	0,673	0,672	0,668	0,668	0,664
FeO	0,025	0,023	0,027	0,017	0,088	0,01Z	0,024	0,032	0,025	0,021	0,018	0,018	0,015	0,017	0,016	0,023
Na2O	0,024	0,026	0,027	0,026	0,022	0,028	0,026	0,026	0,027	0,028	0,025	0,021	0,025	0,031	0,027	0,026
CaO	0,041	0,039	0,039	0,039	0,047	0,038	0,039	0,040	0,042	0,037	0,040	0,040	0,039	0,039	0,040	0,040
Al2O3	0,167	0,170	0,165	0,166	0,144	0,164	0,170	0,168	0,172	0,170	0,169	0,172	0,171	0,170	0,171	0,172
MnO	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001
MgO	0,002	0,002	0,003	0,001	0,013	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001
K2O	0,007	0,006	0,008	0,011	0,011	0,012	0,007	0,007	0,007	0,008	0,007	0,006	0,007	0,007	0,007	0,007
Cr2O3	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TiO2	0,003	0,003	0,003	0,002	0,001	0,001	0,004	0,003	0,003	0,003	0,002	0,004	0,003	0,003	0,002	0,002
Total	0,927	0,926	0,912	0,927	0,961	0,927	0,934	0,926	0,932	0,930	0,939	0,936	0,934	0,937	0,932	0,935

VERRES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	113	114	115	116	117	118	119	120	121	122	123	124	125	126	127	128
SiO2	0,657	0,668	0,655	0,668	0,679	0,432	0,671	0,677	0,671	0,624	0,654	0,660	0,667	0,666	0,653	0,648
FeO	0,024	0,017	0,015	0,016	0,013	0,171	0,019	0,014	0,021	0,024	0,015	0,022	0,012	0,015	0,020	0,018
Na2O	0,027	0,025	0,021	0,024	0,021	0,003	0,011	0,025	0,016	0,013	0,028	0,023	0,032	0,024	0,022	0,012
CaO	0,039	0,037	0,038	0,038	0,038	0,176	0,036	0,037	0,031	0,028	0,038	0,038	0,040	0,036	0,040	0,037
Al2O3	0,171	0,171	0,167	0,170	0,169	0,096	0,161	0,166	0,160	0,151	0,170	0,148	0,175	0,171	0,170	0,176
MnO	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,004	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
MgO	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,078	0,009	0,001	0,022	0,041	0,000	0,009	0,001	0,015	0,001	0,001
K2O	0,007	0,007	0,007	0,007	0,010	0,000	0,014	0,014	0,013	0,012	0,015	0,017	0,014	0,015	0,014	0,014
Cr2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
TiO2	0,003	0,002	0,002	0,001	0,002	0,017	0,001	0,001	0,002	0,003	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002
Total	0,929	0,927	0,906	0,926	0,932	0,976	0,922	0,934	0,935	0,896	0,923	0,921	0,942	0,943	0,920	0,909

VERRES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	129	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139	140	141	142	143	144
SiO2	0,665	0,656	0,657	0,660	0,641	0,620	0,675	0,657	0,678	0,671	0,672	0,637	0,638	0,621	0,671	0,654
FeO	0,017	0,025	0,024	0,023	0,017	0,039	0,017	0,053	0,017	0,016	0,029	0,029	0,028	0,042	0,014	0,020
Na2O	0,020	0,025	0,024	0,025	0,023	0,009	0,016	0,013	0,015	0,014	0,030	0,036	0,010	0,015	0,012	0,020
CaO	0,040	0,040	0,040	0,041	0,042	0,031	0,039	0,033	0,037	0,041	0,048	0,037	0,038	0,036	0,040	0,040
Al2O3	0,174	0,168	0,175	0,174	0,159	0,128	0,017	0,156	0,173	0,172	0,169	0,164	0,141	0,140	0,180	0,165
MnO	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,002	0,001
MgO	0,001	0,001	0,002	0,002	0,009	0,056	0,002	0,009	0,003	0,001	0,005	0,011	0,058	0,059	0,001	0,002
K2O	0,012	0,007	0,006	0,006	0,008	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,008	0,005	0,005	0,007	0,008
Cr2O3	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TiO2	0,002	0,003	0,004	0,003	0,007	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002
Total	0,930	0,926	0,932	0,936	0,905	0,897	0,767	0,922	0,925	0,917	0,967	0,926	0,920	0,920	0,929	0,912

VERRES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	145	146	147	148	149	150	151	152	153	154	155	156	157	158	159	160
SiO2	0,671	0,677	0,668	0,672	0,671	0,700	0,715	0,690	0,689	0,691	0,689	0,684	0,660	0,688	0,686	0,697
FeO	0,015	0,014	0,017	0,014	0,020	0,013	0,018	0,018	0,019	0,025	0,025	0,012	0,016	0,013	0,020	0,020
Na2O	0,013	0,013	0,018	0,015	0,007	0,004	0,006	0,007	0,021	0,007	0,004	0,023	0,020	0,009	0,012	0,009
CaO	0,038	0,038	0,036	0,035	0,037	0,037	0,034	0,040	0,039	0,040	0,038	0,036	0,052	0,040	0,040	0,041
Al2O3	0,165	0,164	0,165	0,163	0,171	0,176	0,153	0,174	0,173	0,171	0,170	0,171	0,161	0,173	0,171	0,172
MnO	0,001	0,000	0,000	0,002	0,002	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
MgO	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,004	0,003	0,002	0,001	0,002	0,002	0,003	0,006	0,001	0,002	0,002
K2O	0,007	0,008	0,012	0,011	0,010	0,011	0,009	0,007	0,007	0,005	0,004	0,000	0,015	0,006	0,006	0,008
Cr2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TiO2	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,000	0,004	0,002	0,003	0,003	0,001	0,002	0,001	0,003	0,002
Total	0,910	0,915	0,917	0,913	0,920	0,947	0,938	0,942	0,954	0,944	0,937	0,929	0,933	0,931	0,940	0,952

VERRES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	161	162	163	164	165	166	167	168	169	170	171	172	173	174	175	176
SiO2	0,673	0,665	0,672	0,674	0,666	0,663	0,672	0,670	0,682	0,671	0,665	0,659	0,665	0,674	0,661	0,676
FeO	0,019	0,025	0,018	0,023	0,027	0,027	0,027	0,022	0,017	0,023	0,024	0,024	0,022	0,021	0,018	0,020
Na2O	0,020	0,023	0,020	0,017	0,023	0,023	0,019	0,020	0,022	0,021	0,016	0,018	0,020	0,017	0,024	0,023
CaO	0,040	0,040	0,042	0,040	0,041	0,041	0,041	0,042	0,039	0,040	0,041	0,040	0,042	0,040	0,036	0,041
Al2O3	0,174	0,171	0,173	0,171	0,172	0,170	0,173	0,173	0,167	0,171	0,167	0,169	0,171	0,170	0,165	0,171
MnO	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
MgO	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,005	0,003	0,002	0,001	0,012	0,001
K2O	0,006	0,007	0,007	0,006	0,007	0,006	0,006	0,008	0,012	0,007	0,012	0,011	0,008	0,008	0,014	0,011
Cr2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TiO2	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Total	0,935	0,935	0,936	0,936	0,941	0,935	0,942	0,939	0,942	0,938	0,932	0,926	0,931	0,933	0,932	0,945

VERRES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	177	178	179	180	181	182	183	184	185	186	187	188	189	190	191	192
SiO2	0,667	0,673	0,667	0,680	0,676	0,677	0,677	0,681	0,664	0,672	0,665	0,664	0,669	0,657	0,650	0,645
FeO	0,021	0,019	0,020	0,014	0,013	0,016	0,016	0,015	0,043	0,022	0,024	0,025	0,021	0,023	0,017	0,065
Na2O	0,023	0,026	0,022	0,021	0,020	0,022	0,025	0,015	0,021	0,020	0,023	0,021	0,021	0,025	0,032	0,014
CaO	0,041	0,042	0,041	0,040	0,041	0,041	0,039	0,041	0,042	0,040	0,040	0,040	0,041	0,039	0,038	0,045
Al2O3	0,176	0,177	0,175	0,173	0,172	0,171	0,174	0,172	0,151	0,171	0,170	0,170	0,170	0,172	0,158	0,153
MnO	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
MgO	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,008	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,007	0,009
K2O	0,007	0,007	0,007	0,012	0,011	0,008	0,008	0,007	0,015	0,006	0,006	0,007	0,008	0,006	0,000	0,000
Cr2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TiO2	0,002	0,003	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,001	0,001
Total	0,938	0,948	0,935	0,942	0,936	0,937	0,941	0,933	0,944	0,934	0,933	0,930	0,933	0,927	0,903	0,932

VERRES DE NOUVELLE CALEDONIE

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	193	194	195	196	197	198	199	200	201	202	203	204	205	206	207
SiO2	0,659	0,659	0,660	0,643	0,666	0,661	0,657	0,647	0,664	0,644	0,646	0,666	0,667	0,682	0,690
FeO	0,019	0,022	0,012	0,017	0,021	0,013	0,027	0,029	0,009	0,026	0,027	0,018	0,018	0,015	0,015
Na2O	0,015	0,014	0,016	0,042	0,016	0,028	0,027	0,034	0,024	0,033	0,020	0,028	0,034	0,032	0,017
CaO	0,041	0,040	0,036	0,041	0,039	0,037	0,041	0,042	0,036	0,034	0,042	0,039	0,046	0,037	0,038
Al2O3	0,170	0,166	0,166	0,165	0,170	0,174	0,174	0,168	0,177	0,165	0,168	0,171	0,180	0,174	0,173
MnO	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000
MgO	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,003	0,000	0,000	0,002	0,003	0,009	0,001	0,001	0,001
K2O	0,009	0,005	0,014	0,000	0,000	0,000	0,007	0,007	0,016	0,008	0,007	0,015	0,010	0,014	0,015
Cr2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TiO2	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003	0,001	0,002
Total	0,917	0,910	0,905	0,912	0,917	0,914	0,940	0,932	0,927	0,916	0,915	0,948	0,959	0,957	0,950

PLANCHE I

BONINITES

a) Glomérocristaux de clinoenstatites. Noter les macles polysynthétiques. Echelle exprimée en mm., lumière polarisée.

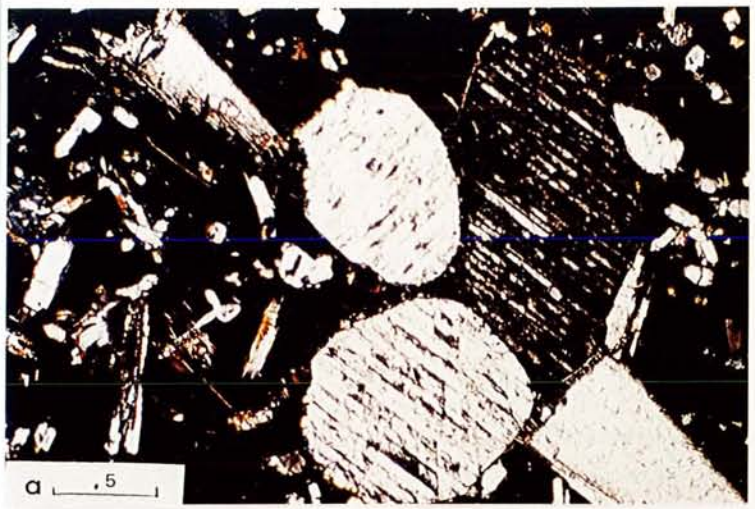
b) Microphénocristal d'orthopyroxène frangé de clinopyroxènes et microlites de clinopyroxènes dans le verre. Echelle exprimée en mm., lumière polarisée.

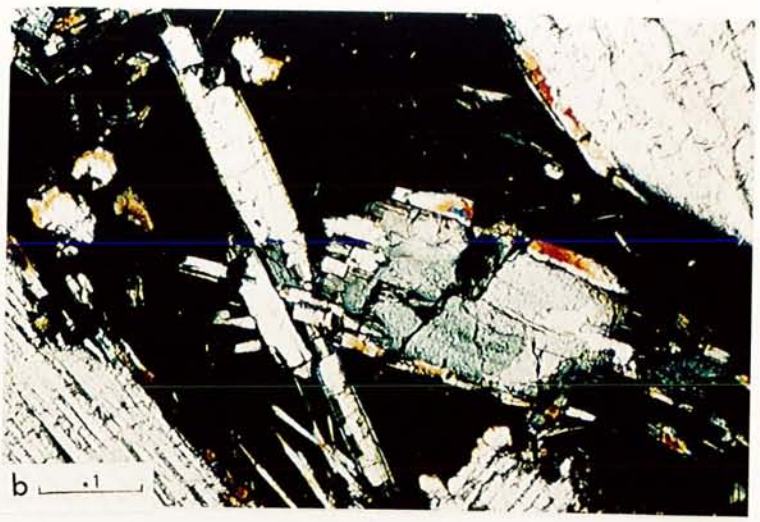
c) Cristal de clinoenstatite squelletique présentant des surcroissances d'orthopyroxène (en bas à gauche) et des surcroissances de clinopyroxènes et d'amphiboles. Echelle exprimée en mm., lumière polarisée.

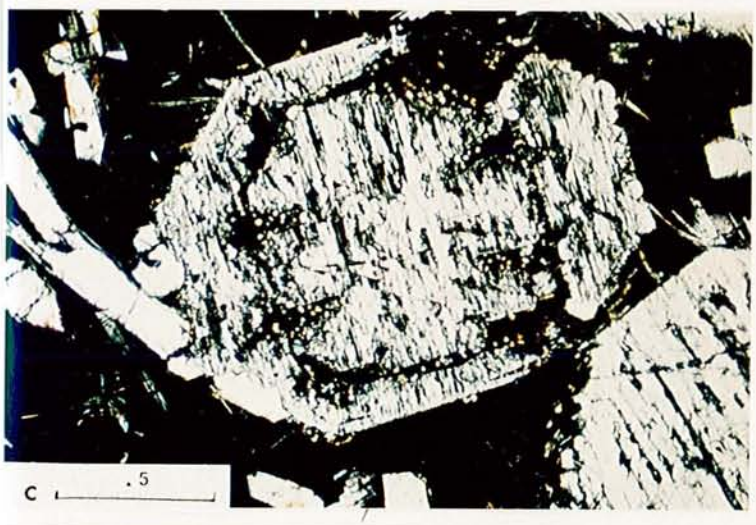
d) Même photo, lumière naturelle. Noter la couleur beige du sideromélane. Les altérations se font le long des fentes de rétraction dans le verre. Les microlites d'amphibole se développent autour des oxydes.

e) Zone d'altération avec développement de smectites fibro-radiées et de carbonates (en haut sur la photo). Echelle exprimée en mm., lumière naturelle.

f) Détail des zones d'altérations riches en smectites. Echelle exprimée en mm., lumière naturelle.


a
.5


b
.1


c
.5

d

e
.1

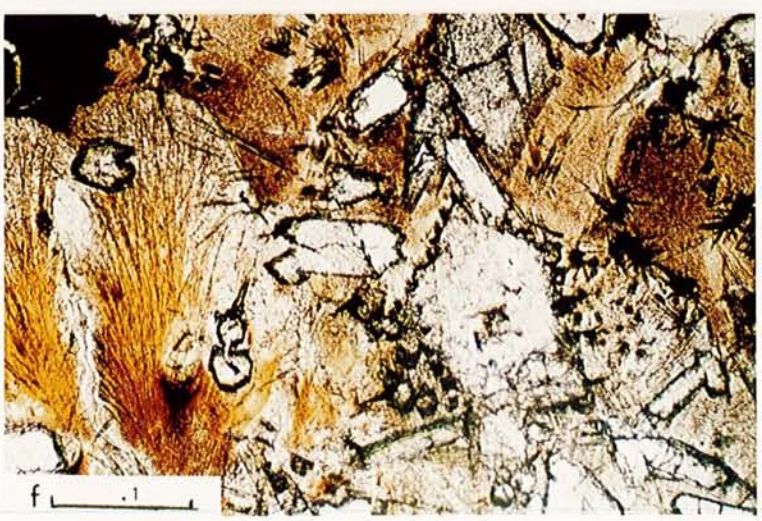

f
.1

PLANCHE II

BONINITES

a) Phénocristaux de clinoenstatites dans du sidéromélane frais. Noter la présence de microphénocristaux de clinoenstatites et d'orthopyroxènes. Echelle exprimée en mm., lumière naturelle.

b) Même photo, lumière polarisée.

c) Microphénocristaux d'orthopyroxènes. Notez les zonations concentriques dans le cristal central et les surcroissances d'amphiboles sur les bordures des cristaux. Echelle exprimée en mm., lumière naturelle.

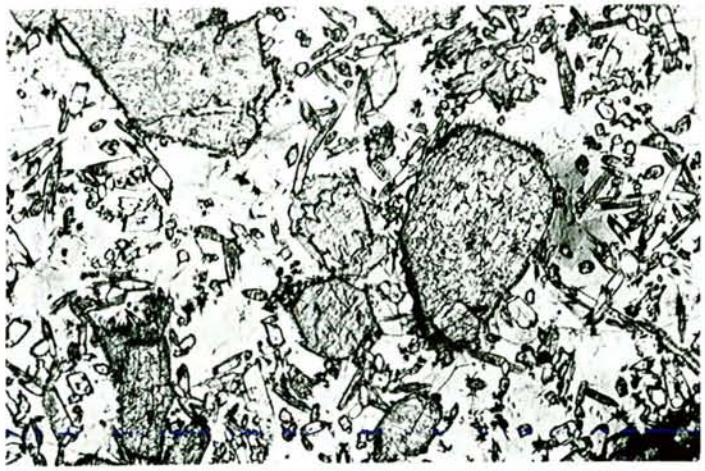
d) Même photo, lumière polarisée.

e) Microphénocristal d'orthopyroxène présentant des inclusions fluides dans la zone centrale. Echelle exprimée en mm., lumière polarisée.

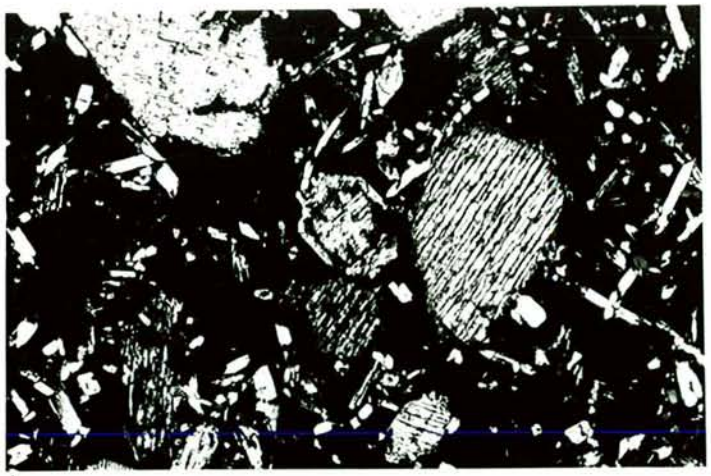
f) Fragment de clinoenstatite frangé de clinopyroxène. Echelle exprimée en mm., lumière polarisée.

g) Microphénocristaux d'orthopyroxène et de microlites de clinopyroxènes dans du sideromélanne frais. Noter les fentes de retractation dans le verre. Echelle exprimée en mm., lumière naturelle..

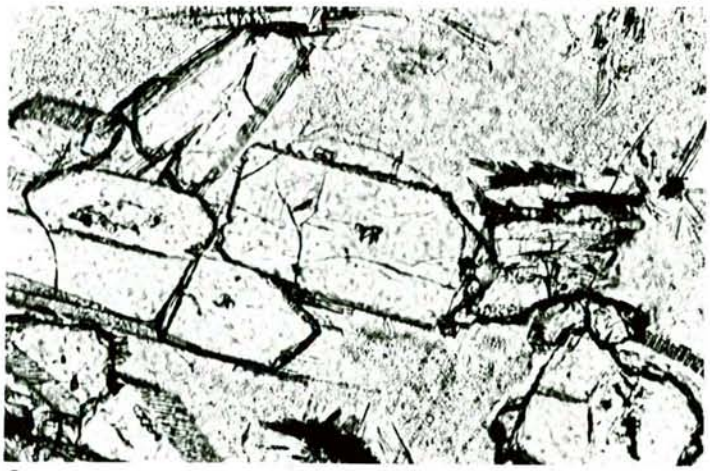
h) Détail des surcroissances de clinopyroxènes et d'amphiboles en aiguille sur un phénocristal de clinoenstatite. Notez les microlites squelettiques et le développement d'amphiboles autour des oxydes. Echelle exprimée en mm., lumière polarisée.



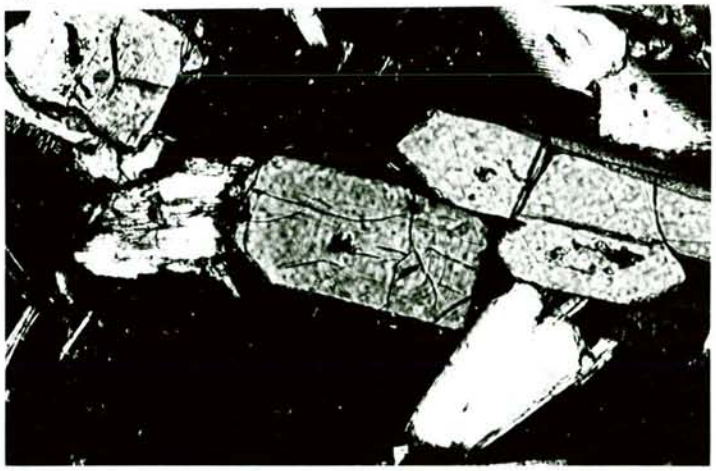
a



b



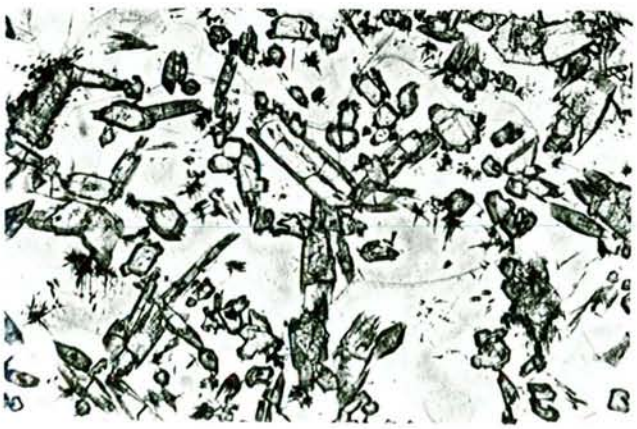
c



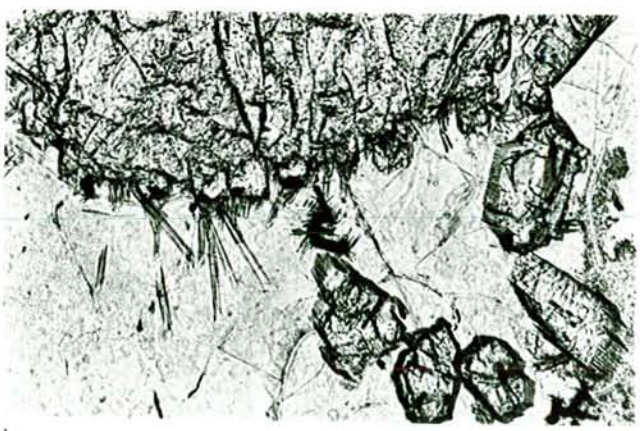
d

e

f



g



h

PLANCHE III

BONINITES

a) Image MEB en électrons rétrodiffusés. En gris sombre phénocrisataux de clinoenstatites; en gris clair orthopyroxènes, en blanc, clinopyroxènes et amphiboles.

b) Image MEB en électrons rétrodiffusés. Détail de la photo a montrant les zonations oscillatoires des orthopyroxènes, en gris sur la photo, et les surcroissances de clinopyroxènes et d'amphiboles en aiguilles, en blanc sur la photo.

c) Image MEB en électrons rétrodiffusés. Microphénocristal squelettique de clinoenstatite présentant des surcroissances de clinopyroxènes et d'amphiboles.

d) Image MEB en électrons rétrodiffusés. Zonation oscillatoire dans des microphénocristaux d'orthopyroxènes en blanc. Microlites squelettiques d'orthopyroxènes à surcroissance d'augite, en blanc.

e) Image MEB en électrons rétrodiffusés. Détail de la photo c montrant la surcroissance d'orthopyroxène sur la clinoenstatite.

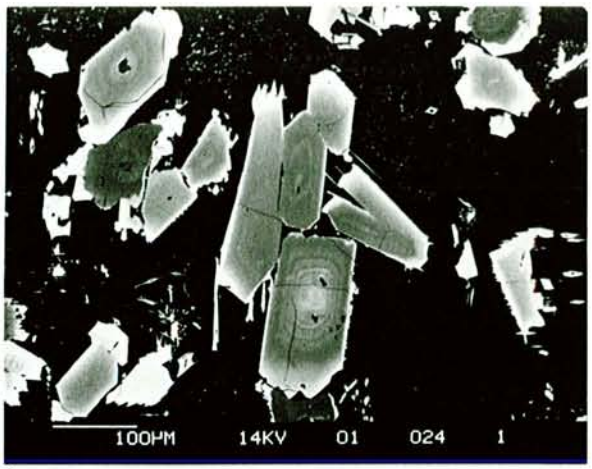
f) Image MEB en électrons rétrodiffusés. Détail de la photo précédente montrant la zonation oscillatoire de l'orthopyroxène.

g) Image MEB en électrons rétrodiffusés. Détail de la photo c montrant des microlites d'orthopyroxènes et de clinopyroxènes.

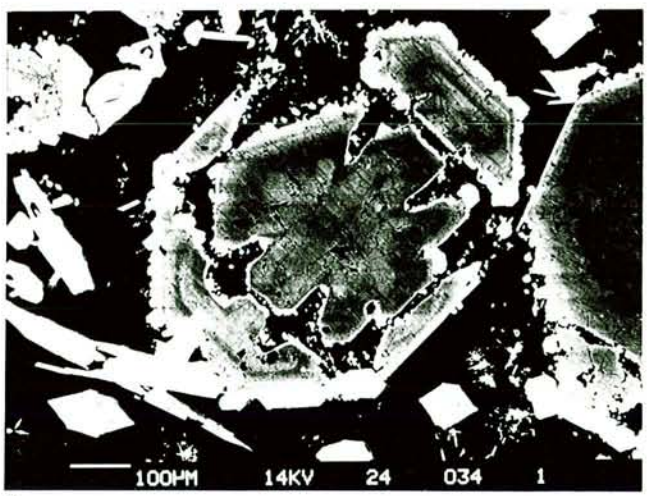
h) Image MEB en électrons rétrodiffusés. Détail de la photo g. L'orthopyroxène en gris sombre est partiellement résorbé. La pigeonite (en gris plus clair) qui cristallise autour de l'orthopyroxène passe progressivement à de l'augite. Notez la frange d'amphiboles squelettiques autour de ce cristal et la présence de maghémite (en blanc).

200UM 14KV 01 023 1

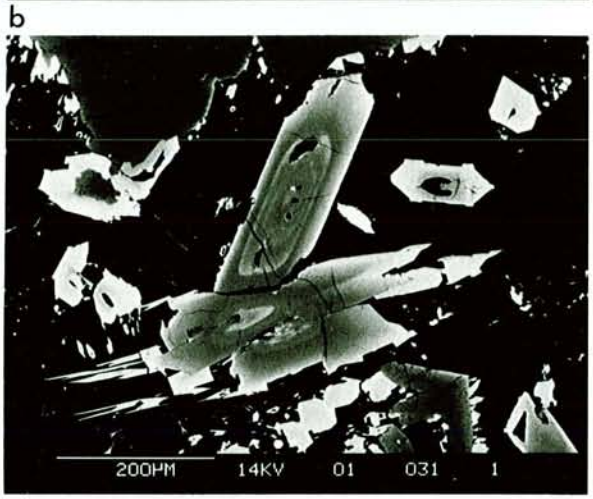
a


100UM 14KV 01 024 1

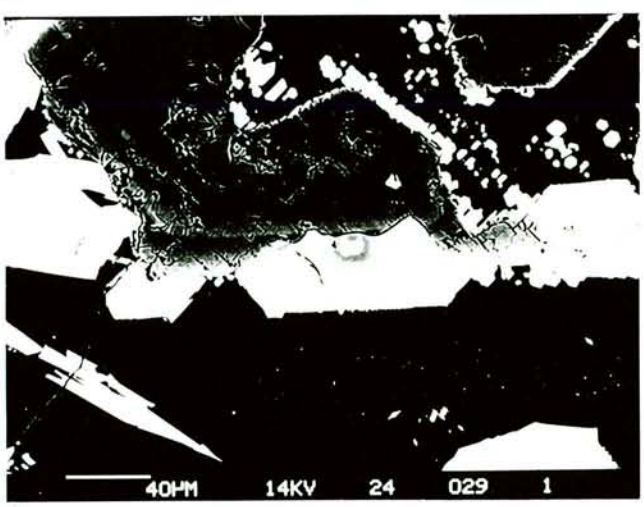
b


100UM 14KV 24 034 1

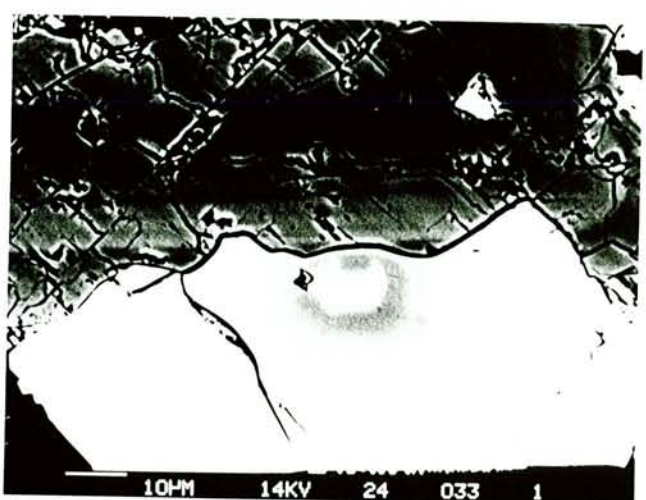
c


200UM 14KV 01 031 1

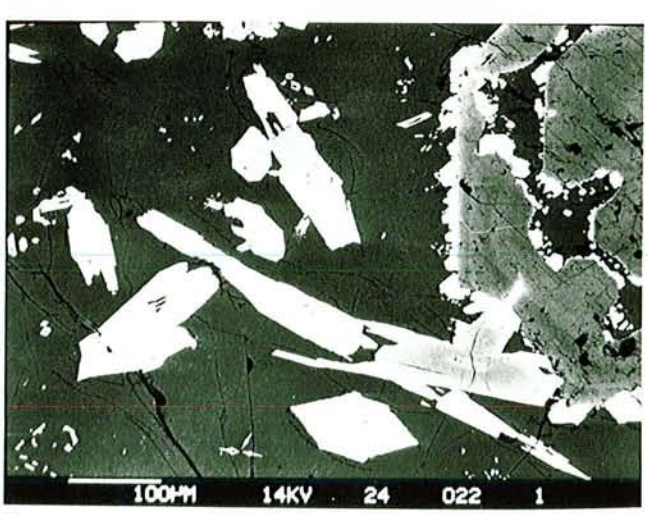
d


40UM 14KV 24 029 1

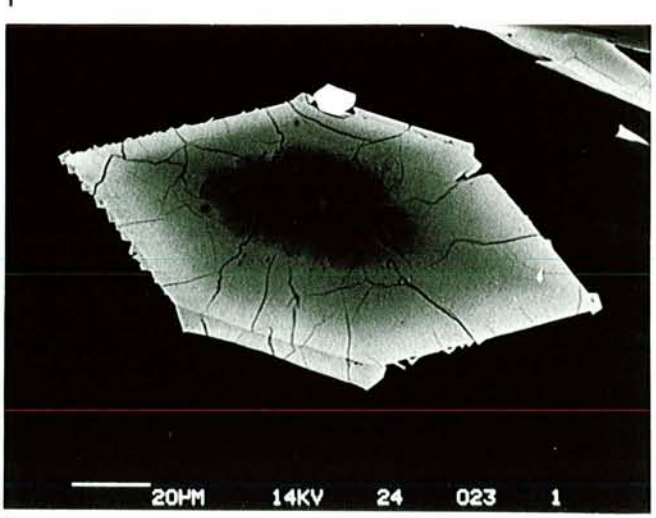
e


10UM 14KV 24 033 1

f


100UM 14KV 24 022 1

g


20UM 14KV 24 023 1

h

DEUXIEME PARTIE

LES MINERALISATIONS ASSOCIEES AUX COMPLEXES MAFIQUES-ULTRAMAFIQUES

DEUXIEME PARTIE

Les minéralisations associées aux complexes basiques - ultrabasiques comportent des concentrations sulfurées dans des séquences cumulatives (gisements de nickel sulfuré) ou dans des laves (amas sulfurés), et des gisements de chromite et de PGE. La nature et l'importance de ces gisements varient selon les types de complexes considérés et au sein de ces complexes.

A l'exception des amas sulfurés liés aux laves, pour lesquels une origine hydrothermale est proposée, la genèse des autres gisements est souvent considérée comme étant plus étroitement liée à la cristallisation des magmas dans le manteau (gisements de chromite des ophiolites) ou dans les cumulats (tout autre gisement).

En effet, s'il semble évident que le stock métal disponible en ce qui concerne Cr, Ni, Cu et les PGE soit d'abord lié à la genèse des magmas, les mécanismes de formation des gisements, par des processus strictement magmatiques, sont plus difficilement perceptibles. Si, par exemple, dans les chromitites ophiolitiques, ces processus peuvent contrôler d'une part la localisation des gisements et d'autre part la composition du minerai, en revanche, certains faits, telles la présence ou non de gisements dans une séquence donnée, la température relativement basse de formation du minerai et la présence de phases hydroxylées et d'inclusions fluides, laissent entrevoir l'existence d'une phase fluide dont le rôle précis reste à déterminer.

Les travaux accomplis sur les différents types de minéralisations et sur leur environnement géologique permettent de dégager quelques critères et/ou mécanismes pouvant contrôler la formation des gisements.

Parmi ces critères, la reconnaissance de magmas à fort potentiel métallogénique semble importante pour la sélection des massifs à explorer. Il en va de même de la détermination des conditions de fS_2 et fO_2 qui contrôlent en partie la solubilité des métaux.

D'autres critères, tels l'âge des complexes, leurs conditions de mise en place et de refroidissement, constituent autant d'arguments pouvant expliquer la présence ou non de gisements.

La première partie discute du potentiel métallogénique des magmas ophiolitiques d'après la répartition des gisements de chromite et des amas sulfurés.

La seconde partie présente des travaux sur les minéralisations de l'Archéen et du Protérozoïque: répartition des amas de nickel sulfuré liés aux komatiites et des minéralisations en PGE des intrusions basiques - ultrabasiques.

CHAPITRE I

LES MINERALISATIONS DES OPHIOLITES

DEUXIEME PARTIE

CHAPITRE 1

Les ophiolites sont réputées stériles en ce qui concerne les concentrations de nickel sulfuré associées aux cumulats: les gisements de nickel n'étant que secondaires et liés aux processus de latéritisation. A l'inverse, les amas sulfurés sont bien connus en domaine ophiolitique, de même que les gisements de chromite mantellique. Les cumulats apparaissent ainsi stériles entre les laves et le manteau plus fertiles.

Par ailleurs, les chromitites peuvent renfermer des concentrations en PGE, essentiellement ceux de la première triade (Ru, Os, Ir); les éléments de la seconde (Rh, Pt et Pd) étant connus dans quelques cumulats ultrabasiques ainsi que dans des minéralisations tardives, ce qui indiquerait que, à l'instar des autres complexes basiques - ultrabasiques, les ophiolites pourraient présenter des concentrations notables en PGE. Une exploration détaillée au niveau des cumulats reste toutefois à effectuer.

Les deux articles présentés dans ce chapitre (Ohnenstetter et al., 1979; Marchal et Ohnenstetter, 1984) développent des guides sur la répartition des gisements de chromite et des amas sulfurés compte tenu de la classification pétrologique des ophiolites.

Les ophiolites de type I sont dépourvues de gisement de chromite par opposition aux ophiolites de type II dont les gisements sont situés dans le manteau et les cumulats. Dans le manteau, les gisements sont profonds à superficiels (zone de transition). La précipitation des chromites serait liée à un processus de réduction (Johan, 1986) lors de l'ouverture du système tectonique.

Un constat a été effectué entre la présence de gisements de chromite et la pauvreté en Cr du liquide des ophiolites de type II et, au contraire, l'absence de gisement et la richesse en Cr du liquide des ophiolites de type I. Les calculs pétrogénétiques effectués lors de l'étude des laves de Chypre montrent que le coefficient de partage de Cr peut être multiplié par 3 lors du fractionnement des cumulats sous pressions partielles d'eau élevées. De même, une fusion hydratée pourrait conduire à l'enrichissement des magmas en Cr et, ceci, d'autant plus que la source aurait été préalablement appauvrie. Ce comportement lié à des fusions partielles incongruentes des pyroxènes dans le manteau (Dickey, 1971) pourrait expliquer: (1) l'enrichissement en Cr des péridotites océaniques résiduelles et (2) l'appauvrissement en Cr de certaines harzburgites, parmi les plus déprimées, ainsi que l'article de Kornprobst et al. (1981) l'a souligné pour les manteaux ophiolitiques de Nouvelle Zélande.

De même, les ophiolites de type I sont dépourvues d'amas sulfurés exploitables à la différence des ophiolites de type II. Dans les ophiolites de type I, les paragenèses des laves et du manteau sont sous-soufrées par rapport à celles des ophiolites de type II. Ceci pourrait également avoir une incidence sur la répartition des éléments nobles dans les magmas des océans et des arcs insulaires immatures. En effet, les travaux préliminaires effectués sur les péridotites du Cap Corse confortent l'hypothèse d'une faible fS_2 lors de la formation des sulfures disséminés qui précède celle des minéraux du groupe du platine (alliages, tellurures, composés intermétalliques) (Ohnenstetter, 1989).

in Facteurs contrôlant les minéralisations sulfurées de nickel

Mémoire du B R G M n° 97 Achevé d'imprimer en Août 1979

IV — La diversité des ophiolites : importance de la nature du fractionnement et conséquences métallogéniques,

par D. OHNENSTETTER, M. OHNENSTETTER, A. PAUPY et G. ROCCI *

Résumé

Les séquences ophiolitiques de Corse et du Vourinos, respectivement caractéristiques des types I et II de la classification proposée pour les ophiolites de Méditerranée sont comparées. Une attention particulière est portée au rôle joué par les cumulats. Il apparaît que le comportement des liquides en surface est conditionné par la succession des cumulats et aussi par le mode de fractionnement dans les zones de basses pressions.

Les roches grenues de Corse résultent de cristallisations proches de l'équilibre ce qui est en accord avec les textures d'adcumulats tandis que celles du Vourinos résultent de cristallisations fractionnées plus ou moins parfaites. Par ailleurs, en Corse, des phénomènes d'immiscibilité ont pu modifier la nature des liquides en fin d'évolution pour leur faire franchir le plan critique de sursaturation.

Ces études montrent également que les magmas arrivant dans les chambres magmatiques situées à faible profondeur présentent des caractères géochimiques distincts qui ne peuvent avoir été acquis que dans des zones de hautes pressions. En particulier, un modèle à plusieurs stades est nécessaire dans le cas du Vourinos pour expliquer les faibles concentrations d'éléments incompatibles, d'alcalins, de chrome et de nickel, dans des liquides sursaturés. Des environnements géotectoniques différents : ride médio-océanique, arc ou mer marginale caractérisés par des conditions thermodynamiques particulières sont à l'origine de la dualité des ophiolites.

La potentialité métallogénique des ophiolites est liée à leur classification. Dans les ophiolites de type I (Corse), il n'y a pas de gisement de chromite et les amas sulfurés sont sous-soufrés et de faible extension. Ces caractères stériles sont liés aux propriétés physico-chimiques du magma tholéïtique à olivine : forte activité de FeO, et faibles fugacités d'oxygène et de soufre. Dans les ophiolites de type II (Chypre), les gisements de chromite et les amas sulfurés sur-soufrés sont liés à l'existence d'un magma sursaturé en silice (tholéïte à quartz) présentant une faible activité de FeO, et de fortes fugacités de soufre et d'oxygène.

Étant donné l'étroite analogie entre les ophiolites de type I et les roches des rides médio-océaniques, la probabilité de trouver des gisements importants dans la croûte océanique est faible. A l'inverse, la métallogénie des ophiolites de type II s'apparenterait à celle d'un environnement d'arc insulaire.

Abstract

The ophiolites of Corsica and Vourinos, respectively representative of types I and II of the classification of the Mediterranean ophiolites are compared. A special attention has been brought on the cumulates. The evolution of the basalts may be explained by the cumulate sequence and the nature of the fractionation under near surface conditions.

In Corsica, equilibrium crystallization may be involved to explain major element variations and the concentration of incompatible elements in the residual liquids. In the opposite, for the Vourinos ophiolites, more perfect fractional crystallization may be envisaged. Moreover, in Corsica, immiscibility phenomenon may have occurred at the end of the magmatic evolution to permit the liquid to cross over the thermal barrier of the low pressure divide.

Besides these low pressure processes, some of the chemical features of the basaltic liquids have been got at higher pressures. For the Vourinos, several stages of magma formation are needed to explain the low concentration of incompatible elements, alkalis, nickel and chromium in a sursaturated magma. Different geotectonical environments, caracterized by peculiar thermodynamic conditions, may be envisaged for generating the two types of ophiolites.

The metallogeny of the ophiolite complexes may be easily related to the duality of ophiolites.

In the type I (Corsica), there is a lack of chromite deposit and the volcanogenic sulphides are sulfur poor. These characteristics are linked to the physico-chemical constraints of the olivine-tholeiite magma : high FeO activity, low oxygen and sulphur fugacities.

In the type II (Cyprus), chromitites and sulphides deposits of economic interest may appear in a silica saturated magma (quartz tholeiite) showing low iron activity and high oxygen and sulphur fugacities.

As type I ophiolites and Mid Ocean ridges exhibit a close resemblance, it appears that important ore deposits are probably lacking in the oceanic crust. In the opposite, the metallogeny of type II ophiolite may be generated in an island arc setting.

* Université Nancy I, Laboratoire de pétrologie, c.o 140, 54037 Nancy Cedex.

Introduction

On considère volontiers que les ophiolites représentent des fragments de croûte océanique incorporés au continent lors de la collision des plaques. Cependant, en dépit des mobilisations secondaires, les divergences portant sur la distribution des éléments majeurs et traces ont été jugées suffisamment importantes pour proposer l'hypothèse de la création d'ophiolites dans d'autres contextes géotectoniques : arcs, bassins marginaux. Ainsi en est-il du Troodos qui a d'abord été considéré comme preuve évidente d'une zone d'accrétion médio-océanique (GASS I. G., 1968; MOORES E. M. et VINE J. F., 1971) et ensuite imaginé dans un contexte d'arc insulaire (MIYASHIRO A., 1973). Les variations dans la composition chimique des basaltes permettent de classer les ophiolites et de les situer dans des environnements géotectoniques particuliers (MIYASHIRO A., 1975; OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M., 1975, 1976; PEARCE J. A., 1975).

En Méditerranée, il a été distingué deux types d'ophiolites dont l'un, le type I, ressemble étroitement aux rides médio-océaniques : Corse (1), Alpes et Apennins et l'autre, le type II, regroupe des ophiolites plus orientales telles Chypre ou le Vourinos (ROCCI G. et *al.*, 1975).

La dualité des ophiolites doit être expliquée par le concours d'un ou de plusieurs facteurs : variation dans les mécanismes de la cristallisation fractionnée à partir d'un même magma ou non, variations dans la profondeur et le pourcentage de fusion partielle à partir d'une source identique ou non. La géochimie des basaltes étant en grande partie contrôlée par la nature des solides associés (BECCALUVA L. et *al.*, 1977), les variations minéralogiques et géochimiques des cumulats seront en particulier étudiées pour définir le mode de fractionnement et son incidence sur le comportement des liquides résiduels (O'HARA M. J., 1977). Parmi les ophiolites, celles de Corse et du Vourinos, respectivement caractéristiques des types I et II ont été choisies pour mener à bien cette étude.

Cette dualité se retrouve au niveau des potentialités métallogéniques. Les gisements de chromite et les amas sulfurés sont importants dans les ophiolites de type II alors que le type I est relativement stérile.

Rappel de la constitution des deux séquences ophiolitiques

Les ophiolites de Corse et du Vourinos sont antétithoniques d'après l'âge des sédiments associés aux laves et d'après des datations géochronologiques. En Corse, dans la zone du Piémont des Alpes occidentales, les fragments des ophiolites (ROUTHIER P., 1946; NETELBEEK T. A. F., 1951; GUILLOU J. J. et *al.*, 1962; FRANCONI A., 1967; PETERLONGO J. M., 1968; OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M., 1975) sont tectoniquement inclus dans les schistes lustrés. Ces écailles ont été diversement affectées par de nombreux événements métamorphiques que l'on peut rattacher successivement au métamorphisme océanique, à une zone de subduction et à l'orogenèse alpine (OHNENSTETTER D. et *al.*, 1976).

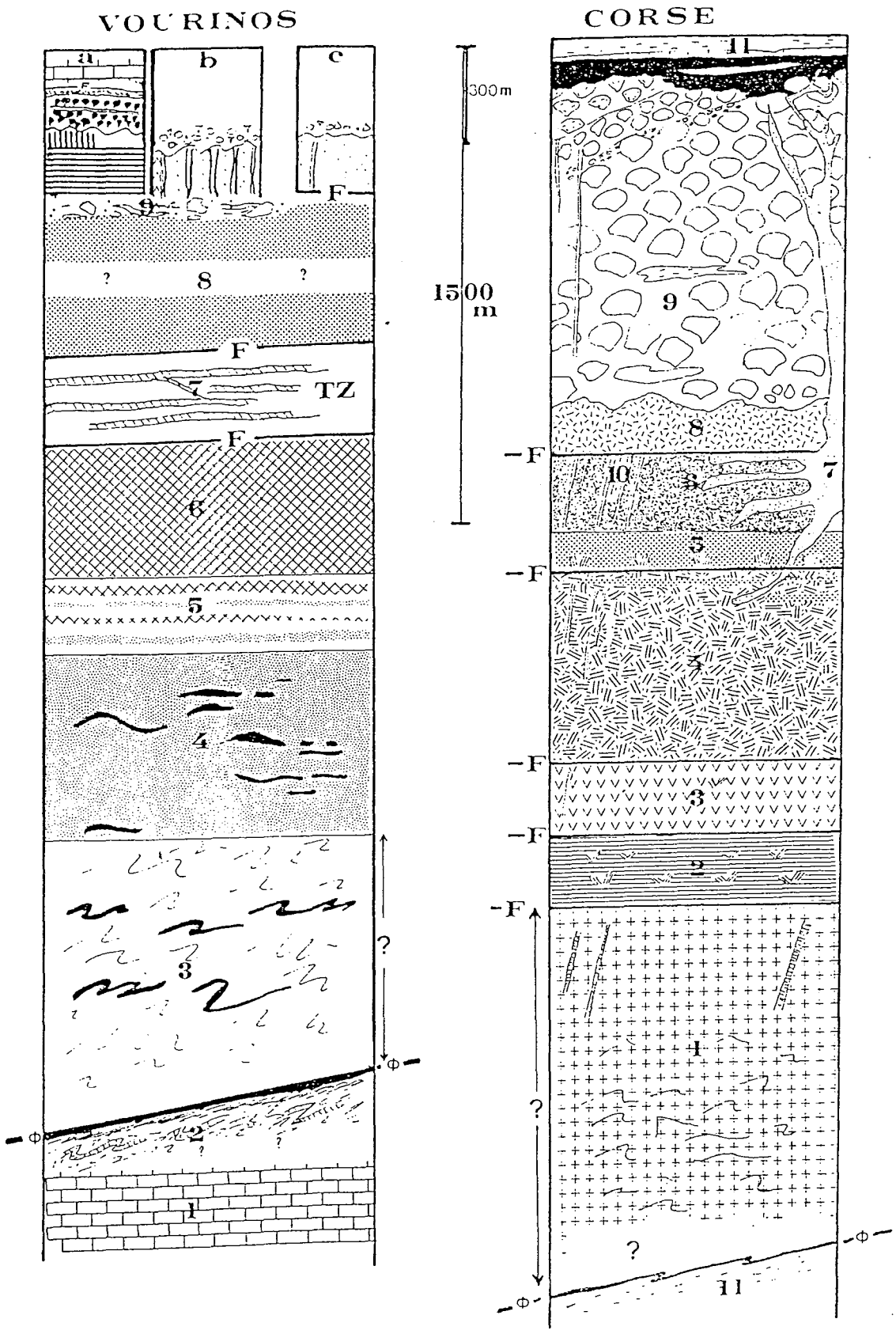
Dans le système hellénique — dinarique, le complexe ophiolitique du Vourinos (BRUNN J. H., 1955, MOORES E. M., 1969; PAUPY A., 1976) chevauche la bordure

(1) La séquence ophiolitique corse a été reconstituée à partir des massifs de l'Inzecca, de la Casaluna, de Farinole et de Monte Piano Maggiore (cf. OHNENSTETTER D. et M. 1975)

FIG. 1 Logs schématiques des ophiolites du Vourinos et de Corse

Les successions de roches, de bas en haut, sont constituées dans le cas du Vourinos de : 1. Carbonates du Trias au Jurassique. 2 « Mélange » : serpentinites, schistes amphiboliques et niveaux marmoréens plissés; 3 Harzburgites « tectonites » et chromitites. 4 Dunites et chromitites. 5. Unités cycliques de dunites, wehrlites, clinopyroxénites avec ou sans olivine. 6 Unités cycliques de clinopyroxénites à olivine ou à plagioclase; 7 Zone de transition (TZ) Dykes de webstérites dans des dunites serpentinisées. 8 Gabbros inférieurs et supérieurs; 9. Brèches magmatiques de gabbrodiorites. 10. *a*) Colline de Krapa : sills accompagnés de quelques dykes, laves en coulées massives ou en coussins, radiolarites et calcaires éocrétacés; *b*) Asprokambo : complexe filonien d'Asprokambo intrusif dans des diorites et des diorites quartziques, conglomérat néogène; *c*) Plagiogranites de Mandania recouverts du conglomérat néogène

Dans le cas de la Corse 1 Péridotites évoluant de harzburgites à des lherzolites à spinelle et/ou à plagioclase Ces péridotites sont parfois faiblement tectonisées Des filons de gabbros, souvent rodinginitisés, sont présents dans l'unité ultramafique. 2 Zone de transition composée de troctolites, d'allivalites, d'anorthosites, de gabbros à olivine et de péridotites plagifères. 3. Allivalites et troctolites. 4 Euphotides. 5 Gabbros intermédiaires. 6 Ferrogabbros. 7 Albitites. 8 Dolérites massives. 9 Laves en coussins variolitiques, aphanitiques porphyriques associées à des hyaloclastites et à des brèches volcaniques 10. Filons diabasiques. 11 Série sédimentaire de l'Inzecca débutant par des radiolarites


VOURINOS
a
b
c
F
9
?
8
?
F
TZ
F
6
5
4
3
?
Φ
Φ
2
?
1
CORSE
300m
1500 m
11
9
8
F
10
7
5
F
3
F
3
F
2
F
1
?
?
Φ
Φ
11

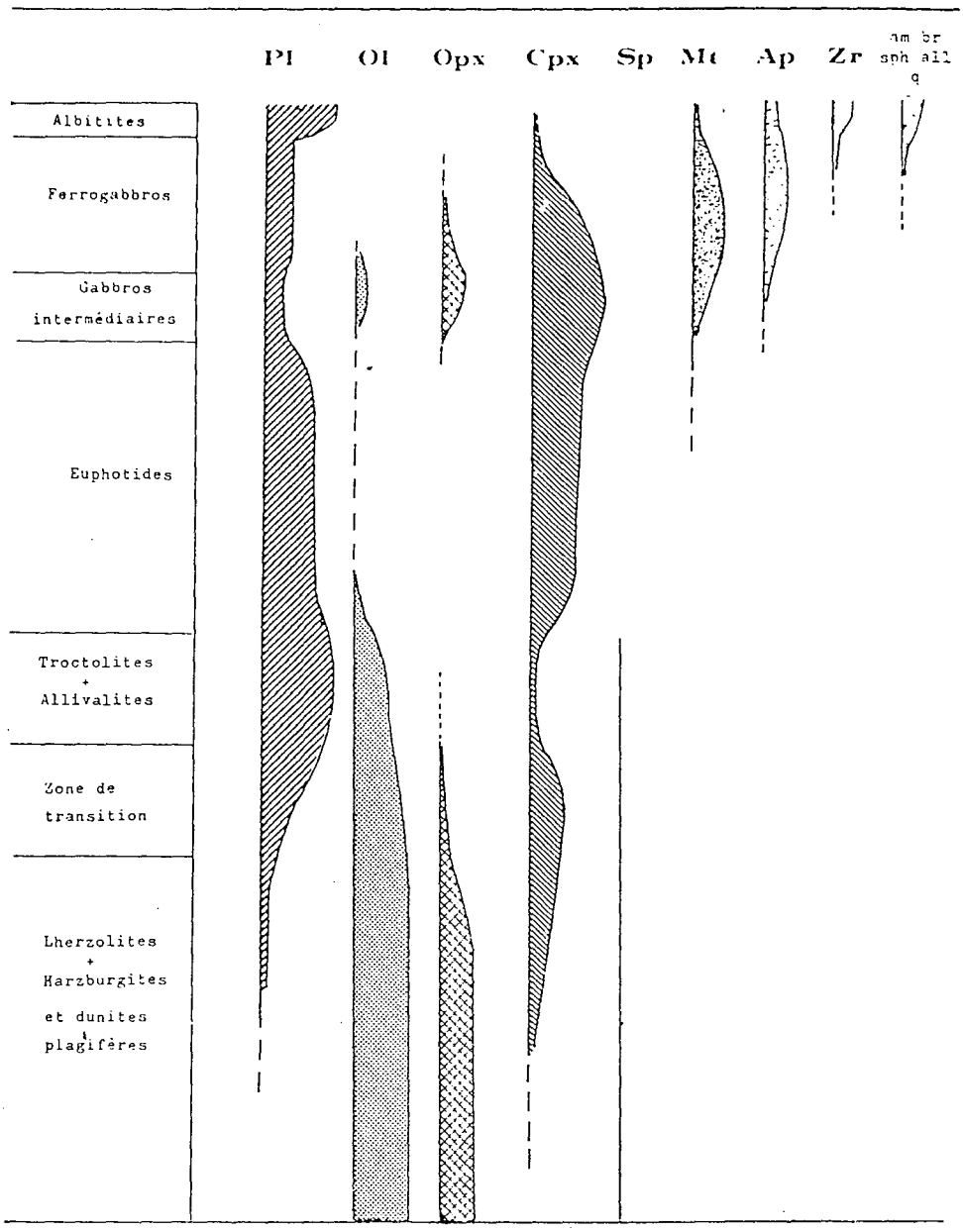


FIG 2. - Ordre de cristallisation des cumulats de Corse.

Abréviations des principaux minéraux : pl. : plagioclases, ol. : olivines, opx. : orthopyroxènes, cpx. : clinopyroxènes, sp : spinelles, cr. : chromites, mt : magnétites, am. : amphiboles, am.br. : amphiboles brunes, ap. : apatites, bi. : biotites, q. : quartz, sph. : sphènes, all : allanites.

occidentale de la zone pélagonienne. Les termes de base, c'est-à-dire les péridotites, reposent sur des amphibolites déformées et sur un « mélange » tectonique. Un métamorphisme de faciès schiste vert affecte ces ophiolites.

Ces deux complexes correspondent à la définition de STEINMANN en cela qu'ils comprennent de bas en haut des péridotites, des gabbros et des laves. Néanmoins si l'on juxtapose les deux logs lithologiques reconstitués, des différences apparaissent dans la composition des principaux termes (fig. 1).

1 — Les péridotites

Elles offrent des caractères profondément différents quant à leur nature et à leur déformation. Si l'on se réfère à la composition de ces roches on peut classer les péridotites de Corse et celles du Vourinos respectivement dans les sous-types lherzolitiques et harzburgitiques de T. P. THAYER (1972).

Dans le Vourinos, comme c'est le cas dans la plupart des

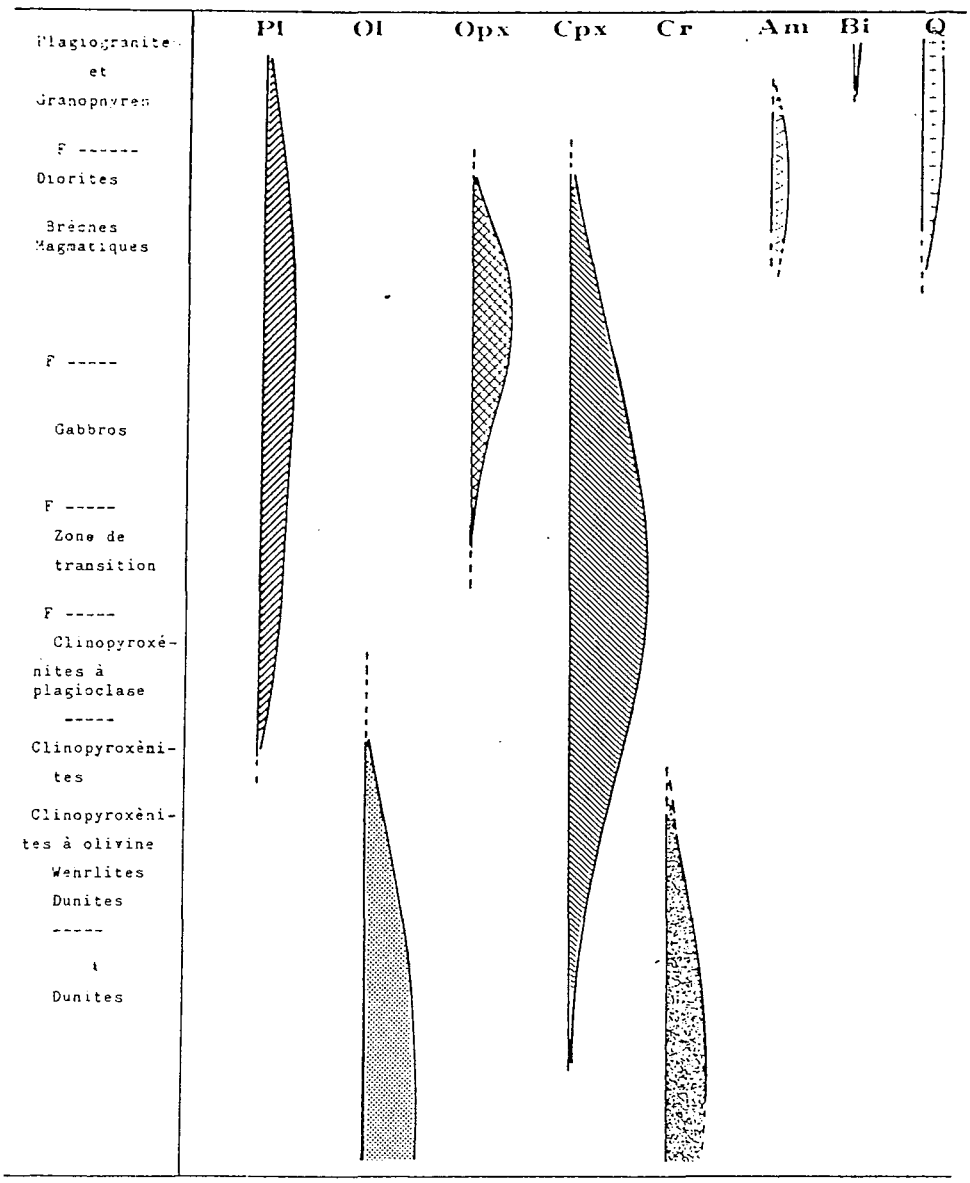


FIG. 3. — Ordre de cristallisation des cumulats du Vourinos.
Abréviations des principaux minéraux : (voir fig. 2).

ophiolites, les harzburgites possèdent des textures protoclastiques caractérisées par une forte fabrique (MOORES E. M., 1969). Ces harzburgites et les roches qui les accompagnent : dunites et chromitites, constitueraient le matériel réfractaire issu de la fusion d'un manteau pyrolitique. Une section composite de cumulats péridotitiques les recouvre. Dans les 24 unités cycliques reconnues (JACKSON D. E. et *al.*, 1975), le plan du rubanement et de la lamination ignée des olivines est parallèle au plan de foliation des tectonites ou forme un angle très faible avec celui-ci.

En Corse, les péridotites essentiellement lherzolitiques sont alumineuses. Des variations graduelles dans la proportion du clinopyroxène rendent compte de la transition entre harzburgite et lherzolite. Spinelle et plagioclase sont souvent présents ensemble ou séparément. Quelques péridotites possèdent des textures porphyroclastiques et granuloblastiques caractéristiques des tectonites. Péridotites à texture de cumulats et péridotites tectonisées qui sont étroitement associées sur le terrain, comme dans le massif de Monte Maggiore, ont fait suggérer que les secondes étaient issues de la déformation des premières et qu'il

s'agissait donc de cumulats déformés. Des péridotites plagifères composées essentiellement d'olivine, de plagioclase et de clinopyroxène en proportion variable, ce qui confère à la roche un excellent rubanement, assurent la transition vers les roches grenues gabbroïques.

2 — Les roches grenues basiques

En Corse, la série de roches basiques commence par des troctolites riches en plagioclase dans lesquelles le clinopyroxène est accessoire. De la variation dans la proportion des deux principaux constituants : l'olivine et le plagioclase résultent des niveaux dunitiques et anorthositiques. Lorsque le clinopyroxène (diallage) augmente aux dépens de l'olivine, on obtient des gabbros à olivine et des euphotides (gabbro *S. S.*) qui sont les plus répandus dans la chaîne alpine. Les gabbros intermédiaires où apparaissent l'orthopyroxène et la titanomagnétite assurent la transition entre euphotide et ferrogabbro. L'augite est souvent branchue dans ces roches riches en pyroxène. Les ferrogabbros possèdent, en plus, apatite, sulfures et hornblende brune. Les résidus acides qui recoupent les gabbros supérieurs et les laves sont composés de plagioclases acides zonés, de pyroxène ou d'amphibole sodiques issus de la transformation des pyroxènes et amphiboles magmatiques, de zircon, de quartz et d'allanite.

Dans le Vourinos, les pyroxénites, souvent des clinopyroxénites, constituent la transition entre les péridotites et les gabbros. Dans ces derniers, essentiellement noritiques, le clinopyroxène en intercumulus est transformé en hornblende verte. Dans la zone de brèches magmatiques qui séparent les gabbros des diorites, le quartz et les hornblendes primaires apparaissent tandis que l'orthopyroxène disparaît. Le plagioclase y est en cumulus et en intercumulus. Les différentiats acides, importants en volume, sont composés de diorites quartziques et de granophyres. Dans les diorites, l'interpénétration de quartz et feldspath caractéristique de la texture granophyrique est visible en position interstitielle.

Dans chaque séquence, on peut déduire de la succession des cumulats un ordre de cristallisation (fig. 2 et 3).

En Corse, (fig. 2) les fractionnements du plagioclase et de l'olivine sont très importants à la base des gabbros. Celui du clinopyroxène, d'abord accessoire, devient prépondérant lorsque l'olivine diminue. Le fractionnement des deux pyroxènes atteint un maximum dans les gabbros intermédiaires auquel s'ajoutent dans les ferrogabbros, les fractionnements des apatites et des titanomagnétites. Le quartz est très peu exprimé même dans les différentiats acides.

Bien que dans le Vourinos (fig. 3) il y ait à la base des unités cycliques, on peut néanmoins déduire approximativement le domaine de stabilité des principales phases en cumulus. Olivine et chromite sont les minéraux importants dans les péridotites à texture de cumulat. Dans la zone de transition, les pyroxènes, en particulier le clinopyroxène, dominent tandis que le plagioclase rare apparaît en intercumulus. L'orthopyroxène prépondérant dans les gabbros et à la base des diorites disparaît lorsque l'amphibole et le quartz précipitent. La proportion de quartz augmente ensuite régulièrement jusque dans les termes les plus évolués.

3 — Les termes effusifs

En Corse, les laves très épaisses sont constituées de basaltes en coussins le plus souvent variolitiques, aphyriques et porphyriques, dans lesquels on peut reconnaître des reliquats de plagioclase, d'olivine et de spinelle. Des dolérites massives apparemment intrusives dans les laves en coussins séparent ces dernières des cumulats. Les filons sont rares et présentent les mêmes caractéristiques pétrographiques et géochimiques que les dolérites massives.

Dans le Vourinos, les laves en coussins ou en coulées, les sills et les dykes varient des basaltes aux dacites en passant par des andésites. Les laves et les roches hypabyssales représentent des liquides issus de chambres magmatiques dans lesquelles se sont déposés les cumulats. Les différents stades de fractionnement peuvent être suivis par l'évolution géochimique des liquides ponctionnés et par les assemblages successifs des cumulats. L'évolution des liquides ophiolitiques se fait toujours soit dans le domaine des tholéïtes à olivine, soit dans le domaine des tholéïtes à quartz d'après le diagramme de H. S. YODER et C. E. TILLEY (fig. 4). Dans ce tétraèdre, tous les points sont déplacés vers le pôle sous-saturé en raison de la spilitisation. Néanmoins les points représentatifs des cumulats et des

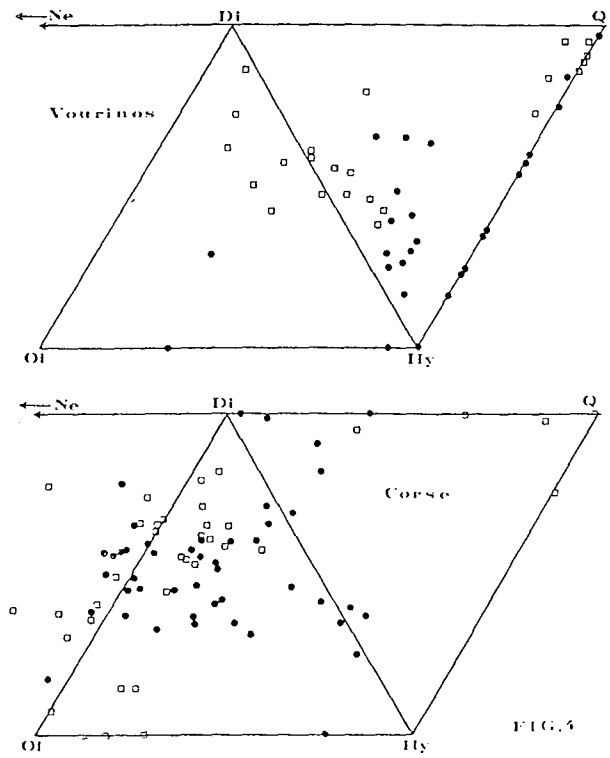


FIG. 4. — Projection d'après le diagramme de H. S. YODER et C. E. TILLEY (1962). Composition de roches exprimée en pourcentage de minéraux normatifs. Carrés : cumulats; points : liquides.

laves de Corse tombent dans le champ des tholéïtes à olivine à l'exception de quelques roches différenciées, ferrodolérites et albitites, qui sont dans le domaine des tholéïtes à quartz. Les liquides et les cumulats gabbroïques du Vourinos se placent essentiellement dans le champ des tholéïtes à quartz. Le magma du Vourinos, à ce stade de son évolution, présentait donc un caractère sursaturé en SiO_2 par rapport à celui de Corse.

Géochimie des cumulats

1 — Évolution chimico-minéralogique des cumulats

a) Variation des éléments

L'évolution des éléments majeurs dans les cumulats peut être suivie sur la figure 5. Certains de ces éléments ont un comportement voisin dans les deux ophiolites : Mg et Ca décroissent au cours de la différenciation dans les niveaux gabbroïques tandis que les alcalins et le titane augmentent. Au contraire la proportion de silice augmente régulièrement dans les cumulats du Vourinos tandis que la teneur en silice des gabbros de Corse est constante sauf au niveau des ferrogabbros où elle montre un minimum et dans les résidus acides où elle est maximum. La courbe de la silice du Vourinos, située pour toutes les valeurs de 100 × FeO/MgO + FeO au-dessus de celle de la Corse, souligne le caractère sursaturé du magma du Vourinos.

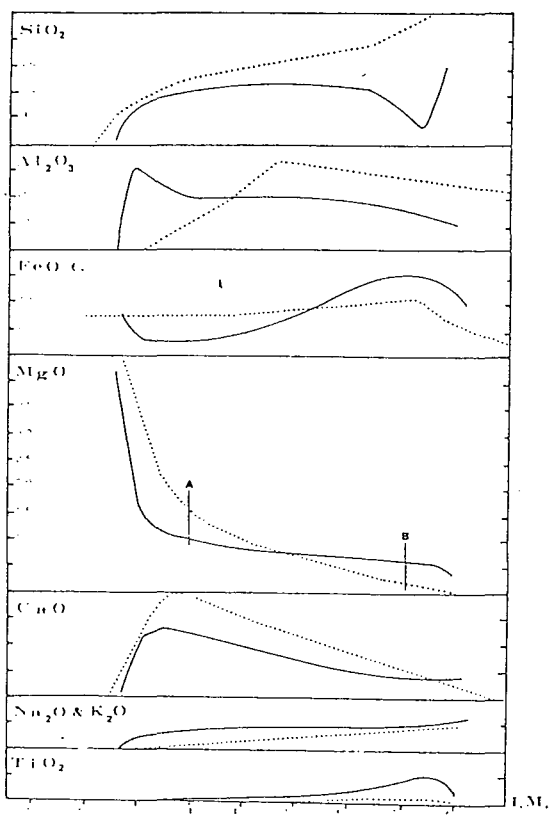


FIG 5 — Variation des éléments majeurs en fonction de l'indice mafique. IM = (100 · FeO total/FeO total + MgO).
En pointillé Vourinos, en trait plein continu : Corse A et B voir le texte

L'alumine augmente brutalement au niveau des troctolites de Corse (20% Al_2O_3), puis décroît régulièrement jusqu'en fin de différenciation. Dans le Vourinos, les variations de l'alumine, plus régulières, montrent un maximum à 100 FeO/FeO + MgO = 48 de telle sorte que les cumulats supérieurs apparaissent relativement enrichis en cet élément. La distribution du calcium dans le Vourinos montre un pic important pour 100 FeO/FeO + MgO = 25. La décroissance du calcium est ensuite régulière jusqu'en fin de différenciation. La courbe du calcium des gabbros de Corse, régulière sur sa plus grande partie, montre néanmoins un fléchissement au niveau des ferrogabbros. Le pourcentage de sodium augmente régulièrement dans les cumulats du Vourinos, de façon plus sensible après 100 FeO/FeO + MgO = 40 lorsque l'alumine commence à décroître. En Corse, les teneurs de sodium apparaissent sensiblement constantes sauf dans les résidus acides où les concentrations peuvent être importantes. Les positions respectives des courbes du calcium et des alcalins pour les deux massifs ou les surfaces délimitées par ces courbes indiquent que les cumulats du Vourinos sont plus riches en calcium et plus pauvres en alcalins que ceux de Corse.

Après les faibles teneurs en fer enregistrées dans les cumulats de base de Corse, l'enrichissement en cet élément au niveau des ferrogabbros est très prononcé et contraste avec l'augmentation régulière du fer, puis sa décroissance dans les gabbros du Vourinos. Dans la série corse, le titane, comme le fer, montre un net maximum au niveau des ferrogabbros. Les concentrations de titane dans le Vourinos sont toujours inférieures à celles de la Corse.

b) Contrôle minéralogique de l'évolution

Si l'on considère l'ordre de cristallisation et la proportion des phases en cumulus dans les deux séquences ophiolitiques ainsi que l'évolution des éléments majeurs, on constate que les divergences observées quant à l'amplitude et la position des maxima s'expliquent par la précipitation de certains minéraux. Ainsi dans la série corse, le pic de l'alumine au début de la différenciation est dû à la précipitation massive des plagioclases abondants dans les troctolites et les anorthosites. De même, le maximum de calcium dans les roches peu différenciées du Vourinos s'explique par la cristallisation importante des clinopyroxènes. Des teneurs plus importantes de calcium dans le magma du Vourinos, entraînant un rapport

$CaO/CaO + Al_2O_3$ plus élevé que dans celui de Corse auraient favorisé la cristallisation du clinopyroxène aux dépens du plagioclase dans le Vourinos (IRVINE T. N., 1970).

Le comportement de ces deux éléments souligne les caractères respectifs des zones de transition troctolitique de Corse et clinopyroxénitique du Vourinos. La partie ascendante de la courbe de l'alumine dans le Vourinos peut être reliée à l'augmentation des plagioclases dans les cumulats tandis que la partie descendante serait due au fractionnement des plagioclases de plus en plus sodiques comme la répartition du sodium semble l'indiquer. En Corse, l'augmentation en fer et en titane couplée avec la décroissance de la silice au niveau des ferrogabbros est due à la précipitation massive des minéraux opaques. Dans le massif du Vourinos, l'augmentation sensible de Na et K dans les granophyres (non visible sur ce diagramme) peut être liée à la cristallisation des amphiboles (CAWTHORN R. G., 1976). Celles-ci n'apparaissent plus dès que les teneurs de calcium sont inférieures à 2% (CAWTHORN R. G., *op. cit.*).

c) Caractérisation des deux évolutions à l'aide du diagramme de M. BESSON et M. FONTEILLES (1974).

L'importance de la nature, de la proportion et de l'association des phases qui précipitent sur le comportement des éléments majeurs peut être mieux saisie dans le triangle de M. BESSON et M. FONTEILLES (1974) (fig. 6) où ont été reportées des lignées tholéïtiques et calco-alcalines de référence des cumulats gabbroïques. Le report des points des gabbros de Corse et du Vourinos se fait respectivement sur les lignées tholéïtique et calco-alcaline. L'évolution vers des termes riches en fer avec un rapport Al_2O_3/MgO presque constant est visible dans le cas de la Corse tandis que l'évolution vers un pôle alumineux dans le cas du Vourinos y apparaît nettement. Dans ce massif, il existe une continuité entre les gabbros et diorites d'une part et les termes acides granophyriques d'autre part. A l'opposé, entre les ferrogabbros de Corse et les granites albitiques, il existe un vide. Sur ce diagramme où sont également reportées les péridotites des deux massifs, le caractère réfractaire des harzburgites du Vourinos et celui moins appauvri en CaO et Al_2O_3 des lherzolites de Corse apparaissent également.

2 — Nature du fractionnement

Sur la figure 5, lorsque les éléments majeurs évoluent dans le même sens, les pentes des courbes représentatives de la Corse et du Vourinos pour un même élément ne sont pas identiques. Les courbes de SiO_2, de MgO et dans une moindre mesure Al_2O_3 sont faiblement pentées pour les gabbros de Corse à l'opposé de celles du Vourinos. D'une

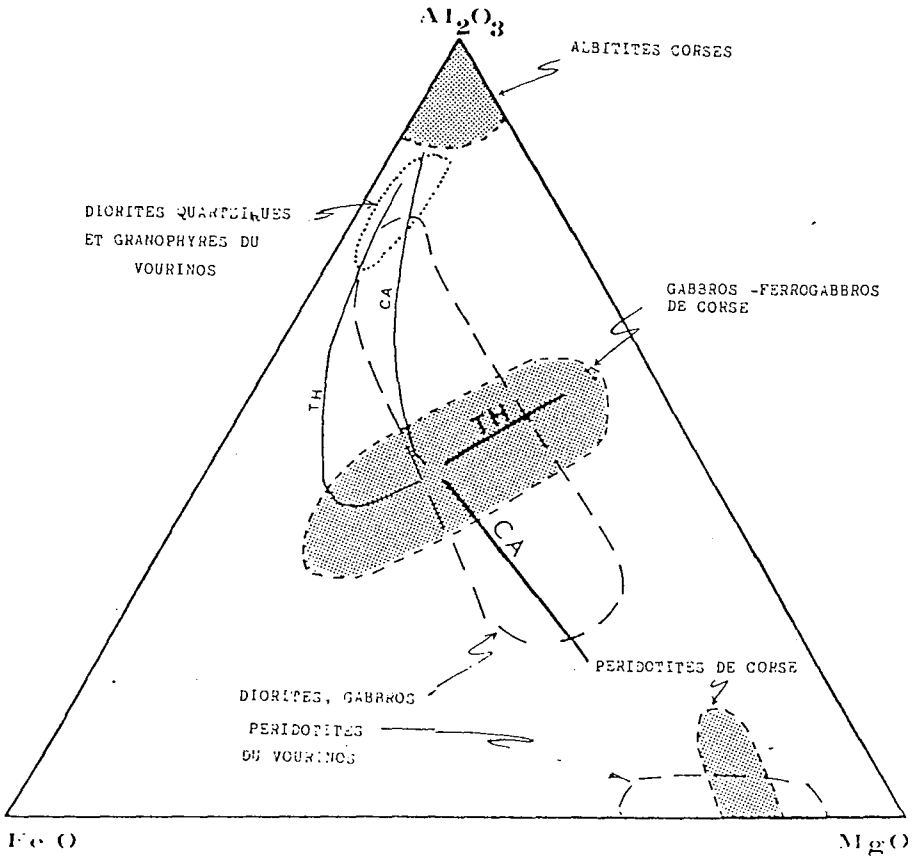


FIG. 6. — Diagramme Al_2O_3 — FeO total — MgO. CA = lignée calco-alcaline; TH = lignée tholéïtique de référence.

manière plus générale, les courbes de variation du Vourinos, tout en étant plus régulières sont aussi plus pentées que celles de Corse, ce qui les conduit dans le cas de MgO et de CaO à atteindre l'axe des abscisses.

Considérons par exemple les courbes de variation de MgO aux points A et B. En A, les minéraux mafiques du Vourinos contiennent plus de MgO que ceux de Corse alors qu'en B la situation est inverse. Dans le Vourinos, tout se passe comme s'il y avait un retrait successif des minéraux formés pour appauvrir rapidement le liquide résiduel en MgO. Dès lors, en fin de différenciation B, les minéraux mafiques qui cristallisent sont pauvres en MgO pour être en équilibre avec un liquide lui-même appauvri en cet élément. Cette évolution est caractéristique d'une cristallisation fractionnée plus ou moins parfaite. Inversement, dans le cas de la Corse, tout se passe comme s'il y avait un réajustement constant de la composition des phases mafiques au contact du liquide, de telle sorte qu'en fin de différenciation B, la concentration de MgO dans le liquide soit relativement importante; la formation de ces cumulats présente donc des caractéristiques de cristallisation à l'équilibre.

Par ailleurs, la précipitation précoce du feldspath dans les cumulats de Corse ne contribue pas à appauvrir le liquide en MgO.

On peut de même considérer les courbes d'évolution du calcium. Celle du Vourinos, régulièrement pentée à partir de I M = 25 et atteignant l'axe des abscisses, résulte probablement d'un processus de cristallisation fractionnée. La courbe évolutive de Corse pour I M compris approximativement entre 25 et 55 possède une pente assez forte bien qu'inférieure à celle du Vourinos. Il existe une similitude d'évolution du calcium et du magnésium dans le cas du Vourinos que l'on ne retrouve pas en Corse. Pour I M compris entre 25 et 55, à des diminutions importantes de CaO ne correspondent pas des variations importantes de MgO. De ce fait, si l'on prolonge la partie pentée de la courbe du calcium, on devrait obtenir en fin de différenciation des minéraux mafiques relativement riches en MgO, coexistant avec des plagioclases riches en Na_2O. Tel n'est pas le cas car CaO ne diminuant que peu ou plus à partir de I M = 60, la pente devient très faible et la courbe recoupe alors celle du Vourinos (cf. paragraphe 3).

Lors de la différenciation magmatique, FeO/MgO varie de 0,2 à 2,5 dans les cumulats de Corse et les liquides correspondants tandis que I M varie de 17 à 80. Les éléments incompatibles sont fortement concentrés en fin de différenciation (OHNENSTETTER D. et *al.*, 1975; BECCALUVA L. et *al.*, 1977). A l'opposé, le rapport FeO/MgO varie de 0 à 5 dans les termes effusifs et les cumulats du Vourinos et I M est compris entre 10 et 90 (BEBIEN J. et *al.*, 1975; PAUPY A., 1977). Le titane est faiblement concentré en fin de différenciation. Par ailleurs, la variation de la composition des minéraux dans le cas de la Corse est plus lente que dans les cumulats du Vourinos. Selon M. J. O'HARA (1977), lors d'une cristallisation à l'équilibre, la concentration des éléments incompatibles dans les liquides se fait pour de faibles variations de FeO/MgO tandis qu'au cours d'une cristallisation fractionnée parfaite, le rapport FeO/MgO augmente rapidement et la concentration des éléments incompatibles dans les liquides résiduels reste faible et inférieure à celles obtenues par le mécanisme précédent. Les évolutions magmatiques de Corse et du Vourinos sont de ce point de vue respectivement caractéristiques de cristallisation à l'équilibre et de cristallisation fractionnée.

Il s'ensuit que les textures des cumulats et par suite les conditions de formation qu'elles traduisent doivent être en accord avec les processus magmatiques envisagés. En Corse, l'abondance des adcumulats qui impliquent l'existence de phénomène de diffusion entre solide et liquide pour modifier leur composition respective et éliminer les fluides interstitiels (OHNENSTETTER D. et *al.*, 1975) est en accord avec un mécanisme de cristallisation à l'équilibre. Les cumulats du Vourinos qui possèdent des minéraux zonés et des phases en position interstitielle sont plus caractéristiques d'un processus de cristallisation fractionnée. De plus, l'existence de courants importants et continus, en favorisant le dépôt des minéraux donc leur recouvrement rapide, a permis l'isolement des cumulats formés et le piégeage des liquides interstitiels. Au contraire, en Corse, l'absence de courant continu, en ralentissant la formation des cumulats, a augmenté la durée des échanges entre minéraux précipités et liquide.

3 — Immiscibilité en fin de certaines différenciations

Les liquides et les cumulats gabbroïques ont été reportés dans le triangle

$$SiO_2 — CaO + MgO + FeO + TiO_2 — Al_2O_3 + K_2O + Na_2O$$

(fig. 7 et 8), qui est utilisé pour étudier le comportement des liquides en fin de différenciation (WEIBLEN P. N. et ROEDDER E., 1973; NAKAMURA Y., 1974; McBIRNEY A. R. et NAKAMURA Y., 1974; McBIRNEY A. R., 1975).

Dans ce diagramme, les points représentatifs des roches de la Corse ne tombent jamais dans le champ des deux liquides immiscibles. La droite rejoignant les troctolites aux euphotides s'oriente vers le pôle alumineux du triangle et rejoint la courbe de séparation du domaine à deux liquides. Les basaltes suivent la même évolution, montrant un appauvrissement relatif en alumine au cours de la différenciation. Les ferrogabbros et les albitites se placent de part et d'autre de cette enveloppe.

A la différence des gabbros de Corse, quelques cumulats du Vourinos sont dans le champ de démixion. La courbe caractéristique de l'évolution de ces cumulats commence près de la droite $SiO_2 — CaO + FeO - MgO + TiO_2$, évolue à SiO_2 constant tandis qu'Al_2O_3 augmente en passant par le domaine d'immiscibilité. Une fois sortie de ce champ, elle change de direction pour se rapprocher du pôle riche en silice. Les liquides du Vourinos ne tombent pas dans ce domaine. La courbe de différenciation a cependant les mêmes caractères que celles des cumulats supérieurs associés.

L'évolution géochimique des cumulats et des liquides de Corse apparaît encore fort différente de celle du Vourinos et peut être modifiée en fin de différenciation par un phénomène d'immiscibilité. En effet, lorsque la courbe d'évolution du liquide recoupe le champ de démixion, on

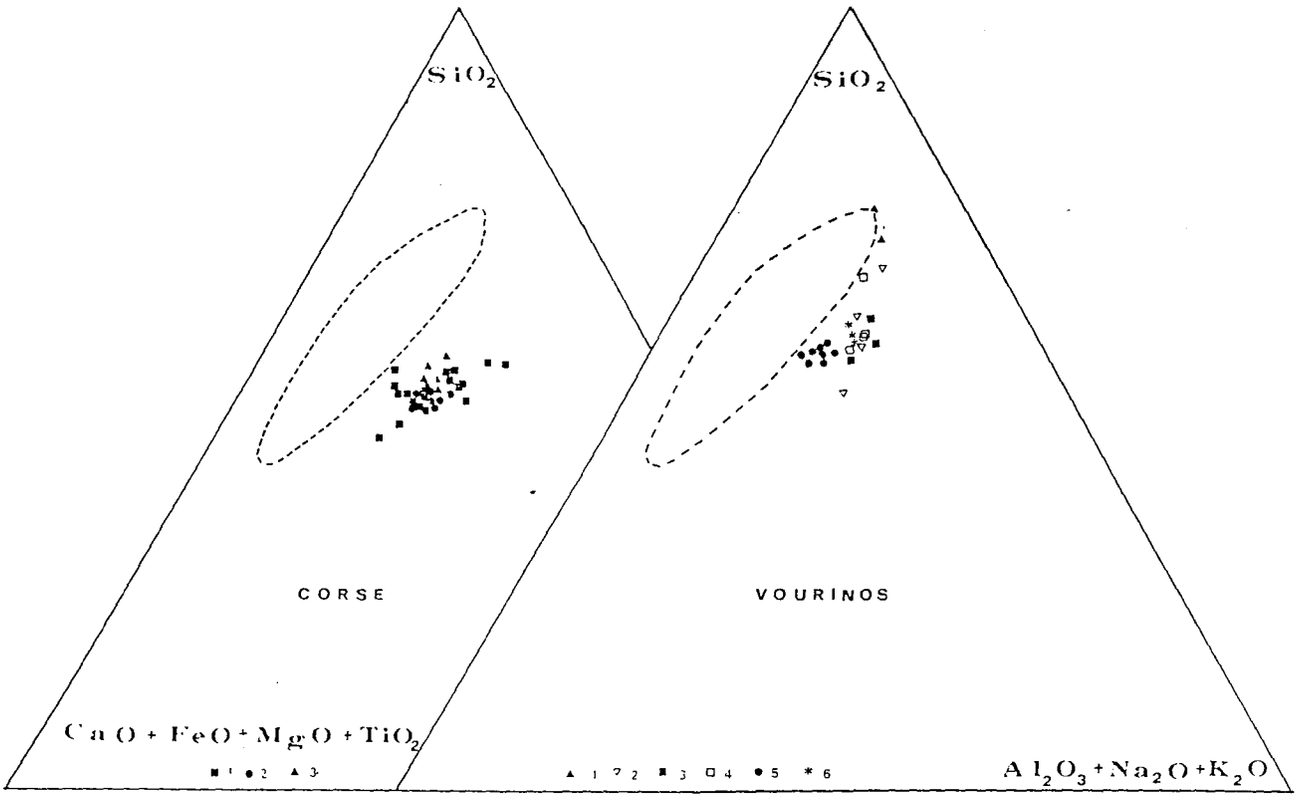


FIG. 7 — Diagramme SiO_2-Al_2O_3 + Na_2O + K_2O-CaO + FeO total + MgO + TiO_2 pour les liquides.
En pointillé, domaine d'immiscibilité de deux liquides d'après J. W. GREIG (1927) et E. ROEDDER (1951).
Corse : 1 = laves, 2 = dolérites, 3 = filons diabasiques. Vourinos : 1 = dacites, 2 = sills, 3 = laves massives, 4 = laves en coussins, 5 = basaltes, 6 = filons de basaltes, d'andésites basaltiques et de dacites.

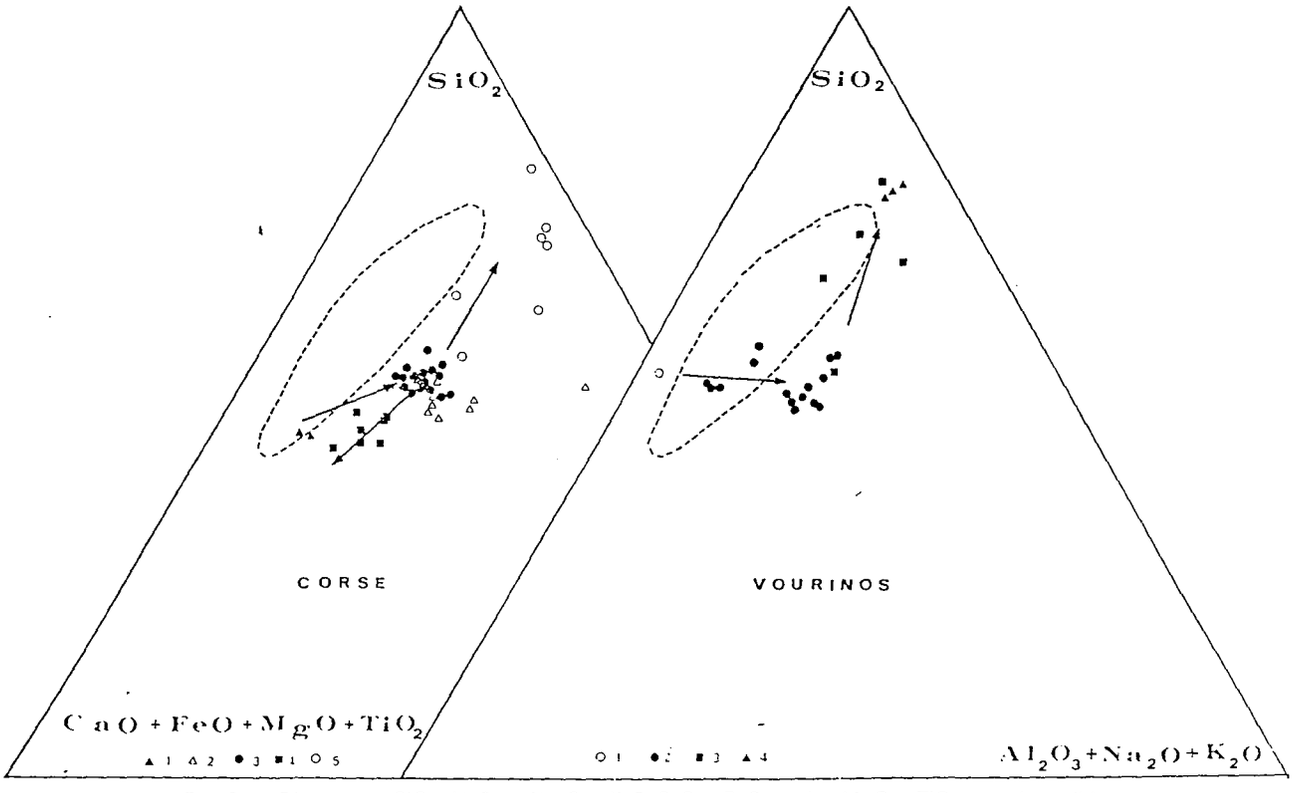


FIG. 8 — Diagramme SiO_2-Al_2O_3 + Na_2O + K_2O-CaO - FeO total + MgO + TiO_2 pour les solides.
Corse : 1 = dunites plagifères de l'unité 3, 2 = troctolites, 3 = euphotides, 4 = ferrogabbros, 5 = roches acides dont les albitites. Vourinos : 1 = webstérite, 2 = gabbros et norites, 3 = diorites, 4 = granophyres.

peut supposer que deux liquides se forment, l'un pauvre en silice et sodium mais riche en fer, titane et phosphore et l'autre pauvre en ces éléments mais riche en silicium et sodium (le potassium étant toujours faible). Une telle hypothèse peut rendre compte du gisement des roches acides, de la distribution bimodale des ferrogabbros et des albitites, de l'existence du « trou » dans le diagramme de la figure 6, et du franchissement du plan critique de saturation par les derniers liquides. De plus ce mécanisme pourrait expliquer le fléchissement de la courbe du calcium observé sur la figure 5. En effet, la séparation d'un liquide riche en sodium à partir du magma l'appauvrit d'autant en cet élément. Les plagioclases qui y cristallisent sont alors relativement calciques et réduisent ainsi la pente de la courbe de CaO.

Dans le Vourinos, les cumulats qui tombent dans le domaine théorique d'immiscibilité indiquent que les conditions thermodynamiques n'étaient pas favorables, en particulier la température était peut-être trop élevée, pour qu'il y ait immiscibilité. On peut néanmoins constater qu'à partir du point d'inflexion les termes effusifs qui sont toujours en dehors du domaine des deux liquides en suivent néanmoins l'enveloppe.

Métallogénie des ophiolites

1 — Les gisements de chromite

T. P. THAYER (1972) a remarqué que le sous-type harzburgitique contient des chromites podiformes tandis que le sous-type lherzolitique n'en possède pas. Dans la classification des ophiolites en deux groupes, G. ROCCI et *al.* (1975) constatent la même distribution. Néanmoins, P. ROUTHIER (1963) avait déjà remarqué la présence de chromite dans les ophiolites de Yougoslavie, de Grèce, de Turquie et d'Iran, et leur absence dans celles de l'ensemble alpin s. s.

Au sein des ophiolites de type II, les chromitites peuvent occuper deux niveaux stratigraphiques (COLEMAN R. G., 1977) :

— soit dans les péridotites tectonisées : Vourinos (MOORES E. M., 1969), Turquie (VAN DER KAADEN G., 1970),

— soit près du contact péridotite-gabbros : Oman (GREENWOOD J. E. W. et LONEY P. E., 1968), Camaguey (Cuba) (FLINT D. E. et *al.*, 1948; THAYER T. P., 1964).

En fait dans ces ophiolites, la plupart des gisements de chromite importants sont associés aux dunites comme c'est le cas à Chypre, en Turquie et en Iran plutôt qu'aux harzburgites et pyroxénites.

En considérant que les harzburgites et dunites représentent le manteau supérieur appauvri, résidu de la fusion partielle d'une péridotite mantellaire, on a attribué aux chromitites qui leur étaient associées la même origine. Cependant la mise en évidence de phénomènes gravitaires dans les dunites et chromitites et les variations cryptiques dans la composition des chromites au sein d'un massif constituent des arguments en faveur d'une origine par accumulation (THAYER T. P., 1970; DICKEY J. S., 1975). Malgré la déformation intense des péridotites d'Iran, des preuves de tri de minéraux ont pu être observées (SABZEHEI M., 1975). De même, à Chypre, des textures magmatiques ont été reconnues par GREENBAUM D. (1972-1977) qui considère que les chromitites ont réagi comme un bloc rigide par rapport à l'encaissant, permettant ainsi entre les zones tectonisées la conservation des fragments et l'observation des textures primaires.

Les chromites des péridotites de type alpin évoluent d'un pôle riche en chrome vers un pôle riche en aluminium (THAYER T. P., 1970). Ceci peut être vérifié, en général, dans les chromitites des ophiolites. En Nouvelle Calédonie (GUILLON J. H., 1973), les teneurs de Cr_2O_3 évoluent de 54% dans les dunites à 41% dans les gabbros. Dans la masse péridotitique principale, la teneur en Cr_2O_3 dans les spinelles est toujours élevée. En Papouasie, l'alumine dans les spinelles augmente de 13,6% à 19,9% tandis que la teneur en Cr_2O_3 diminue de 55,7% à 32,5% des cumulats ultramafiques aux norites (ENGLAND R. N. et DAVIES H. L., 1973). Des variations semblables s'observent dans les chromitites d'Antalya (JUTEAU T., 1974) tandis qu'à Chypre, il n'est pas possible de mettre en évidence des évolutions cryptiques à l'échelle du massif bien que localement les concentrations de chrome varient rapidement (GREENBAUM D., 1977).

L'évolution des teneurs en Cr_2O_3 et en Al_2O_3 dans les chromites des ophiolites de type I se produit en sens contraire de celle observée dans les ophiolites de type II : les chromites des lherzolites sont plus riches en aluminium et plus pauvres en chrome que les chromites des cumulats ultrabasiques de l'unité de troctolite de Mattarana (BEZZI A. et PICCARDO G. B., 1971; PICCARDO G. B., 1976). Une même répartition s'observe en Corse entre chromites des péridotites du Monte Maggiore et celles des troctolites du bois de Pinetto (OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M., 1975; à paraître).

On peut présenter le schéma des substitutions dans les chromites des deux types d'ophiolites :

	Péridotites	Gabbros	Liquides basaltiques associés
Type I	Al	→ Cr	riches en Cr
Type II	Cr	→ Al	pauvres en Cr

Les liquides qui ont été en équilibre avec les cumulats possèdent des concentrations de chrome différentes dans les deux types d'ophiolites. Le type II à gisements de chromites présente des liquides appauvris en chrome :

43 ppm dans le groupe de base du Troodos (DESMET A., 1977) et 106 ppm pour les laves en coussins inférieures (DESMET A., 1977; PEARCE J. A., 1975). Les concentrations en chrome dans les basaltes de Corse et des rides (type I) sont plus élevées : 216 ppm en Corse (BECCALUVA L. et *al.*, 1977). Les faibles teneurs en chrome des liquides des ophiolites de type II s'expliquent par la précipitation massive, précoce, de chromite riche en cet élément. Au contraire dans le cas de la Corse, l'absence de gisement important de chromite ne crée pas un appauvrissement notable du magma en cet élément. Le fractionnement important du spinelle dans un liquide basaltique peut être expliqué par une fugacité d'oxygène élevée (HILL R. et ROEDDER P., 1974), ce qui a fait suggérer à STRONG D. F. (1974) que les ophiolites issues de mers marginales pouvaient être plus riches en chromitite que les ophiolites issues d'océans vrais.

2 — Les minéralisations sulfurées

a) Les concentrations de nickel

D'une manière générale, les ophiolites ne possèdent pas de gisements importants de nickel. Néanmoins, on peut constater une diversité des associations nickélifères en fonction de la classification des ophiolites. En Corse, M. AZAIS et *al.* (1968) ont décrit des awaruites (fer nickelé) associées à des pentlandites et à des heazlewoodites, ces dernières étant caractéristiques des paragenèses sous-soufrées.

Dans les ophiolites de type II, les indices nickélifères : pentlandite et pyrrhotine associées à des heazlewoodites, awaruites et millérites, sont relevés dans les péridotites riches en pyroxène de Nouvelle Calédonie (GUILLON J. H. et SAOS J. L., 1972; GUILLON J. H., 1973; 1975).

A Acoje (Philippines), les minéralisations de nickel, bien que disséminées, sont toutefois exploitées en même temps que les chromites (Philippines Bureau of Mines, 1972; PARINGIT R. U., 1975; THAYER T. P., 1976).

A Chypre (forêt de Limassol), des dépôts sporadiques de Cu, Ni et Co contenant de la pyrrhotine et de la pentlandite sont décrits dans les péridotites serpentinisées (CONSTANTINOU G., 1976).

b) Les amas sulfurés

Dans l'ensemble alpin (ophiolites de type I), J. BOULADON et P. PICOT (1968) décrivent quatre types de gîtes :

a) gîtes en amas généralement disloqués dans les serpentinites : Vigonza, Ponte Lecchia, Monte Catoni,

b) type pyriteux stratiforme dans les prasinites : Frangone, Erbajolo,

c) type filonien dans les gabbros : Casaluna, San Quilicio,

d) type stratiforme avec les niveaux de quartzite à riébeckite et aegyrine : Saint-Veran, Noceta, Vezzani.

Ces quatre types ont des paragenèses sous-soufrées : chalcopyrite, bornite, un peu de pyrite, blende ± magnétite, pyrrhotite, oligiste et possèdent également des tellurures, notamment la mélonite. De telles paragenèses ont également été décrites dans les Apennins (BRIGO L. et *al.*, 1976).

Les gisements des ophiolites de type II de taille importante comme ceux de Chypre, Turquie et de Betts Cove, Terre Neuve, sont constitués de sulfures sur-soufrés. Ils sont liés à la stratigraphie des laves : à Chypre les minéralisations sont sous les laves supérieures (CONSTANTINOU G. et GOVETT G. J. J., 1973), et aux circulations de fluides riches en eau salée dans les failles (UPADHYAY H. D. et STRONG D. F., 1973; CHAPMAN H. H. et SPOONER E. T. C., 1977; SPOONER E. T. C. et BRAY C. J., 1977). Ces gisements étroitement liés à la formation des ophiolites résulteraient de l'activité hydrothermale, en particulier des circulations convectives de l'eau de mer dans les zones d'accrétion océanique. Néanmoins E. T. C. SPOONER et C. J. BRAY (1977), à partir de l'étude des inclusions fluides, soulignent particulièrement l'analogie entre les températures de congélation de ces fluides dans les gisements de Chypre et ceux de type Kuroko au Japon. Ces résultats sont en accord avec la création des ophiolites de type II et de leurs gisements associés dans un contexte moins franchement océanique et voisin d'un arc insulaire.

L'absence de gisements importants dans les ophiolites de type I est probablement liée à une insuffisance de soufre dans le magma (WEGMANN C. E., 1926; ROUTHIER P., 1946; BOULADON J. et PICOT P., 1968; BOULADON J. et *al.*, 1976). Au contraire, les ophiolites de type II, qui présentent le plus souvent des amas pyriteux importants ne se distinguent pas des gisements liés au volcanisme calco-alcalin épicontinental (BOULADON J. et *al.*, 1976).

Résumé et conclusion

L'évolution géochimique des cumulats et des laves associées est en grande partie contrôlée par la nature des minéraux et par le type de fractionnement. Les variations brutales dans la concentration des oxydes sont dues à la précipitation locale massive de certains minéraux : pics de CaO et de Al_2O_3 respectivement dans les zones de transition pyroxénitique et troctolitique, pics de FeO total et de TiO_2 au niveau des ferrogabbros. Dans le cas de la Corse, il semble que des cristallisations à l'équilibre aient eu lieu, telles que l'indiquent la texture et la minéralogie des cumulats, l'évolution du rapport FeO/MgO et la variation des éléments incompatibles en fonction de ce rapport.

Pour les mêmes raisons, l'évolution des liquides dans le cas du Vourinos est due à une cristallisation fractionnée plus ou moins parfaite. Les fractionnements de l'olivine, du plagioclase, du clinopyroxène et dans une moindre mesure de l'orthopyroxène et des oxydes ont lieu sous de faibles pressions : 3 kb dans le cas de la Corse et des rides et au voisinage de 1 kb pour le Vourinos. Sous ces pressions, les magmas à l'origine des cumulats et des basaltes sont des tholéïtes à olivine ou à quartz. Le magma du Vourinos, plus saturé que celui de la Corse, semble aussi plus riche en CaO mais plus pauvre en alcalins et titane. Par ailleurs les éléments incompatibles tels que Zr, Nb et Y et le chrome et le nickel sont en faible concentration dans les tholéïtes à quartz du Troodos et du Vourinos (KAY R. W. et SÉNÉCHAL R. G., 1976; BECCALUVA L. et *al.*, 1977, 1978). En conséquence, les termes effusifs et la plupart des cumulats qui représentent une section importante dè la séquence ophiolitique sont issus, sous de faibles pressions, de fractionnements différents à partir de magmas tholéïtiques également différents.

La validité de la classification des ophiolites en deux types (ROCCI G. et *al.*, 1975) repose en partie sur la distinction des tholéïtes à olivine et des tholéïtes à quartz et donc sur l'efficacité du plan Di-Pl-Opx de sursaturation. Pour des pressions inférieures à 5 kb (O'HARA M. J., 1968) des liquides situés de part et d'autre de ce plan ne peuvent pas le franchir par un processus normal de fractionnement. Sous ces conditions, les tholéïtes à olivine et les tholéïtes à quartz évoluant vers des eutectiques différents, la classification des ophiolites en deux groupes est alors justifiée. Comme il est improbable que des fusions importantes aient eu lieu dans ces zones de basses pressions, il s'en dégage que les caractères magmatiques respectifs des deux types d'ophiolites ont été acquis à de plus hautes pressions.

Il est généralement admis que les harzburgites appauvries et tectonisées à la base des complexes ophiolitiques représentent les résidus de fusion d'une péridotite mantellique dont les produits de fusion auraient donné basaltes et cumulats. En Corse et dans les Alpes de telles roches restent à découvrir, de même que dans les rides où les péridotites ont une composition proche de lherzolites. En admettant que ces harzburgites représentent les résidus de tous les magmas ophiolitiques, il peut y avoir suffisamment de cheminements divers dans les zones de hautes pressions pour obtenir près de la surface des magmas différents. On peut supposer que les sources n'étant pas identiques, les deux magmas qui en seraient issus à des taux de fusion suffisamment importants pour qu'une deuxième phase disparaisse, seraient alors différents. Mais on peut également considérer que les sources étant voisines, des fractionnements de hautes pressions de caractères particuliers permettraient de diversifier les magmas. Dans le cas de la Corse ou des basaltes océaniques, la fusion d'une péridotite lherzolitique donnerait un liquide qui fractionnerait essentiellement de l'olivine pendant son ascension et un résidu : harzburgite ou péridotite appauvrie. La formation des tholéïtes à quartz du Vourinos ou de Chypre nécessite la mise en œuvre de modèles à plusieurs stades. La faible concentration des alcalins et des éléments incompatibles peut être expliquée par une fusion à partir d'une péridotite appauvrie ou par une fusion plus importante à partir d'une péridotite non appauvrie (SMEWING J. D. et *al.*, 1975). Dans les deux cas, le résidu sera très réfractaire, constitué par exemple de harzburgites. De même, le peu de chrome et de nickel dans les liquides nécessite, en plus de la précipitation de l'olivine, le fractionnement du spinelle dans des zones de hautes pressions.

Quelle que soit l'hypothèse retenue, on est obligé d'envisager des cheminements différents dans la création et l'évolution des magmas ophiolitiques. Cette évidence pose en fait le problème de l'homogénéité de la croûte océanique dans l'hypothèse où toutes les ophiolites représentent des fragments de cette croûte. De ce point de vue et étant donné la nature pétrographique et géochimique des ophiolites de Corse, celles-ci représentent le meilleur exemple de croûte océanique créée dans une dorsale de type médio-océanique et incorporée postérieurement au continent. Le modèle de fonctionnement d'une ride actuelle à partir du modèle corse peut alors s'appliquer (OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M., 1976). Au contraire, les contraintes pétrologiques imposées par la nature de la fusion et des fractionnements de hautes pressions ne permettent pas d'appliquer la genèse des tholéïtes océaniques aux basaltes des ophiolites de type II. Par ailleurs, la nature du fractionnement, l'existence de courants continus dans les chambres magmatiques situées à faible profondeur résultent de conditions thermodynamiques particulières, différentes de celles des rides et liées à un autre environnement géotectonique. En conséquence, la création de ce type d'ophiolite dans un environnement plus continental au voisinage d'un arc ou dans une mer marginale est alors plus plausible.

D'un point de vue métallogénique, la distribution des gisements en deux grandes catégories : type (I) sans chromite et à amas sulfurés sous-soufrés de faible extension, et type (II) à chromite et à amas sulfurés sur-soufrés, qui est en accord avec la classification des ophiolites en deux groupes : type I-Corse et type II-Chypre-Vourinos, souligne le bien-fondé de l'hypothèse de la dualité.

La répartition des gisements en massifs stériles (type I) et fertiles (type II) peut être expliquée par des conditions physico-chimiques propres à chaque type de magma. Le magma de type I est caractérisé par une forte activité de FeO et une faible fugacité d'oxygène qui se traduisent par un enrichissement en fer au cours de la différenciation et par la rareté des chromites. De plus les paragenèses sous-soufrées indiquent une fugacité du soufre peu élevée dans le bain silicaté responsable de l'absence de gisement important. De la même façon, les concentrations de chromitites et de sulfures dans les ophiolites de type II peuvent être causées par de fortes fugacités d'oxygène et de soufre dans un magma sursaturé en silice. Les ophiolites sont réputées stériles en gisements de nickel sulfuré, toutefois dans certains complexes du type II, il existe des indices (Kellaki, Chypre) ou de petits gisements (Acoje, Philippines; Thetford, Québec).

Dans l'état actuel de nos connaissances, compte tenu de la stérilité relative des ophiolites de type I qui se seraient formées dans les zones d'accrétion médio-océanique, on peut raisonnablement envisager que les océans sont dépourvus de concentrations importantes de chromites et de sulfures. Les gisements liés au type II se seraient développés dans un contexte plus continental : arc insulaire ou bassin inter-arc.

Références bibliographiques

AZAIS H., BOULADON J., PICOT P. et SAINFELD P. (1968). — Le nickel dans les serpentinites de Corse. *Bull. B. R. G. M.*, Fr.,(2) Sect. II, 1, pp. 55-115.

BEBIEN J., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., PAUPY A. et ROCCI G. (1975). — The role of hypabyssal magmatic rocks in our understanding of ophiolite models. *Petrologie*, 1, 2, pp. 157-168.

BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. et VENTURELLI G. (1977). — The trace element geochemistry of Corsican ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 64, pp. 11-31.

BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. et PAUPY A. (1978). — Le complexe ophiolitique du Vourinos s'est formé dans un arc immature. 6e RAST, Orsay, p. 22.

BESSON M. et FONTEILLES M. (1974). — Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitique et calco-alcaline. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 27, pp. 445-449.

BEZZI A. et PICCARDO G. B. (1971). — Caratteristiche chimiche efisiche di chromiti delle ultramafiti cumulitiche del massiccio del Bracco (Appennino ligure). *Annali del museo civico di storia naturale di Genova.* 78, pp. 310-321.

BOULADON J. et PICOT P. (1968). — Sur les minéralisations en cuivre des ophiolites de Corse, des Alpes françaises et de Ligurie (pro parte). *Bull. B. R. G. M.*, Fr. (2), Sect. II, 1, pp. 23-37.

BOULADON J., PICOT P. et LAFORÊT C. (1976). — Les gisements sulfurés stratiformes liés au volcanisme. Quelques réflexions sur l'environnement et la minéralogie des minerais. Mém. h. série, Soc. Géol. Fr., 7, pp. 149-154.

BRIGO L., DAL PIAZ G. V. et FERRARIO A. (1976). — Le mineralizzazioni cuprifere legate ai termini effusivi di alcuni complessi ofiolitici nell'area mediterranea. *Boll. Associazione Mineraria Subalpina*, 13, pp. 352-371.

BRUNN J. H. (1955). — Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. Thèse Doct. État et *Ann. Géol. Pays Hell.*, 1956, 7, 358 p.

CAWTHORN R. G. (1976). — Some chemical controls on igneous amphibole compositions. *Geochim. Cosmochim. Acta, G. B.*, 40, pp. 1319-1328.

CHAPMAN H. J. et SPOONER E. T. C. (1977). — ^{87}Sr enrichment of ophiolitic sulphide deposits in Cyprus confirms ore formation by circulating seawater. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 35, pp. 71-78.

CHURCH W. R. et RICCIO L. (1977). — Fractionation trends in the Bay of Islands ophiolite of Newfoundland : polycyclic cumulate sequences in ophiolites and their classification. *Can. J. Earth Sc.*, 14, pp. 1156-1165.

COLEMAN R. G. (1977). — Ophiolites. Springer Verlag, 229 p.

CONSTANTINOU G. (1976). — Genesis of the conglomerate structure, porosity and collomorphic textures of the massive sulfide ores of Cyprus. In : metallogeny and plate tectonics, D. F. Strong ed. Geol. Association of Canada, spec. paper, 14, pp. 187-210.

CONSTANTINOU G. et GOVETT G. J. S. (1973). — Geology, geochemistry and genesis of Cyprus sulfide deposits. *Econ. Geol., U.S.A.*, 68, pp. 843-858.

DESMET A. (1977). — Contribution à l'étude de la croûte océanique mésozoïque de Méditerranée orientale : les pillows lavas du Troodos (Chypre). Thèse de spécialité, Université de Nancy I, 221 p.

DICKEY J. S. Jr. (1975). — A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta, G. B.*, 39, pp. 1061-1074.

DUKE N. A. et HUTCHINSON R. W. (1974). — Geological relationships between massive sulfide bodies and ophiolitic volcanic rocks near Rock Harbour, Newfoundland. *Can. J. Earth Sc.*, 11, pp. 53-69.

ENGLAND R. N. et DAVIES H. L. (1973). — Mineralogy of ultramafic cumulates and tectonites from Eastern Papua. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 17, pp. 416-425.

FLINT D. E., ALBEAR J. F. DE et GUILD P. W. (1948). — Geology and chromite deposits of the Camaguey district, Camaguey Province, Cuba. U. S. *Geol. Surv. Bull.*, 954 B, pp. 39-63.

FRANCONI A. (1967). — Étude géologique des ophiolites et schistes lustrés de la Casaluna entre Ponte — Leccia et Sermano, Corse. Thèse de 3e cycle, Grenoble. 175 p.

GASS I. G. (1968). — Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of mesozoic ocean floor ? *Nature*, 220, pp. 39-42.

GREIG J. W. (1927). — Immiscibility in silicate melts. *Amer. J. Sci.*, 13, 1-44, pp. 133-154.

GREENBAUM D. (1972). — Magmatic processes at ocean ridges, evidence from the Troodos Massif, Cyprus. *Nature Phys. Sci.*, 238, pp. 18-21.

GREENBAUM D. (1977). — The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. *Econ. Geol., U. S. A.*, 72, pp. 1175-1193.

GREENWOOD J. E. G. W. et LONEY P. E. (1968). — Geology and mineral resources of the Trucial Oman Range. *Great Britain Inst. Geol. Sc.*, Overseas Div. 108 p.

GUILLON J. H. (1973-1975). — Les massifs péridotitiques de Nouvelle Calédonie. Type d'appareil ultrabasique stratiforme de chaîne récente. Mémoires ORSTOM 76, 120 p. et thèse d'état 1973.

GUILLON J. H. et SAOS J. L. (1972). — Les règles de distribution des sulfures cupronickélifères dans les massifs péridotitiques de Nouvelle Calédonie. Modèle zonéographique d'un appareil stratiforme de chaîne récente. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 274, pp. 3168-3171.

GUILLOU J. J., PRIMEL L. et ROUTHIER P. (1962). — Existence d'un complexe ophiolitique sous-marin dans le Cap Corse. Sa structure plissée. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, 2, pp. 29-35.

HILL R. et ROEDDER P. (1974). — The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. *J. Geol., U. S. A.*, 2, pp. 709-730.

IRVINE T. N. (1970). — Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions. 1 — olivine — pyroxene — plagioclase relations. In : symp. on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions. *Geol. Soc. South Africa. Spec. Pub.*, 1, pp. 444-476.

JACKSON D. E., GREEN H. W. et MOORES E. M. (1975). — The Vourinos ophiolite, Greece : cyclic unit of layered cumulates overlying harzburgite tectonite. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 86, pp. 390-398.

JUTEAU T. (1974-1975). — Les opholites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turque). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. Thèse Doct. d'État, Nancy, *Sci. Terre,* Nancy, 1975, Mém. 32, 692 p.

KAADEN VAN DER G. (1970). — Chromite-beariig ultramatic and related gabbroic rocks and their relationship to « ophiolitic extrusive basic rocks and diabases in Turkey ». In : Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusion. *Geol. Soc. South Africa, Spec. pub.* 1, pp. 511-531.

KAY R. W., SENECHAL R. G. (1976). — The rare earth geochemistry of the Troodos ophiolite complex. *J. Geophys. Res., U. S. A.,* 81, pp. 964-970.

MCBIRNEY A. R. (1975). — Differentiation of the Skaergaard intrusion. *Nature,* 253, pp. 691-694.

MCBIRNEY A. R., NAKAMURA Y. (1974). — Immiscibility in late — stage magmas of the Skaergaard intrusion. Carnegie Inst. Washington Year Book 73, pp. 348-352.

MIYASHIRO A. (1973). — The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Letters,* 19, pp. 218-224.

MIYASHIRO A. (1975). — Classification, characteristics, and origin of ophiolites. *J. Geol., U. S. A.,* 83, pp. 249-281.

MOORES E. M. (1969). — Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece. *Geol. Soc. Amer., Spec. paper,* 118, 74 p.

MOORES E. M., VINE J. F. (1971). — The Troodos massif (Cyprus) and other ophiolites as oceanic crust; evaluation and implications. *Phil. Trans. r. Soc. London,* 1, 268, pp. 443-466.

NAKAMURA Y. (1974). — The system Fe_2SiO_4 — $KalSi_2O_6$ — SiO_2 at 15 Kbar. *Carnegie Inst.* Washington Year Book, 73, pp. 352-354.

NETELBEEK T. A. F. (1951). — Géologie et pétrologie de la région entre Vezzani et Lugo di Nazza (Corse). Thèse Amsterdam, 125 p.

O'HARA M. J. (1968). — The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth Sci. Rev.,* 4, pp. 69-133.

O'HARA M. J. (1977). — Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber. *Nature,* 266, pp. 503-507.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1975). — Le puzzle ophiolitique corse. Un bel exemple de paléo-dorsale océanique. Thèse de 3e cycle, Nancy, 418 p.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1976). — Modèle de fonctionnement d'une ride médio-océanique à partir de l'étude pétrologique des ophiolites corses. *Bull. Soc. Géol. Fr.,* (7), 18, pp. 889-894.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., ROCCI G. (1975). — Tholeiitic cumulates in a high pressure metamorphic belt. *Pétrologie* 1, pp. 291-317.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., ROCCI G. (1976). — Étude des métamorphismes successifs des cumulats ophiolitiques de Corse. *Bull. Soc. Géol. Fr.,* 18, pp. 115-134.

PAUPY A. (1976). — Nouvelles données sur un type de différenciation du magma ophiolitique : le massif du Vourinos (Grèce). Thèse 3e cycle, Nancy, 173 p.

PARINGIT R. U. (1975). — Nickel sulfide deposits and exploration works at Acoje Mine, Zembales Province, Philippines. *J. Geol. Soc. Philippines,* 29, 3, pp. 16-28.

PEARCE J. A. (1975). — Basalt geochemistry used to investigate post tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics,* 25, pp. 41-67.

PETERLONGO J. M. (1968). — Les ophiolites et le métamorphisme à glaucophane dans le massif de l'Inzecca et la région de Vezzani (Corse). *Bull. B.R.G.M., Fr.* (2), sect. IV, 1, pp. 17-94.

PHILIPPINES Bureau of Mines (1972). — Annual Report, Fiscal year 1971-1972 : Manila, Philippine Bur. Mines, 85 p.

PICCARDO G. B. (1976). — Petrologia del massicio lherzolitico di Suvero (La Spezia). Ofioliti I, pp. 279-317.

ROCCI G. (1974). — Minéralisations liées au volcanisme basique et ultrabasique. *Revue de la Haute Auvergne,* 44, pp. 475-508.

ROCCI G., OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1975). — La dualité des ophiolites téthysiennes. *Pétrologie* 1, pp. 172-174.

ROEDDER E. (1951). — Low temperature liquid immiscibility in the system K_2O — FeO — Al_2O_3 — SiO_2. *Amer. Mineralogist,* 36, pp. 282-286.

ROUTHIER P. (1946 *a*). — Volcano-plutons sous-marins du cortège ophiolitique. *C. R. Acad. Sci. Fr.,* D, 222, pp. 192-194.

ROUTHIER P. (1946 *b*). — Un type particulier de gîte cuprifère associé à des roches vertes : le gîte de Saint-Veran (Hautes Alpes). Étude géologique, pétrographique et métallogénique. *Bull. Soc. Geol. Fr.,* 46, pp. 99-157.

ROUTHIER P. (1963). — Les gisements métallifères. Masson éd., 2 tomes.

SABZEHEI M. (1974). — Les mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandageh (Iran Méridional). — Étude pétrologique et structurale. Interprétation dans le cadre iranien. Thèse Doct. d'état, Grenoble, 306 p.

SMEWING J. D., SIMONIAN K. O. et GASS I. G. (1975). — Metabasalts from the Troodos massif, Cyprus : genetic implication deduced from petrography and trace element geochemistry. *Contr. Mineral. Petr.,* 51, pp. 49-64.

SPOONER E. T. C. et BRAY C. J. (1977). — Hydrothermal fluids of seawater salinity in ophiolitic sulfide ore deposits in Cyprus. *Nature 266,* pp. 808-812.

STRONG D. F. (1974). — Plate tectonic setting of Newfoundland mineral deposits. *Geosciences Canada,* 1, pp. 20-30.

THAYER T. P. (1964). — Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey. *Econ. Geol. U. S. A.,* 59, pp. 1497-1524.

THAYER T. P. (1970). — Chromite segregations as petrogenetic indicators. Geol. Soc. South Africa, Symposium on the Bushveld Igneous Complex and other layered intrusions. *Spec. Publ.,* 1, pp. 380-390.

THAYER T. P. (1972). — Gabbro and epidiorite versus granulite and amphibolite : a problem of the ophiolite assemblage. VI Caribbean Conf. Proc., Margarita, Venezuela, pp. 315-320.

THAYER T. P. (1976). — Metallogenic contrasts in the plutonic and volcanic rocks of the ophiolite assemblage. In : D. F. STRONG ed., the *Geol. Ass. Canada, spec. paper,* 14, pp. 211-240.

UPADHYAY H. D. et STRONG D. F. (1973). — Geological setting of the Betts Cove Copper deposits, Newfoundland : an example of ophiolite sulfide mineralization. *Econ. Geol., U. S. A.,* 68, pp. 161-167.

WEGMANN C. E. (1928). — Uber das Bornitvorkommen von Saint-Véran. *Zeitschr. f. prakt. Geol.,* H. 2, pp. 19-28, H. 3, pp. 36-43.

WEIBLEN P. W., ROEDDER E. (1973). — Petrology of melt inclusions in Apollo samples 15598 and 62295, and of clasts in 67915 and several lunar soils. *Proc. Fourth Lunar Sc. Conf.,* Houston, 1, pp. 681-703.

YODER H. S., TILLEY C. E. (1962). — Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol. U. S. A.,* 3, pp. 342-532.

EXAMPLES OF EXPLOITATIONS OF THE OPHRA DATA BANK

METALLOGENIC IMPLICATIONS

by M. MARCHAL* and D. OHNENSTETTER**

CONTENTS

ABSTRACT 20

A - THE AIMS OF THE BANK 21
B - GENERALITIES AND TERMINOLOGY OF DATA BANKS 21
C - THE CONTENTS OF THE BANK 23
D - EXPLOITATION METHODS 23
1 - Univariant statistics 25
2 - Factor analysis 26
3 - Discriminant analysis for the major elements 34
4 - Discriminant analysis with minerals 35

RESUME 20

5 - Characterization and evolution of the effusive and hypabyssal rocks 38
E - METALLOGENIC IMPLICATIONS 38
1 - Podiform chromite deposits . 38
2 - Volcanogenic sulphide deposits 40
F - CONCLUSIONS 41

Acknowledgements 41
BIBLIOGRAPHY 42

ILLUSTRATIONS

Figure 1 - Constitution and processing organigram of the OPHRA file 24

Figure 2 - Frequency histogram of the TiO2 contents of effusive and hypabyssal rocks of the OPHRA file (n = 2011) 25

Figure 3 - Effusive and hypabyssal rocks in the F1F2 plane following a ACPN 28

Figure 4 - Gabbroic rocks in the F1F2 plane following a ACPN 29

Figure 5 - Plutonic acid rocks in the F1F2 plane following a ACPN 31

Figure 6 - Harzburgites in the F1F2 plane following a ACPN 33

Figure 7 - Lherzolites in the F1F2 plane following a ACPN 33

Figure 8A- R1R2 classification for volcanic rocks (after H. de La Roche et al., 1980) 36

Figure 8B- Effusive and hypabyssal ophiolite rocks in the R1R2 diagram (after H. de La Roche et al., 1980) 37

---

*Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques - Service EDTA - 15 Rue Notre-Dame des Pauvres, BP 20, 54501 VANDOEUVRE-lès-NANCY Cedex (France).

**Centre de Recherches sur la Synthèse et la Chimie des Minéraux, 1 Rue de la Ferollerie, 45045 - ORLEANS Cedex (France).

JJ.ROYER(ed)"Computers in Earth Sciences for Natural Resources Characterization"Coll.Int.9-13 Avril 1984 Nancy,France

ABSTRACT

The OPHRA data bank contains at this time over 7800 published geochemical analyses of ophiolitic and associated rocks.

Statistical analysis (especially factor and discriminant analyses) allows the definition and characterization of two main types of ophiolites, mainly located in the Eastern and Western Tethys respectively.

The evolutionary trend of liquids, the fractional crystallization trend as shown by the different crystallization orders in gabbros and the diversity of the upper mantle material, indicate that type I ophiolites (western realm) are similar to the ocean-ridge magmatism and that the type II ones are more compatible with the low-K tholeiitic magmatism of island-arc marginal basin environments.

The two group classification can explain the diversity observed in their associated metal deposits : Type I is lacking in chromite deposits and has only small concentrations of volcanogenic sulphides ; on the other hand, Type II contains podiform chromite deposits and occasionally Cyprus-type sulphide deposits.

Key-words : OPHIOLITE, DATA BANK, FACTOR ANALYSIS, TYPOLOGY, METALLOGENY

RESUME

Exemples d'exploitations de la Banque de Données OPHRA : Implications métallogéniques

La Banque de Données OPHRA possède actuellement environ 7800 analyses géochimiques publiées sur les ophiolites et les roches qui leur sont associées.

Son traitement par différentes méthodes (en particulier par des analyses factorielles et discriminantes) a permis de définir et de caractériser deux types principaux d'ophiolites localisés respectivement à l'Est et à l'Ouest de la Méditerranée.

L'évolution des liquides, les tendances de la cristallisation fractionnée montrées par les ordres de cristallisation différents dans les gabbros et la diversité du matériel du manteau sous-jacent indiquent que les ophiolites du Type I (Méditerranée Occidentale) sont comparables au magmatisme des fonds océaniques et que celles du Type II (Méditerranée Orientale) sont plutôt compatibles avec un magmatisme tholeiitique pauvre en Potassium dans un environnement de bassins marginaux et d'arcs insulaires.

Cette classification en deux grands groupes explique la diversité observée dans leur métallogénie : le Type I n'a pas de gisements de chromite et ne possède que de petites concentrations de sulfures volcanogéniques, alors que le Type II contient des gisements de chromite podiformes et quelquefois des gisements de sulfures du type de ceux de Chypre.

Mots-clés : OPHIOLITE, BANQUE DE DONNEES, ANALYSE FACTORIELLE, TYPOLOGIE, METALLOGENIE.

A - THE AIMS OF THE BANK

Ophiolite is a petrological term created by A. Brongniart (cf. R.G. Coleman, 1977 and G.C. Amstutz, 1980) in 1827 and defined in detail by G. Steinmann (1906,1927) as a cogenetic rock assemblage comprising serpentinites, gabbros, mainly spilitic diabases covered by radiolarian cherts.

The Steinmann trinity was used during the early twentieth century by several european authors working on ophiolitic complexes, in particular the french school (L. Dubertret, 1939 ; J.H. Brunn, 1940 ; P. Routhier, 1946). The analogies of ophiolitic rocks with rocks dredged from the ocean floor have been outlined by J.H. Brunn. The development of the interest of geologists in the ocean floor, in connection with plate tectonics, has spurred on investigations on ophiolites.

The presently used definition of the ophiolitic assemblage (Th. Juteau et al., 1973 ; G.S.A. PENROSE Conference - Anonymous, 1972 ; R.G. Coleman, 1977 ; G. Rocci, 1980) may be summarized as follows :

- ultramafic complex comprising harzburgites, lherzolites and dunites with a tectonic fabric representing partial melting residues and thrusted onto continents. An amphibolitic basement may sometimes occur under the ultramafic assemblage.

- gabbroic complexes consisting of cumulate gabbros at the base (such as olivine gabbros, gabbros, gabbro-norites, norites) trending towards isotropic gabbros at the top. The high level magma chamber may be represented by more acid differentiates such as diorites, granophyres and plagiogranites as defined by R.G. Coleman and Z.E. Peterman (1975)

- mafic sheeted dyke complexes well developed in some ophiolites e.g. Cyprus, but absent or rare in some others e.g. the western Mediterranean ophiolites

- volcanic sequences of mainly pillow basalts. In some case more evolved effusive rocks may be present (andesites and dacites).

In the last few decades, the study of ophiolites has grown exponentially and it is now generally accepted that ophiolites are remnants of oceanic crust formed in various tectonic settings: mid-ocean ridges, marginal seas, island-arcs, etc ...

To classify and assign ophiolitic complexes to different geotectonic settings, the Nancy group has undertaken since 1979 the task of storing all the data concerning ophiolites and spatially associated rocks in a data bank : OPHRA (OPHiolites et Roches Associées). A further purpose of the bank is to define criteria which may differentiate ophiolites bearing chromite volcanogenic sulphide deposits from barren ophiolites.

B - GENERALITIES AND TERMINOLOGY OF DATA BANKS

As shown by Ph. Grandclaude (1979), an "information system" (or data bank) is created in order to store numerical and factual data for a specific project built from individual "units". In a

retrospective geochemical data bank as OPHRA the "unit" is a major (or trace) element analysis found in a publication written about ophiolitic complexes. A file comprises all of these units plus supplementary descriptive informations.

Each data of this file comprises three components :

- the label of the object (e.g. the number of the analyzed sample)
- the name of a "character" (or "attribute", or "variable") : the name of the rock, the TiO_2 contents ...
- the name(s) or numerical expression(s) of the value(s) given to this character (basalt, < 1.5 % ...)

The character-value(s) couple corresponds to the term "property". A "logical record" consists of the label of the object followed by all its properties.

Some values of characters may be found in a lexicon, which gathers all the values given to this class of object (rock name and so on). This lexicon may either be closed, because the list of the values is considered to be complete, or open, in which case the lexicon is enlarged as the data are collected.

The terms in the lexicon may be "written" but they are often numerically coded in order to make them homogeneous or to make user questions easier : for example, in OPHRA de Bary's (1974) age lexicon is used which classifies the stratigraphical ages according to a hierarchical code and tells us which samples have an age "older" or "younger" than others or even the difference "between" two defined ages.

According to the terminology given by Ph. Grandclaude (1979), the characters can be :

- intrinsic, responding to the question "what?" (e.g. chemical data)
- extrinsic, responding to the question "where?" (e.g. geographical location)
- matters of reference, responding to the question "how?" (e.g. methods of analyse).

Several files can be "linked" by means of pointers in each of them : for example, the publication from which an OPHRA analysis was taken is denoted by a number in the OPHRA record ; this number is the label of the record of a documentary file which contains the titles of all the compiled publications ; in this record are also written the labels of the OPHRA analyses which have been found in this publication.

According to the "unit" of the file, the characters, the lexicons and the linked files must be carefully chosen by its managers at the outset of the project.

In order to learn the contents of the banks its users must consult lists of the different values of each character, and also the specific lexicons and codes. They then formulate questions in order to retrieve the necessary data from the bank. For this purpose, "selection criteria" are chosen which are compared with the properties of every record. The extraction of the relevant data corresponds to the building of a work sub-file, often with the creation of some numerical codes (representing plotting symbols for examples). These sub-files can be processed by specific application programmes.

The creation and the processing of a bank can be made by means of programmes written by its managers. But it is now easier to use a Data Base Management System, with remote inquiry by conver-

sational data processing. This method very quickly gives convenient sub-files, which however need to be transformed into work-files to which are applied the user specific programmes.

C - THE CONTENTS OF THE BANK

At the present time OPHRA is a fixed-length format file in which each record corresponds to one analysis (numerical data) plus supplementary factual data : the name of the rock, its texture, its occurrence, its mineralogy, its age, its geographical location, and so on ... Titles of the compiled publications are stored in a documentary file : PUBLOPH.

The constitution and treatment organigram of OPHRA is shown in figure 1.

OPHRA is considered officially as the specific bank of the IGCP project "Ophiolites and lithosphere of marginal seas". The format and the lexicons of the file are also compatible with the IGBA bank (IGneous data Bank) managed by F. Chayes (F. Chayes et al., 1982). After a period of initial use OPHRA will be given to this international bank. In the same way, the OPHRA data will be incorporated into the ARTEMISE bank (Analyses de Roches Totales, Minerais, Minéraux, Sols et Eaux) managed by the EDTA team (Etudes Documentaires et Traitement Automatique de l'Information en Géochimie) of the CRPG (Ph. Grandclaude et al., 1976 ; J. Leterrier et al., 1983).

In order to present the relative strengths of different parts of the file its records have been classified according to various parameters and been counted (M. Marchal, 1983).

This shows that amongst the 7800 data which are stored at the present time, 85 % belong to the ophiolitic suites whilst the others are associated rocks. Basalts (more or less metamorphosed) are represented by 1010 analyses and are the most important rock family. Effusive and hypabyssal rocks are about 3500 in number whereas the basic plutonic rock family includes 835 gabbros, ferrogabbros, norites and euphotides. The ultramafic rocks (including pyroxenites and peridotites) are represented by 880 samples. The acid differentiates are the least abundant family in the data bank, due in part to their scarcity in ophiolitic complexes (220 diorites, granophyres, trondhjeimites, albitites and plagiogranites). All these rocks derive principally from the Tethyan Belt : Italy, Cyprus, Turkey, Yugoslavia, Syria, French Alps, Iran, Greece, Corsica, Oman ...

D - EXPLOITATION METHODS

Statistical or petrochemical calculations are performed with FORTRAN work-subfiles which can be used in conjunction with all the processing programmes available in the library of the Computer Research team of the CRPG (P. Leymarie et al., 1975 ; P. Isnard, 1982) and, in the future, with the GEOL language (J.J. Royer and J.L. Mallet, 1980).

Several methods have been used to characterize the different ophiolitic suites : factor and discriminant analyses ; norm calculations ; plotting of the samples in chemico-mineralogical diagrams utilizing the mineral characteristic of each defined population.

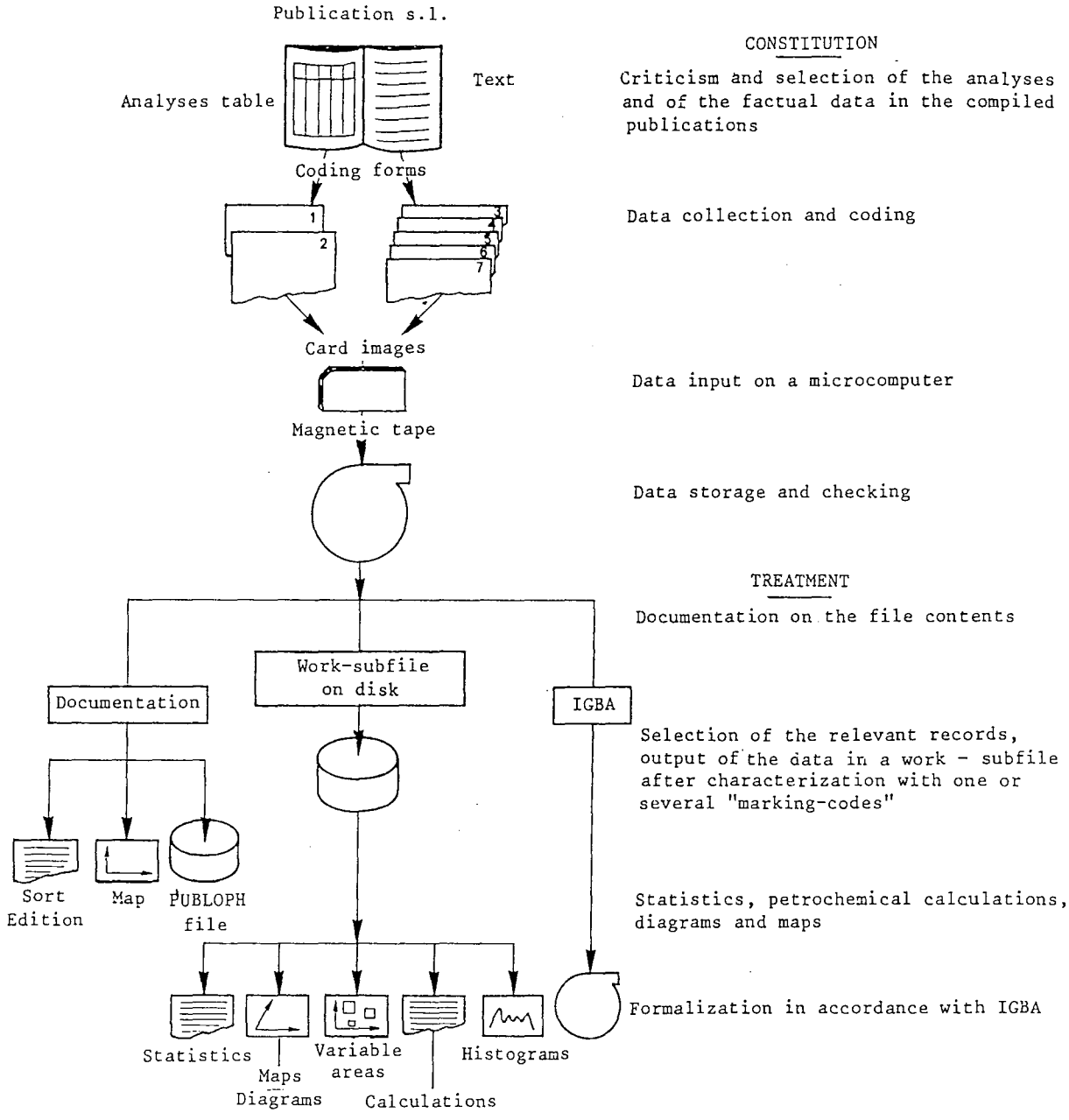


Figure 1 - Constitution and processing organigram of the OPHRA file.

1 - UNIVARIANT STATISTICS

A clear bimodality is observed in the TiO_2 contents of the effusive and hypabyssal rocks, with maxima around. 4 and 1.3 per cent (figure 2). In the Tethyan Belt, Ti abundance is related to the location of the rocks in the western or eastern part of the Mediterranean and allows to classify the ophiolitic complexes into Type I (with a high TiO_2 contents) and Type II (with low or very low TiO_2 contents) respectively (Rocci et al., 1975).

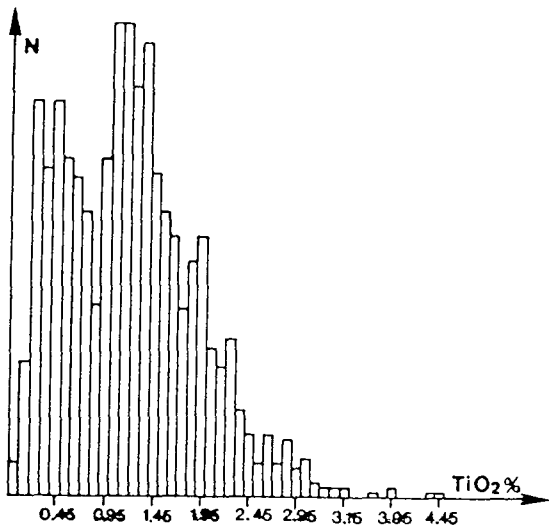


Figure 2 - Frequency histogram of the TiO_2 contents of effusive and hypabyssal rocks of the OPHRA file (n = 2011).

The student test (A. Hald, 1952, programme written by P. Isnard) and the ranking method of F. Wilcoxon (1945) confirm that significant differences in the major element composition of the two groups exist for the basalt-, dolerite- and andesite-families, as similarly seen for the entire effusive and hypabyssal rock suite (table 1, after M. Marchal and D. Ohnenstetter, 1984).

	BASALTS	DOLERITE DIABASES	ANDESITES	EFFUSIVE AND HYPABYSSAL ROCKS	WESTERN MEDITERRANEAN (Type I)	EASTERN MEDITERRANEAN (Type II)
SiO_2	NO	NO	NO	YES(95%)	49.92 (± 4.3)	51.28 (± 6.1)
Al_2O_3	YES(95%)	YES(95%)	YES(90%)	YES(99%)	16.10 (± 1.8)	14.48 (± 2.1)
FeO_t	NO	YES(95%)	YES(90%)	NO	8.63 (± 2.2)	8.44 (± 1.8)
MgO	YES(95%)	NO	NO	NO	6.58 (± 2.4)	7.11 (± 4.6)
CaO	YES(95%)	YES(95%)	NO	YES(95%)	7.10 (± 3.0)	8.43 (± 3.2)
Na_2O	YES(95%)	YES(95%)	YES(95%)	YES(99%)	4.58 (± 1.6)	3.17 (± 1.6)
K_2O	YES(95%)	NO	YES(90%)	YES(90%)	0.52 (± 0.7)	0.67 (± 0.8)
TiO_2	YES(99%)	YES(99%)	YES(95%)	YES(99%)	1.65 (± 0.5)	0.89 (± 0.6)

Table 1 - Results of a Student test between the means of the major elements of the effusive and hypabyssal rocks of the Tethyan Belt.

2 - FACTOR ANALYSIS

Among the different multivariant statistical methods, factor analysis (s.l.) have been used to differentiate given populations, as shown by M. Piboule (1979).

Variables, corresponding to the chemical elements, are often numerous and correlated. To reduce their number and suppress these correlations, a variable transformation is made by means of the A C P N. The new variables are named "factors", representing combinations of the initial variables generally grouped according to linear functions.

The method gives the value of each factor or axis ("eigen value") and also the percentage of the total variance which it accounts for .It also gives the correlations between the variables and the principal components.

The calculation is considered to be satisfactory if the first four axes explain at least 70 % of the whole variance, in the case of 10 variables. The primitive variables are plotted in a correlation circle allowing a geochemical interpretation of the factors which themselves are re - presented by two diameters of the circle.

In the same way, each sample can be plotted on a graph in which each axis represents a given factor ; individual values yield a measure of the relative importance of a factor in a given sample. Samples exhibiting similar behaviour plot in the same field of such diagrams, and the trends of the different fields can be determined.

a - THE EFFUSIVE AND HYPABYSSAL ROCKS

Table 2 shows the value of the four most important factors. They explain 81 % of the total variance. The samples of the two ophiolite types have been plotted in the F1F2 plane (figure 3) ; the fields describing each type have been drawn and it can be seen that each population is well discriminated by the first factor axis F1 which is strongly positive for SiO_2 and Na_2O and negative for MgO, CaO and FeOt. The second factor is a less important discriminant. The evolutionary trend is indicated in figure 3 ; Type I evolves slightly towards Fe enriched members whereas Type II evolves from Mg rich samples (picrites) towards Si enriched rocks (rhyodacites). It has to be noted that the shift towards the Na and Al variables is caused by the high degree of spilitization of some samples from the western Tethyan realm.

b - THE PLUTONIC BASIC ROCKS

In the same way as for the effusive rocks, table 3 shows the values of the four principal factors whilst figure 4 indicates that the trends of the gabbro family are different from the effusive rocks in the F1F2 plane : Type I leads towards the $FeOt-TiO_2-Na_2O$ pole whereas Type II leads away from the MgO-CaO pole. In this diagram, the Fenner trend exhibited by Type I ophiolites is well marked by the evolution towards Fe. On the other hand Type II rocks show the Si enrichment typical of the Bowen evolutionary trend.

EFFUSIVE AND HYPABYSSAL ROCKS	Axis 1	Axis 2	Axis 3	Axis 4
eigen values / variables	2.60	1.89	1.09	0.93
SiO_2	0.80	- 0.39	- 0.17	- 0.02
Al_2O_3	0.20	0.63	0.47	0.43
FeOt	- 0.61	0.48	- 0.14	- 0.35
MgO	- 0.72	- 0.31	- 0.22	- 0.14
CaO	- 0.72	- 0.03	0.28	0.44
Na_2O	0.64	0.56	- 0.28	0.05
K_2O	0.22	- 0.12	0.77	- 0.57
TiO_2	- 0.10	0.82	- 0.13	- 0.29
Explained variance (%)	32.44	23.61	13.62	11.62
Cumulated explained variance (%)	32.44	56.05	69.97	81.29

Table 2 - Values of the first four factors from a Factor Analysis of the effusive and hypabyssal rocks.

GABBROIC ROCKS	Axis 1	Axis 2	Axis 3	Axis 4
eigen values / variables	2.95	1.79	1.10	0.83
SiO_2	- 0.24	0.54	- 0.73	- 0.14
Al_2O_3	0.29	0.66	0.60	- 0.20
FeOt	- 0.70	- 0.56	0.17	- 0.15
MgO	0.63	- 0.42	- 0.26	0.47
CaO	0.83	- 0.09	0.08	- 0.18
Na_2O	- 0.72	0.45	- 0.11	0.01
K_2O	- 0.41	0.37	0.28	0.70
TiO_2	- 0.75	- 0.47	0.13	- 0.08
Explained variance (%)	36.85	22.34	13.72	10.36
Cumulated explained variance (%)	36.85	59.19	72.91	83.27

Table 3 - Values of the first four factors of a Factor Analysis of the gabbroic rocks.

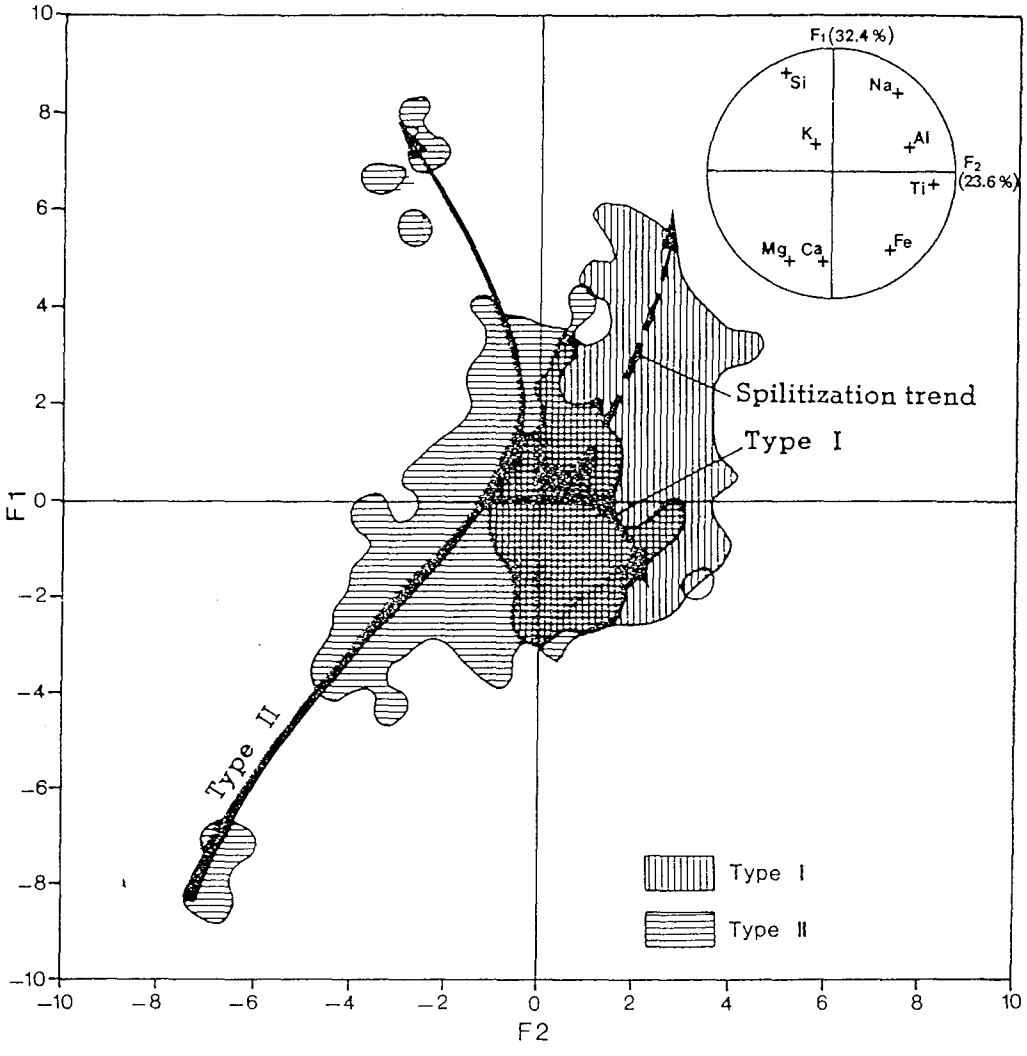


Figure 3 - Effusive and hypabyssal rocks in the F1F2 plane following a A C P N.

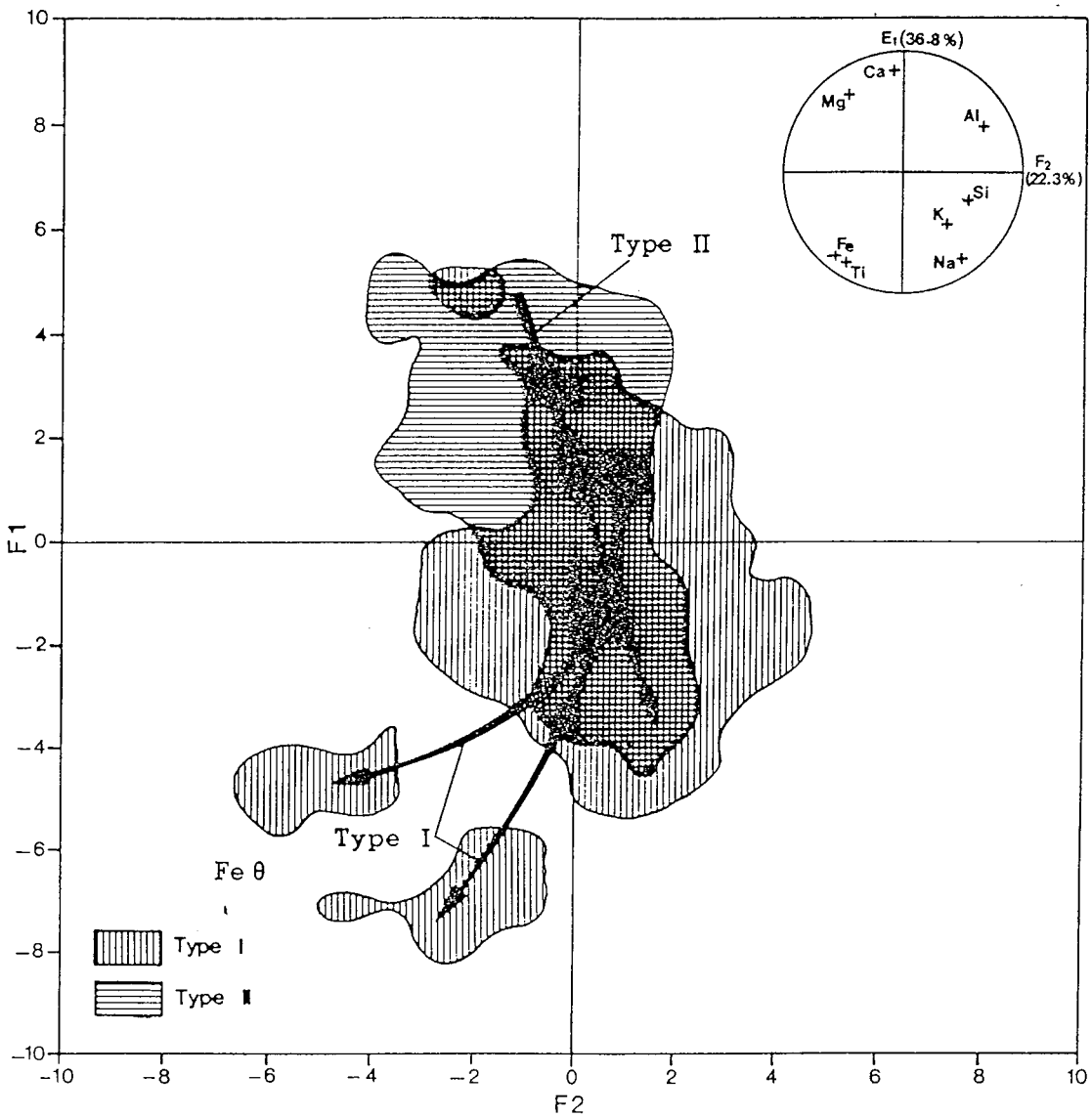


Figure 4 - Gabbroic rocks in the F1F2 plane following a A C P N.

c - THE PLUTONIC ACID ROCKS

As shown in table 4 and figure 5 the two ophiolite types exhibit different behaviour in the F1F2 plane : Type I is aligned along the SiO_2-Na_2O pole and along the CaO-MgO-FeOt-TiO_2 pole for the Type II. Type II tends towards Si-rich differentiates, the evolution from rocks of intermediate composition such as quartz gabbros and diorites (n) to plagiogranites (pl-γ) outlining the complete spectrum of the evolutionary fractionation trends. On the other hand, Type I shows compositions close to albitites and plagiogranites. The scarcity of intermediate composition coupled with the Fe enrichment in gabbroic rocks (see following section) suggests that in this ophiolite type an immiscibility phenomenon at the end of the differentiation sequence may best explain the division of the basaltic liquid into Si-rich and Fe-rich liquids giving the albitites-Pl-granites and the Fe-gabbros respectively.

ACID PLUTONIC ROCKS	Axis 1	Axis 2	Axis 3	Axis 4
eigen values / variables	3.79	1.47	1.07	0.77
SiO_2	0.95	- 0.22	- 0.14	0.09
Al_2O_3	- 0.34	0.73	0.34	- 0.60
FeOt	- 0.89	- 0.05	- 0.14	0.26
MgO	- 0.84	- 0.21	0.0	- 0.09
CaO	- 0.84	- 0.23	- 0.02	- 0.32
Na_2O	0.38	0.80	- 0.22	0.02
K_2O	0.22	- 0.13	0.93	0.20
TiO_2	- 0.61	0.38	0.0	0.63
Explained variances (%)	47.39	18.42	13.40	9.62
Cumulated explained variances (%)	47.39	65.80	79.20	88.82

Table 4 - Values of the first four factors of a Factor Analysis of the acid plutonic rocks.

d - THE ULTRAMAFIC ROCKS

Tables 5 and 6 give the four principal factors. The F1F2 diagram for the harzburgites (figure 6) and for the lherzolites (figure 7) show the different behaviour of the ultramafics within the two main ophiolitic belts.

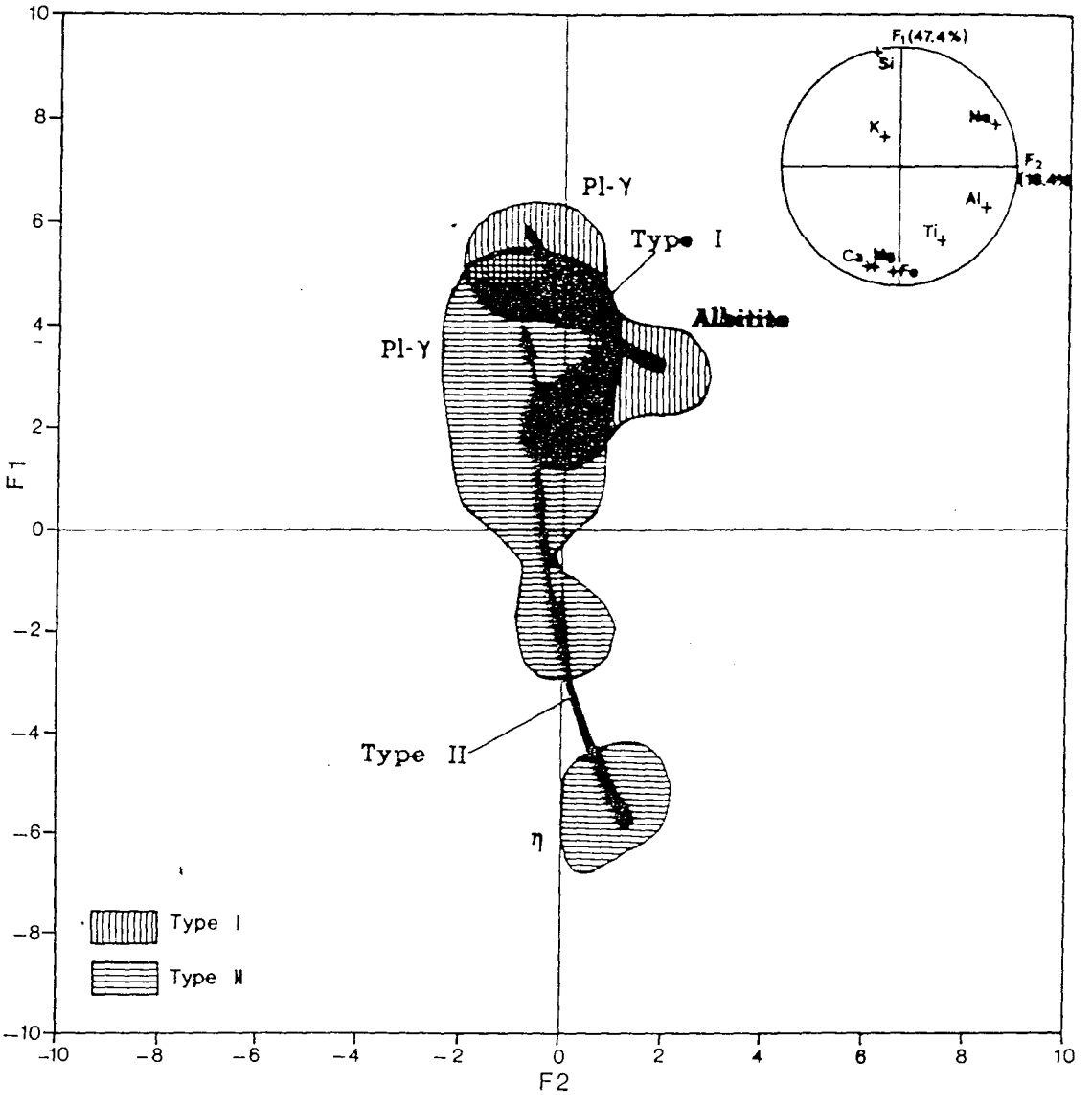


Figure 5 - Plutonic acid rocks in the F1F2 plane following a A C P N.

HARZBURGITES	Axis 1	Axis 2	Axis 3	Axis 4
eigen values / variables	2.17	1.40	1.29	0.90
SiO_2	0.08	0.49	- 0.71	- 0.02
Al_2O_3	0.74	0.24	- 0.13	- 0.33
FeOt	0.16	0.61	0.02	0.54
MgO	- 0.41	- 0.05	- 0.78	- 0.06
CaO	0.67	0.49	0.22	- 0.04
Na_2O	0.60	- 0.48	- 0.18	0.08
K_2O	0.41	- 0.40	- 0.20	0.66
TiO_2	0.66	- 0.32	- 0.19	- 0.23
Explained variance (%)	27.17	17.50	16.16	11.22
Cumulated explained variance (%)	27.17	44.66	60.82	72.04

Table 5 - Values for the first four factors of a Factor Analysis of the harzburgites.

LHERZOLITES	Axis 1	Axis 2	Axis 3	Axis 4
eigen values / variables	2.06	1.61	1.18	1.10
SiO_2	0.09	- 0.65	0.30	0.40
Al_2O_3	0.60	0.00	0.31	- 0.48
FeOt	- 0.12	0.17	0.63	- 0.45
MgO	- 0.85	0.16	0.04	0.19
CaO	0.77	- 0.42	0.01	0.29
Na_2O	0.40	0.68	0.35	0.27
K_2O	0.36	0.71	- 0.18	0.38
TiO_2	- 0.25	- 0.05	0.66	0.41
Explained variance (%)	25.77	20.17	14.75	13.72
Cumulated explained variance (%)	25.77	45.94	60.69	74.41

Table 6 - Values of the first four factors of a Factor Analysis of the lherzolites.

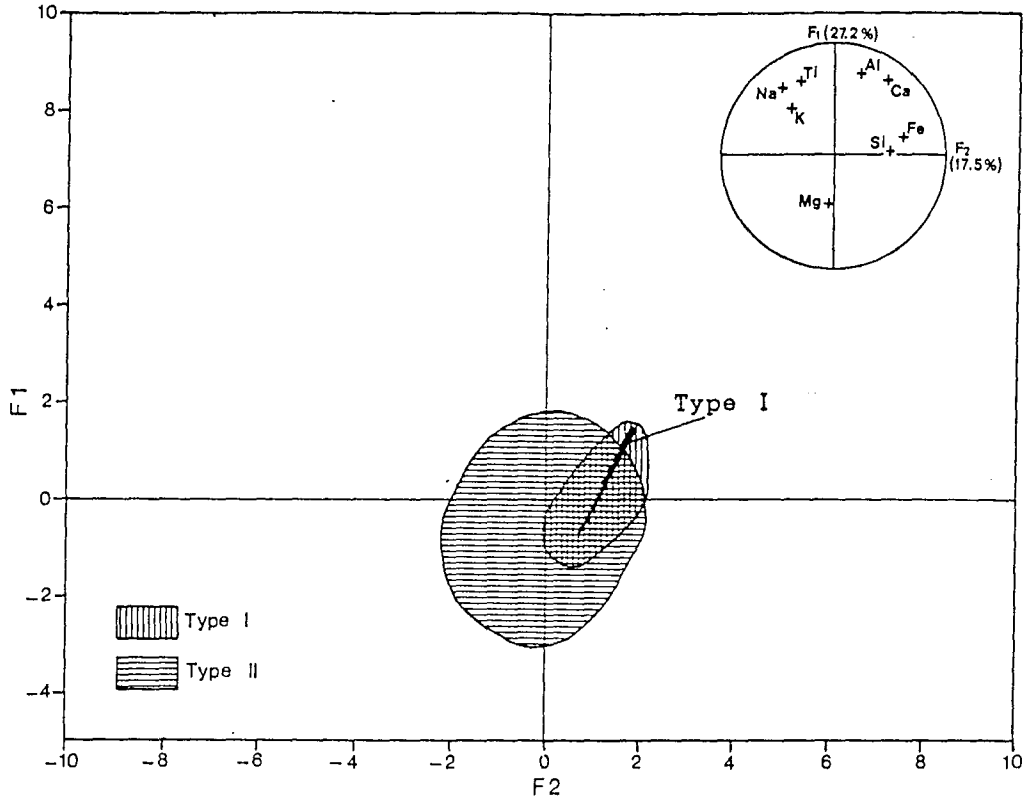


Figure 6 - Harzburgites in the F1F2 plane following a A C P N.

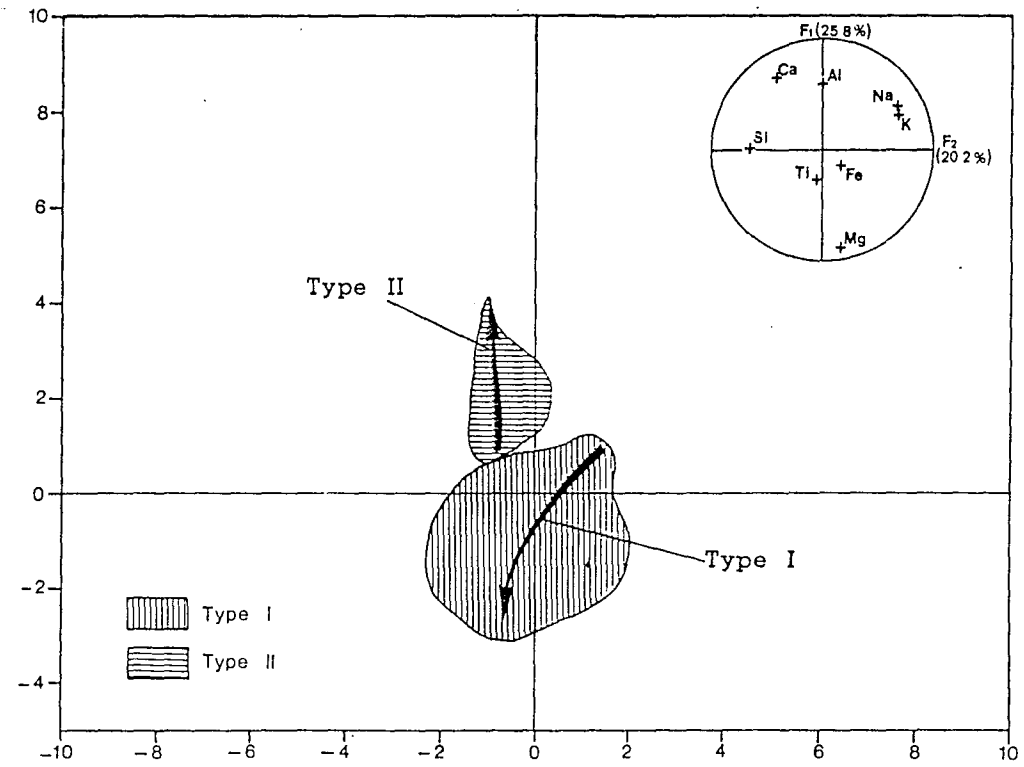


Figure 7 - Lherzolites in the F1F2 plane following a A C P N.

As shown by A. Nicolas and E. Jackson (1972), the western Tethys is mainly lherzolitic whilst the eastern sector is harzburgitic. The depleted character of Type II harzburgites is clearly shown with the distribution centered around the origin of the F1F2 diagram (figure 6). In contrast, the more varied character of the ultramafics of Type I is shown by the evolution of the field from more Al-Ca rich rocks towards the origin. This evolution, from enriched towards depleted rocks, may be explained by variations of partial melting either into sp or pl facies.

On figure 7, the two fields defined by the lherzolites may be explained by the nature of these rocks. For the Type I, declining Al-Na contents towards Mg richer lherzolites is typical of progressive depletion during partial melting ; in contrast, Type II lherzolitic samples are mainly cumulates (see for example the lherzo-noritic unit observed in Antalya by Th. Juteau, 1975). In this case, enrichment of Al and Na may be explained by the increase of plagioclase.

3 - DISCRIMINANT ANALYSIS FOR THE MAJOR ELEMENTS

Discriminant analysis allows the definition of variables which may confirm the a priori classification of two or several groups.

Means and standard deviations of the variables (e.g. major elements) are calculated. The "best" variable is the one which, during the first "step" characterizes the greatest proportion of "well classified" samples. In the following steps, other variables are added to optimize this proportion.

a - THE LIQUIDS

In order to find the elements which most conveniently discriminate between the two popula - tions of effusive and hypabyssal rocks, the Discriminant Analysis programme MAHAL3 (M. Piboule, 1979)*and the DISCR programme (P. Isnard, 1982) have been used. It appears clearly from this step-wise technique that TiO_2, combined with Al_2O_3, FeOt and MgO best separates the two groups. Binary diagrams can therefore be constructed which well differentiate the two populations (M. Marchal and D. Ohnenstetter, 1984). Generally, 75 to 90 % of the samples of a given population lie on the same side of an empiric line defined in each diagram. *(See also J.M. Romeder, 1973).

b - THE PLUTONIC SEQUENCE

Discriminant analysis allows to distinguish plutonic basic rocks of both ophiolite types with binary diagrams such as TiO_2 or SiO_2 of FeOt vs Mafic Index (D. Ohnenstetter et al., 1979 ; G. Serri, 1981). Similarly, the Al_2O_3 - FeO_t - MgO triangle (M. Besson and M. Fonteilles, 1974) shows the evolution of type I rocks from Al_2O_3 enriched peridotites (with spinel and/or plagioclases) through olivine gabbros, troctolitic gabbros and ferrogabbros following the tholeiitic trend defined by M. Besson and M. Fonteilles (1974). In contrast, Type II rocks evolve from depleted peridotites (mainly harzburgites and dunites) through gabbro-norites, norites and granophyres along the calc-alkaline trend (see M. Marchal and D. Ohnenstetter, 1984).

4 - DISCRIMINANT ANALYSIS WITH MINERALS

In a chemico-mineralogical study, the minerals and all the major elements can be used to discriminate the two populations and explain their petrogenesis.

A Discriminant Analysis has been made by means of the programme MAHAL2, written by P. Isnard, with "anonymous samples" corresponding to the known composition of basalt minerals.

The discriminant function DF was obtained with the following value :

$$DF = -0.06591\ SiO_2 + 0.4331\ Al_2O_3 + 0.1884\ MgO - 0.08847\ CaO + 0.3614\ Na_2O - 0.4856\ K_2O + 2.594\ TiO_2 - 0.3443\ FeOt - 5.3542$$

The virtual minerals have been assigned to one or other of the ophiolite populations and a chemico-mineralogical diagram best separating these minerals has been determined (table 7).

MINERAL	COMPOSITION	FUNCTION	AFFINITY
Albite	$NaAlSi_3O_8$	2.78	Type I
Anorthite	$CaAl_2Si_2O_8$	5.91	"
Forsterite	Mg_2SiO_4	2.63	"
Spinel	$MgAl_2O_4$	31.03	"
Ilmenite	$FeTiO_3$	114.93	"
Quartz	SiO_2	- 11.90	Type II
Orthoclase	$KAlSi_3O_8$	- 9.90	"
Fayalite	Fe_2SiO_4	- 31.58	"
Enstatite	$MgSiO_3$	- 1.72	"
Ferrosilite	$FeSiO_3$	- 21.13	"
Diopside	$CaMgSi_2O_6$	- 7.80	"
Hedenbergite	$CaFeSi_2O_5$	- 20.40	"

Tableau 7 - Affinity of minerals to ophiolite types I and II.

Type I is characterized by plagioclase and Mg and Ti rich minerals, whilst Type II is distinguished by pyroxenes, quartz and more evolved minerals.

The virtual minerals chosen by computer methods must be compared with the crystallization order previously proposed by G. Rocci et al. (1975) and M. Ohnenstetter (1982). For Type I ophiolites, as for oceanic samples, the crystallization order is : Ol + Sp, Pl, Cpx, Opx, Timt + Il.

For Type II ophiolites, the following crystallization order may be proposed : Ol + Sp, Cpx + or - Opx, Pl, A, Qz.

The R1R2 diagram (H. de La Roche and J. Leterrier, 1973 ; H. de La Roche et al., 1980) with R1 = 4Si - 11 (Na + K) - (Fe + Ti) and R2 = Al + 2Mg + 6Ca may be used to differentiate the two ophiolite types (M. Marchal, 1983). Essentially, the two types lie on either side of a line bisecting the origin and do not show the same evolutionary trend (figure 8a and 8b).

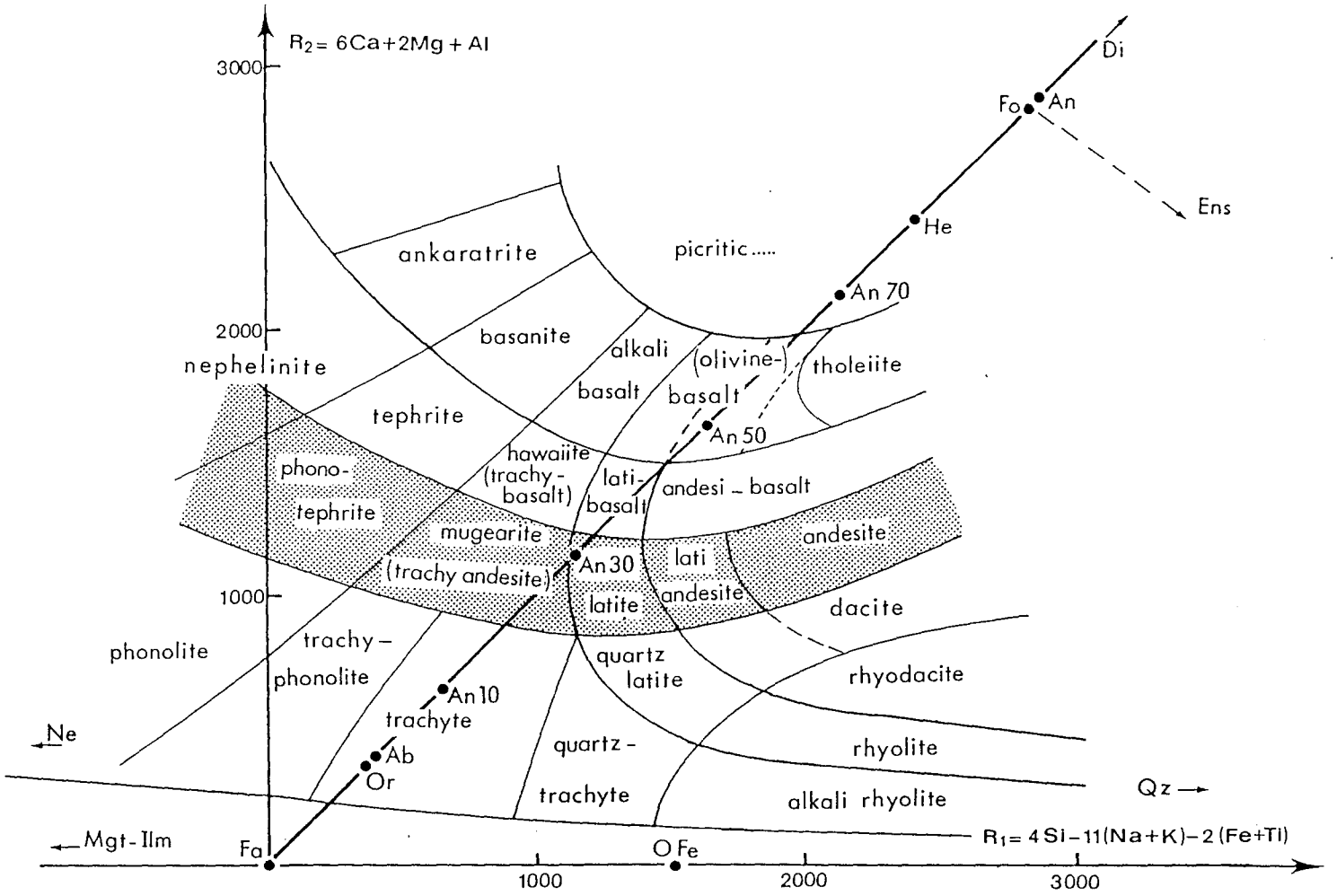


Figure 8 A - R1R2 classification for volcanic rocks (after H. de La Roche et al., 1980)

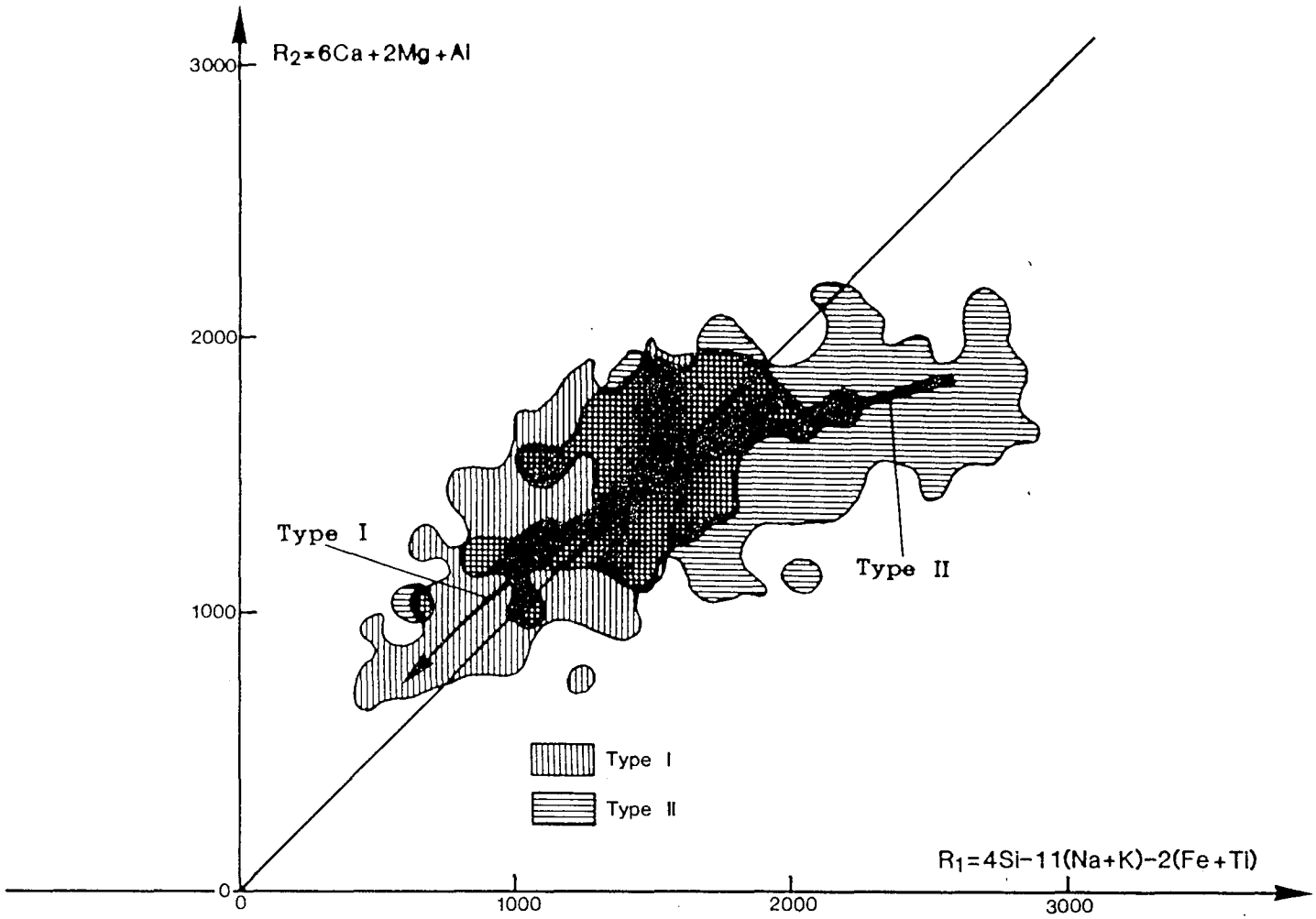


Figure 8 B - Effusive and hypabyssal ophiolite rocks in the R1R2 diagram (after H. de La Roche et al., 1980)

Type I rocks evolve along the critical line due to Ol, Pl, Cpx crystallization whereas Type II rocks evolve at a high angle with the critical plane suggesting the importance of early crystallization of pyroxene (especially orthopyroxene) followed by Pl control and then lying along the critical line.

5 - CHARACTERIZATION AND EVOLUTION OF THE EFFUSIVE AND HYPABYSSAL ROCKS

As seen in the diagrams deriving from factorial and discriminant analyses, certain elements show divergent behaviour during differentiation of the two types of liquids. By comparison with present-day volcanics (table 8, after M. Marchal and D. Ohnenstetter, 1984) clear analogies are suggested between Type I (olivine tholeiites) and Mid-ocean ridge basalts (MORB), and between Type II (quartz-tholeiites) and island-arc tholeiitic basalts, not only in their element and mineral compositions but also in their evolution in various reference diagrams.

Close examination of the TiO_2 contents of the samples distinguishes several rock types in each ophiolite group :

The high-Ti ophiolitic suite may be subdivided into three sub-types : the most common basaltic rocks with normal MORB affinities ($.7 < TiO_2 < 2.$), enriched MORB and ferrobasalts ($1.5 < TiO_2 < 2.2$), and evolved ferrobasalts and ferroandesites ($1.9 < TiO_2 < 3.$).

In the same way, three sub-types may be found in the low-Ti ophiolitic suite : a very low-Ti group ($0 < TiO_2 < 0.6$) showing some chemical resemblance to boninites, a group corresponding to low-Ti ($.3 < TiO_2 < .7$) basalts characteristic of island-arc low-K tholeiites and a group with some resemblance to Type I ophiolites ($.7 < TiO_2 < 1.3$), mainly located in Greek ophiolites or in the dyke swarms which are often intruded in Turkish ophiolites.

To summarize, for the Type I rocks (like in the western Mediterranean), partial melting of the upper mantle yields, lherzolitic residues and cumulates with early crystallization of plagioclase ; the liquids show close resemblance with present-day oceanic ridge basalts.

On the other hand, for the Type II rocks (like in the eastern Mediterranean), melting of the mantle gives harzburgitic residues and cumulates with early pyroxenes ; the liquids are generally similar to low-K tholeiites of present-day immature island-arc volcanics.

E - METALLOGENIC IMPLICATIONS

1 - PODIFORM CHROMITE DEPOSITS

P. Routhier (1963) has observed that chromite deposits occur within ophiolites from Yugoslavia, Greece, Turkey and Iran whilst the ophiolites from the Alps are barren. Furthermore T.P. Thayer (1972) has suggested that podiform chromite occurs within the harzburgitic sub-types whilst the lherzolitic subtype is devoid of mineralization.

ELEMENTS	1		2		3		4	
	M	SD	M	SD	M	SD	M	SD
SiO_2	49.77	2.78	49.81	3.29	49.42	0.85	49.95	1.24
Al_2O_3	16.05	1.70	14.57	2.09	15.41	1.56	17.30	1.81
FeOt	8.63	1.90	8.72	1.51	9.76	1.59	9.88	1.85
MnO	0.22	0.45	0.16	0.06	0.16	0.06	0.17	0.02
MgO	6.62	2.01	7.63	4.53	8.07	1.87	6.06	1.72
CaO	7.35	2.84	8.88	2.73	10.98	1.40	10.98	1.50
Na_2O	4.54	1.32	3.03	1.46	2.65	0.39	2.03	0.71
K_2O	0.50	0.67	0.68	0.79	0.33	0.51	0.33	0.13
TiO_2	1.64	0.52	0.91	0.65	1.58	0.52	0.90	0.36
P_2O_5	0.25	0.15	0.13	0.18	0.19	0.17	0.13	0.09
n	568		688		100		35	
CIPW NORM								
quartz	0.0		1.0					
orthoclase	3.1		4.0					
albite	38.7		26.8					
anorthite	21.8		23.3					
diopside	9.6		14.4					
hyperstene	3.5		21.4					
olivine	13.1		0.0					
ilmenite	3.1		1.7					
magnetite	2.2		2.2					

1 - Effusive and hypabyssal rocks of the western area of the Mediterranean : Type I (40 % < SiO_2 < 56 %)

2 - Effusive and hypabyssal rocks of the eastern area of the Mediterranean : Type II (40 % < SiO_2 < 56 %)

} OPHRA file

3 - Abyssal tholeiites

4 - Low K tholeiites

} compiled by M. PIBOULE (1979)

Table 8 - Mean, Standard deviation of the major elements and normative composition of the effusive and hypabyssal rocks of the OPHRA file as compared with present-day tholeiites modified after M. Marchal and D. Ohnenstetter (1984).

An obvious correlation of chromite deposits with Type II ophiolites has been underlined by G. Rocci et al. (1975) and D. Ohnenstetter et al. (1979), as easily shown by treatment of the data file : Type I contains basaltic liquids richer in Cr_2O_3 than Type II, due to chromium removal from Type II liquids. This behaviour of chromium may be observed on trace element diagrams (J. Pearce, 1975 and 1980 ; L. Beccaluva et al., 1979).

Water derived from subduction processes may account for the hydrous partial melting of Type II ophiolites like the Vourinos (L. Beccaluva et al., 1984). The presence of subduction derived water may be expected by the presence of hydrous minerals included within the chromites (T. Auge, 1982). The high water content in the melt increase the olivine and spinel phase volume; the high oxygen fugacity may also explain the important fractionation of spinel in basaltic liquids (R. Hill and P. Roedder, 1974).

On the other hand, the incongruent melting of chromian diopside (J.S. Dickey et al., 1971) may release chromium from the silicate phase during the incongruent partial melting of the lherzolitic upper mantle. The Cr depletion in clinopyroxenes from upper mantle rocks of Type II ophiolites has been underlined by J. Kornprobst et al., 1981. The presence of ophiolitic complexes (Type II) rich in chromite deposits in island-arc-marginal seas environments has been proposed by D. Ohnenstetter et al. (1979) and J. Pearce et al. (in press).

2 - VOLCANOGENIC SULPHIDE DEPOSITS

In 1972 R.M. Sillitoe pointed out that Cyprus-type sulphide deposits formed in a sea-floor spreading tectonic situation. Since that our knowledge of oceanic hydrothermal mineralization has expanded greatly (L. Dimitriev et al., 1971 ; E. Bonatti et al., 1976 ; J. Francheteau et al.,1979 ; E. Oudin et al., 1981). Similarities between Cyprus-type deposits and massive sulphides from "black smokers" of the East Pacific Rise have been underlined by J. Francheteau et al. (1979), E. Oudin et al., (1981) and E. Oudin (1982).

Whilst oxygen isotope evidence suggests that hydrothermal circulation occurs in both ophiolite types (T. Heaton and S. Sheppard, 1977), significant differences exist between the volcanoge - nic sulphide deposits associated with each ophiolite type. This may be related to the nature of the volcanics (C.R.B. LISTER, 1977).

Cyprus volcanics have closer affinities with immature island-arc magmatism (A. Myiashiro, 1973) and/or back-arc basins (J. Pearce, 1980 and in press), corresponding to Type II ophiolites. Their sulphide deposits (G. Constantinou, 1976, 1980) are of greater magnitude than those associated with Type I ophiolites and are characterized by high sulfur paragenesis - pyrite, marcasite/chalcopyrite/sphalerite - resembling to some extent pyriteous piles associated with epicontinental calc-alkaline volcanism (J. Bouladon et al., 1976).

In contrast, volcanogenic sulfide deposits associated with Type I ophiolites are characterized by a low sulfur paragenesis (chalcopyrite, bornite, pyrite, sphalerite or magnetite)and form small deposits in the Alps, Apennines (L. Brigo et al., 1976) and Corsica (J. Bouladon and P. Picot, 1968). Their small size and paragenesis are typical of present-day hydrothermal systems occuring along the fast spreading ridges.

F - CONCLUSIONS

The published data on ophiolites have been plotted on different discriminant diagrams, based on major element contents. It appears clearly that a bimodality exists (G. Rocci et al., 1975) among the different complexes.

As most ophiolites do not represent pieces of the oceanic crust formed in Mid-oceanic ridge environments (J. Cann, 1976), the low-Ti basalts are considered to be products of spreading centers near subduction zones (D. Ohnenstetter and M. Ohnenstetter, 1976 ; S. Sun and R.W. Nesbitt, 1978 ; L. Beccaluva et al., 1979 ; J. Pearce et al., in press). Recent studies indicate that the well preserved ophiolite complexes derive from marginal basins (H. Upadhyay and E. Neale, 1979).

Using the OPHRA data bank it is possible to classify each ophiolitic complex into two main groups. This typology may be a useful indicator of the metallogenic potentiality of the ophiolitic massives (D. Ohnenstetter et al., 1979).

It appears that Type I ophiolites, similar to MORB magmatism, contain no chromite deposits and only sulfur poor volcanogenic sulphide deposits. On the other hand Type II ophiolites representative of subduction zone environments possess a significant metallogenic importance : they are always associated with podiform chromite deposits and sometimes exhibit Cyprus type ore deposits.

ACKNOWLEDGEMENTS

Thanks are due to the EDTA team of CRPG (Mrs. M. Sarre for building the PUBLOPH file, Mr. G. Dreux for his help in computer programs, Mr. E. Boymond for automatic drawings), to Mr. M. Piboule and Mr. P. Isnard for their help in factor analysis programs and interpretations, to Mr. J.J. Royer for reading the manuscript, to Mr. A. Legros for the drawings, to Mr. J. Gorau for the photographs, to Ms. N. Baillet for the manuscript typing and to Mr. A. Aplin (University of London - Imperial College) for aid in translation.

BIBLIOGRAPHY

AMSTUTZ G.C. (1980) - The early history of the term ophiolites and its evolution until 1945. *In* A. PANAYIOTOU Ed. "Ophiolites, Proceeding International Ophiolite, Symposium, Cyprus 1979", pp. 149-152.

ANONYMOUS (1972) - Penrose field conference on ophiolites. Geotimes 17, pp. 24-25.

AUGE T. (1982) - Etude minéralogique et pétrographique de roches basiques et ultrabasiques du complexe ophiolitique du Nord Oman. Relations avec les chromitites. Comparaison avec deux complexes d'Arabie. Document BRGM, 65, 263 p.

BARY Ch. de (1974) - Conception et réalisation d'un logiciel de gestion et d'interrogation d'une banque de données géologiques. Thèse Nancy, Sci. de la Terre, Fr., série Informatique Géologique, n° 3, 177 p.

BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1979) - Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites. Application to some ophiolites. Canadian Journal Earth Sciences, 16, pp. 1874-1882.

BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., PAUPY A. (1984) - Two magmatic series with island-arc affinities within the Vourinos ophiolite. Contrib. Mineral. Petrol., 85, pp. 253-271.

BESSON M., FONTEILLES M. (1974) - Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéiitiques et calcoalcalines. Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 27, pp. 445-449.

BONATTI E., GUERNSTEIN-HONNOREZ B.M., HONNOREZ J. (1976) - Copper-Iron sulphide mineralizations from the Equatorial Mid-Atlantic Ridge. Econ. Geol., 54, pp. 1506-1524.

BOULADON J., PICOT P. (1968) - Sur les minéralisations en cuivre des ophiolites de Corse, des Alpes françaises et de Ligure (pro parte). Bull. BRGM (2), II, 1, pp. 23-37.

BOULADON J., PICOT, P., LAFORET C. (1976) - Les gisements sulfurés stratiformes liés au volcanisme. Quelques reflexions sur l'environnement et la minéralogie des minerais. Mém. H. Série, Soc. Géol. Fr., 7, pp. 149-154.

BRIGO L., DAL PIAZ G.V., FERRARIO A. (1976) - Le mineralizzazioni cuprifere legate a termini effusivi di Alcuni complessi ofiolitici Nell'Area Mediterranea. Boll. Asso. Mineraria Subalpina, 13, pp. 352-371.

BRONGNIART A. (1827) - Classification et caractères minéralogiques des roches homogènes et hétérogènes. Levrault Ed.

BRUNN J.R. (1940) - Conditions de gisement des roches basiques en Macédoine Occidentale. C.R. Acad. Sci. Paris, 210, p. 735.

BRUNN J.H. (1959) - La dorsale Medio-Atlantique et les épanchements ophiolitiques. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., n° 8, pp. 234-236.

CANN J. (1976) - Most ophiolites are not pieces of ocean crust. 6 p. Multigr.

CHAYES F., GROETSCH G., LI Sh., POSSOLO A. (1982) - The IGBA data base for igneous petrology. Carnegie Inst. Washington Year Book, 81, pp. 316-319.

COLEMAN R.G., PETERMAN Z.E. (1975) - Oceanic plagiogranite. J. Geophys. Res., 80, pp. 1099-1108.

COLEMAN R.G. (1977) - Ophiolites, ancient oceanic lithosphere ? Springer, 229 p., New York.

CONSTANTINOU G. (1976) - Genesis of the conglomerate structure, porosity and collomorphic textures of the massive sulfide ores of Cyprus. Geol. Ass. Canada, Spoec. Pap. 14, pp. 187-210.

CONSTANTINOU G. (1980) - Metallogenesis associated with the Troodos ophiolite. *in* A. PANAYIOTOU Ed., Ophiolites Geol., Survey Dept. Cyprus, pp. 663-674.

DICKEY J.S. Jr., YODER H.S., SCHAIRER J.F. (1971) - Chromium in silicate oxide systems. Carnegie Inst. Washington Yearbook 70, pp. 118-122.

DIMITRIEV L., BARSUKOV V., UDINSTEV G. (1971) - Rift zones of the ocean and the problem of ore formation. Soc. Mining Geol. Japan, 65, 9 p.

DUBERTET L. (1939) - Sur la genèse et l'âge des roches vertes syriennes. C.R. Acad. Sci., Paris, 209, p. 763.

FRANCHETEAU J., NEEDHAM M.D., CHOUKROUNE P., JUTEAU I., SEGURET M., BALLARD R.D., FOX P.J., NORMARK W., CARRANZA A., CORDOBA P., GUERRERO J., RANGIN C., BOUGAULT H., CAMBON P., HEKINIAN R. (1979) - Massive deep sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. Nature, 277, pp. 523-528.

GRANDCLAUDE Ph., MARCHAL M., LA ROCHE H. de (1976) - Les fichiers géochimiques du CRPG. Leur contenu et les modalités de leur utilisation comme Banque de Données. Revue Industrie Minérale 58, n° 10, pp. 457-463.

GRANDCLAUDE Ph. (1979) - Information and its processing. Some proposals for possible standardiza - tion of the schemes and terminology used for presentation of data files with emphasis on geochemical ones. Computers and Geosciences, 5, pp. 15-18.

HALD A. (1952) - Statistical theory with engineering applications. In a Wiley publication in applied statistics. New York.

HEATON T.H.E., SHEPPARD S.M.F. (1977) - Hydrogen and oxygen isotope evidence for sea water hydro - thermal alteration and ore deposition. Troodos complex, Cyprus. Geol. Soc. London, Spec. Pub. 7.

HILL R., ROEDDER P. (1974) - The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. J. Geol., 2, pp. 709-730.

ISNARD P. (1982) - Etude chimique du massif granitique du Sidobre (Tarn). Contribution à la méthodologie d'étude des grands échantillonnages. Sci. de la Terre Fr., Mémoire n° 41, 419p.

JUTEAU T., LAPIERRE H., NICOLAS A., PARROT J.F., RICOU L.E., ROCCI G., ROLLET M. (1973) - Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques. B.S.G.F., 15, pp. 478-493.

JUTEAU T. (1975) - Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides Occidentales, Turquie). Sci. de la Terre, Mém. 32, 692 p., Thèse Doc. Etat, Nancy.

KORNPROBST J., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1981) - Na and Cr content in clinopyroxenes from peridotites : a possible discriminant between "sub continental" and "sub oceanic" mantle. Earth Planet. Sci. Letters, 53, pp. 241-254.

LA ROCHE H. de, LETERRIER J. (1973) - Transposition du tétraèdre de Yoder et Tilley dans un dia - gramme chimique de classification des roches basaltiques. C.R. Acad. Sc., Paris, Série D, 276, pp. 3115-3118.

LA ROCHE H. de, LETERRIER J., GRANDCLAUDE Ph., MARCHAL M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature. Chemical Geology, 29, pp. 183-210.

LETERRIER J., MARCHAL M., DUBUIT M. (Avec la collaboration de DREUX G.) (1983) - La Banque de Données géochimiques ARTEMISE (Analyse Roches Totales, Minéraux, Sols et Eaux). Exemples de valorisation scientifique. Bull. Soc. Géol. France, 1983, 7, t. XXV, n° 5, pp. 697-704.

LEYMARIE P., BEAUCOURT F. de, ISNARD P. (1975) - Le traitement automatique des données géochimiques. Méthodes utilisées au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques. Sci. de la Terre, Fr., Série Informatique Géologique, n° 6, 69 p.

LISTER C.R.B. (1977) - Qualitative models of spreading centers processes ; including hydrothermal penetration. Tectonophysics, 37, pp. 203-218.

MARCHAL M. (1983) - La Banque de Données Géochimiques OPHRA (ophiolites et roches associées). Principes et techniques de création. Présentation thématique et régionale de son contenu. Premières exploitations synthétiques.Thèse 3e Cycle, Nancy-I, Mém. n° 45, Sci. de la Terre (sous presse).

MARCHAL M., OHNENSTETTER D. (1984) - The OPHRA data bank. Ofioliti, special issue ("Ophiolites : Oceanic Tectonics and Metamorphism") submitted.

MIYASHIRO A. (1973) - The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island-arc. Earth Planet, Sci. Letters, 19, pp. 218-224.

NICOLAS A., JACKSON E.D. (1972) - Répartition en deux provinces des péridotites des Chaînes Alpines longeant la Méditerranée : implications géotectoniques. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 52, pp. 479-495.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1976) - Modèle de fonctionnement d'une ride Medio-Océanique à partir de l'étude pétrologique des ophiolites Corses. Bull. Soc. Géol. Fr., 18,pp.889-894.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., PAUPY A., ROCCI G. (1979) - La diversité des ophiolites : importance de la nature du fractionnement et conséquences métallogéniques. *in* "Facteurs contrôlant les minéralisations sulfurées du nickel". Mémoire du BRGM, n° 97, pp. 47-61.

OHNENSTETTER M. (1982) - Importance de la nature et du rôle des discontinuités au sein des ophiolites lors du développement d'un orogène. Thèse d'Etat, Université Nancy I, 588 p.

OUDIN E., PICOT P., POUIT G. (1981) - Comparison of sulphide deposits from the East Pacific Rise and Cyprus. Nature, 291, pp. 404-407.

OUDIN E. (1982) - Etude minéralogique de trois échantillons de sulfures sous-marins prélevés sur la Ride de Juan de Fuca (Pacific NE). Mém. BRGM, 82, 241 p.

PEARCE J.A. (1975) - Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. Tectonophysics, 25, pp. 41-67.

PEARCE J.A. (1980) - Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. *in* Ophiolites. Proceedings Intern. Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, A. PANAYIOTOU Ed., pp. 261-272.

PEARCE J.A., LIPPARD S.J., ROBERTS J. (in press) - Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites.

PIBOULE M. (1979) - L'origine des amphibolites : approche géochimique et mathématique. Application aux amphibolites du Massif Central Français. Thèse, Université Claude Bernard, Lyon-I, 1003 p.

ROCCI G., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1975) - La dualité des ophiolites Tethysiennes. Pétrologie, 1, pp. 172-174.

ROCCI G. (1980) - Ophiolites 80 : une formation géologique élevée au rang de marqueur géodynamique. Mém. H. Sér. Soc. Géol. Fr., 10, pp. 39-50.

ROMEDER J.M. (1973) - Méthodes et programmes d'analyse discriminante. Dunod.

ROUTHIER P. (1946) - Volcano-plutons sous-marins du cortège ophiolitique. C.R. Acad. Sci., Paris, 222, pp. 192-194.

ROUTHIER P. (1963) - Les gisements métallifères. Masson Ed.

ROYER J.J., MALLET J.L. (1980) - Recent progress in spatial data processing the GEOL language. Sci. de la Terre, Fr., Série Informatique Géologique, n° 14, pp. 175-190.

SERRI G. (1981) - The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes : a key for the classification of ophiolites into Low-II and High II Types. Earth and Planet. Sci. Letters, 52, pp. 203-212.

SILLITOE R.H. (1972) - Formation of certain massive sulphide deposits at sites of sea-floor spreading. Trans. Inst. Min. Metal., 81, B. 141, B. 148.

STEINMANN G. (1906) - Geologische Beobachtungen in den Alpen (II). Die Schardische Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine. Ber. Natf. Ges. Freiburg, 16, pp. 1-49.

STEINMANN G. (1927) - Die ophiolitischen Zonen in dem Mediterranen Kettengebirge. 14th Intern. Geol. Congr. Madrid, 2, pp. 638-667.

SUN S.S., NESBITT R.W. (1978) - Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. Geology, 6, pp. 689-693.

THAYER T.P. (1972) - Gabbro and epidiorite versus granulite and amphibolite : a problem of the ophiolite assemblages. VI Conf. Geol. Del Caribe - Margaita, Venezuela Memoria, pp. 315-320.

UPDHYAY H.D., NEALE E.R.W. (1979) - On the tectonic regimes of ophiolite genesis. Earth Planet. Sci. Letters, 43, pp. 93-102.

WILCOXON F. (1945) - Individual comparison by Ranking methods. Biometrics, 1, pp. 80-83.

CHAPITRE II

LES MINERALISATIONS DE CHROMITE, DE PGE ET DE NiS DANS LES COMPLEXES RUBANES

DEUXIEME PARTIE

CHAPITRE 2

La deuxième partie se rapporte à l'étude des minéralisations de nickel sulfuré et de PGE de l'Archéen et du Protérozoïque.

Le premier article (Henry et Ohnenstetter, 1979) présente une classification des gisements de nickel sulfuré qui intègre leur environnement géologique. Dans tous les cas, la minéralisation est précoce par rapport au cycle considéré. La cristallisation des sulfures accompagne d'ailleurs souvent celle des oxydes, essentiellement la magnétite qui frange des spinelles chromifères.

Le premier type (A) possède les plus gros gisements. Les sulfures y sont disséminés ou massifs, et associés à des intrusions dont le cœur dunitique portant la minéralisation est entouré d'une enveloppe pyroxénitique.

Le deuxième type (B), à plus faible tonnage, est situé en base de coulées à spinifex. Les gisements semblent d'autant plus abondants que la teneur en MgO des laves est plus forte.

Le troisième type (C), dont les estimations de réserve sont intermédiaires entre les deux autres, est associé à des coulées ou à des sills souvent plus différenciés que les précédents: présence de dunite, de pyroxénites plus abondantes et de gabbros.

La plupart de ces gisements ont un fort rapport Ni/Cu (>10) qui est souvent accompagné d'une minéralisation à rapport Pt/(Pt+Pd) faible (<40). Ce rapport diminue encore lorsque la minéralisation sulfurée est remobilisée, par exemple au contact des sills dans des zones cisaillées (Beaudoin et al., 1990). Dans ce cas, la minéralisation sulfurée est fortement enrichie en Cu.

La nature des roches de profondeur et des roches effusives a été déterminée à l'aide de projections à partir de deux tétraèdes, afin de tenir compte des phases minérales contrôlant la composition des liquides et des solides.

Cette étude a permis de mettre en évidence la sursaturation en silice des komatiites ainsi que celle de la plupart des tholéïtes, exceptées les tholéïtes abyssales dont le caractère particulier est ainsi souligné. On note ainsi toute l'efficacité du plan PY (olivine- clinopyroxène-plagioclase) dans la discrimination des magmas. La sursaturation en silice et son corollaire, le déficit en feldspath, sont favorables pour distinguer les magmas à hautes concentrations métallifères.

Le dernier article porte sur une étude globale d'un filon couche ultramafique à mafique, hôte d'une minéralisation sulfurée à Ni et Cu, dans la fosse du Labrador. L'étude géochimique souligne l'analogie entre ce magmatisme protérozoïque et celui des MORB (MORB légèrement appauvri), ce qui est en accord avec une mise en place du sill dans un rift peu évolué (protorift).

Plusieurs métallotectes ont été dégagés au cours de cette étude: métallotectes lithologiques, structuraux et géochimiques qui témoignent de la multiplicité des conditions devant être remplies avant qu'un gisement puisse se former.

Les hypothèses génétiques quant à la formation des gisements dans les roches basiques ultrabasiques ont fait rechercher les PGE essentiellement dans les chromitites et les concentrations de Ni sulfuré. On sait maintenant, en partie grâce aux études entreprises sur les complexes alaskéens, que des gisements de PGE peuvent être dépourvus de spinelle et de sulfures (<1%).

Les travaux auxquels j'ai participé portent sur des minéralisations en PGE associées (1) aux chromitites des complexes rubanés, en l'occurrence le sill de Bird River (Ohnenstetter et al., 1986); (2) aux concentrations sulfurées des sills et des coulées ultramafiques du Protérozoïque (Rohon et al., 1990; Beaudoin et al., 1990). Ils soulignent le contraste existant entre la répartition des PGE dans les chromitites où les éléments de la première triade sont enrichis et ceux liés aux amas sulfurés où ce sont les éléments de la deuxième triade qui dominent (Rh, Pt, Pd). Dans le premier cas, les minéraux du groupe du platine (PGM) sont antérieurs aux chromites tandis que dans le second, ils leur sont contemporains à postérieurs.

Des zonations ont été mises en évidence dans de nombreux PGM. Ainsi dans les laurites (RuS_2) incluses dans les chromites de Bird River Sill, la substitution Ru-Os peut être corrélée aux variations cryptiques du minéral hôte. Os est positivement corrélée avec Mn et est négativement corrélé avec Ti et Cr/(Cr+Al). L'hypothèse de formation retenue privilégie le piégeage des PGM dans les chromites, la cyclicité des variations cryptiques étant liée aux fluctuations de la phase fluide associée au magma qui fractionne dans la chambre magmatique.

L'article de Beaudoin et al. signale l'existence d'une minéralisation palladifère et cuprifère située dans la bordure cisaillée d'un sill. Cette minéralisation secondaire provient de la remobilisation hydrothermale d'amas sulfurés de nickel et cuivre associés à un sill ultramafique protérozoïque de la fosse du Labrador. Cette minéralisation témoigne de la capacité des PGE à être remobilisés, principalement le palladium qui accompagne le cuivre à basses températures.

Bull. Soc. géol. France, 1977, (7), t. XIX, n° 5, p. 979-982.

Le volcanisme archéen de l'Abitibi (Canada) et les gisements de nickel sulfuré associés

par BERNARD HENRY * et DANIEL OHNENSTETTER **

Mots clés. — Ni, Sulfure, Péridotite, Archéen, Protérozoïque inférieur, Gîte intramagmatique, Gîte volcanogène, Texture (Spinifex).
Ontario.

Résumé. — Trois types de gisement de nickel sulfuré sont liés aux komatiites archéennes. Le premier type de gîte est associé à de grandes masses dunitiques. Il est en général à fort tonnage et peut être subdivisé en gîtes à sulfures soit disséminés, soit concentrés. Le deuxième type de gisement est caractérisé par des concentrations sulfurées de faible tonnage en liaison étroite avec des coulées ultramafiques à spinifex. Enfin un type intermédiaire peut être représenté par des coulées ou des sills légèrement plus différenciés.

Abstract. — In Archean komatiites many evidences of extrusive and hypabyssal ultramafic liquids clearly exists. Nickel sulfide deposits are often associated with this kind of volcanism. It may be possible to define three main types of nickel deposits. The first one is associated with large dunitic bodies and may be subdived into high grade and disseminated ore deposits. The second one is characterized by high grade, small deposits linked to spinifex textured rocks. High grade, intermediate deposits occurring within the layered flows and/or sills of more pyroxenitic composition represent the last type.

I. — Le volcanisme ultramafique ou komatiitique.

La ceinture orogénique de l'Abitibi (Province supérieure), la plus vaste des « Greenstone belts » du Canada, est composée de nombreux sillons orientés Est-Ouest [Goodwin et Ridler, 1970]. Elle est bordée à l'Ouest par les gneiss de Kapuskasing et à l'Est par le front du Grenville. Les séquences lithostratigraphiques, tant dans la région de Timmins [Pyke, 1974] que dans l'ensemble Malartic-Val d'Or [Imreh, 1976], peuvent être subdivisées de bas en haut en unités : 1) à volcanisme ultramafique ou komatiitique ; 2) à volcanisme basique ; 3) sédimentaire. Cette lithostratigraphie est comparable à celle décrite en Afrique australe par Anhaeuser *et al.* [1969] et Viljoen et Viljoen [1969]. Le métamorphisme qui affecte les séries volcaniques canadiennes est principalement de faciès schistes verts, bien que dans certains endroits on peut observer le début de l'amphibolite faciès. La conservation des textures, notamment des spinifex, dans le faciès à staurotide, biotite et grenat a été signalée par Imreh [1976] dans le groupe de Pontiac. Le volcanisme komatiitique est représenté soit par des coulées, soit par des sills. Ces émissions de laves ultramafiques sont associées à des méta-tholéiites et des méta-andésites. De nombreux critères de polarité [Pyke *et al.*, 1973] permettent de préciser le sens de mise en place de ces coulées. Les craquelures de sommet de coulée ou sutures polygonales [Pyke, 1970, 1975] et les spinifex témoignent du caractère effusif de ces ultramafites. Le terme de spinifex recouvre plusieurs types de textures [Nesbitt, 1971] qui sont toutes caractérisées par la croissance squelettique d'olivine et/ou de clinopyroxène dans un verre altéré. Ces textures ne sont pas sans rappeler les crescumulats ou harrisites de Rhum [Wadsworth, 1961 ; Wager et Brown, 1968 ; Nesbitt, 1971 ; Donaldson, 1974] et des ophiolites alpines [Bezzi et Piccardo, 1971 ; Ohnenstetter *et al.*, 1975]. Dans les komatiites, les spinifex peuvent être expliqués par la croissance rapide de germes cristallins en milieu sursaturé lors de la trempe de la lave. Des phénomènes de surfusion favorisent probablement le développement des minéraux squelet-

* B.R.G.M., B.P. 6009, 45018 Orléans Cedex.
** Laboratoire de pétrologie, Univ. de Nancy I, C.O. 140, 54037 Nancy Cedex.
Note présentée le 16 mai 1977 ; manuscrit définitif remis le 5 septembre 1977.

tiques. Les olivines lamellaires qui atteignent parfois quelques dizaines de centimètres, peuvent se grouper en éventails, le plus souvent perpendiculaires aux coulées et évasés vers le bas de celles-ci. Au sommet des coulées, on peut observer la formation de hyaloclastites et de brèches de coulées comme à Alexo par exemple. Le métamorphisme se traduit dans ces roches par la serpentinisation à laquelle peut se superposer une altération talco-carbonatée en milieu réducteur [Naldrett, 1966]. Les gisements de nickel sulfuré de l'Archéen canadien [Henry, 1974 *a*], rhodésien ou australien sont toujours associés aux premières manifestations magmatiques du cycle ultramafique.

II. — Komatiites et nickel sulfuré.

Les komatiites potentiellement les plus favorables aux concentrations nickélifères sont celles qui possèdent des teneurs supérieures à 40 % de MgO [Naldrett et Arndt, 1976] [1]. L'absence de minéralisation dans les komatiites d'Afrique du Sud pourrait en partie être expliquée par le fait qu'elles sont moins magnésiennes. Une classification des gisements de nickel sulfuré a déjà été envisagée par Naldrett et Arndt [1976] notamment à partir de la connaissance des gîtes australiens [Gee *et al.*, 1976]. La classification que nous proposons est légèrement différente de celle présentée par ces auteurs. Nous distinguerons :

1) *Type A.* Les gisements de ce type sont associés à des lentilles ultramafiques plurikilométriques qui représentent probablement des réservoirs subvolcaniques de magmas komatiitiques. Ils sont généralement à fort tonnage, et peuvent être subdivisés en deux sous-types.

— *Sous type A_1 :* gisements de sulfures disséminés de fort tonnage mais de faible teneur. Exemples : Dumont nickel, province du Québec [Eckstrand, 1975] 350 millions de tonnes à 0,34 % Ni [2]. Mount Keith, Australie Occidentale, 250 M T à 0,6 % Ni [2].

Dans ces lentilles ultramafiques, composées de dunites et de péridotites, les sulfures sont disséminés dans le cœur dunitique. Toutefois de petites concentrations de minerais jalonnent parfois le contact du sill avec son encaissant volcano-sédimentaire.

— *Sous-type A_2 :* mêmes caractéristiques de gisement mais concentration importante à la base de la lentille. Exemple : Persévérance, Australie Occidentale [Nickel *et al.*, 1977], 40 M T à 2 % Ni [2].

2) *Type B.* Ces gisements sont associés aux volcanites à texture de spinifex. Ils sont à forte teneur mais de taille restreinte.

— *Sous-type B_1 :* Concentrations sulfurées dans le contact basal d'un empilement volcanique ultramafique. Exemples : Marbridge, Province de Québec [Graterol et Naldrett, 1971] 774 227 tonnes à 2,28 % Ni ; Langmuir, Ontario, dans la zone supérieure 478 000 T à 0,77 % Ni, dans la zone inférieure 166 000 T à 1,92 % Ni [3] ; Scotia, Australie occidentale, 1 M T à 1,95 % Ni [2] ; Nepean, Australie Occidentale.

— *Sous-type B_2 :* gisements associés à des corps ultramafiques à texture de spinifex locale, mais où il est impossible de reconstituer l'organisation des coulées. Exemples : Texmont, Ontario [Eckstrand, 1973] 3,8 M T à 1 % Ni [3] ; Alexo, Ontario, 53 500 T à 4 % Ni [3].

3) *Type C.* Les gisements de ce type sont associés à la base de coulées ou de sills stratifiés *(« layered flows »)* de 100 à 200 m d'épaisseur de nature plus pyroxénitique. Les équivalents stériles de Munro Twnsp, Ontario, notamment les coulées L ou « *Fred's flow* » (komatiitique) et H ou « *Theo's flow* » tholéiitique) sont décrites en détail dans Arndt [1976] et Arndt *et al.* [1977]. Ces coulées comportent à la base des accumulations d'olivines puis de pyroxènes (ortho- et clinopyroxènes). Graduellement les péridotites passent par l'intermédiaire de pyroxénites aux norites et aux gabbros. La zone sommitale de ces coulées est constituée d'une zone à spinifex ou d'une zone de pyroxénites aphanitiques. Elle est recouverte de brèches ou de hyaloclastites. Par ailleurs, il est intéressant de noter la présence d'amphiboles et parfois de biotite dans ces coulées [Arndt, 1976]. Ces minéraux se rencontrent fréquemment dans les gîtes de nickel sulfuré plus jeunes, tels que Sudbury, Lynn Lake et Giant Mascot par exemple.

Exemples : dans le gîte de Shangani, Rhodésie, 16 M T à 0,92 % Ni ; Viljoen *et al.* [1976] décrivent une succession analogue : méta-péridotites, méta-pyroxénites, méta-gabbros, la zone supérieure étant représentée par des méta-pyroxénites. L'encaissant volcano-sédimentaire est constitué de tufs acides et d'agglomérats.

— Certains gîtes australiens dont Kambalda, 21 M T à 3 % Ni [2], qui comportent des roches à talc-trémolite et trémolites-chlorites [Mohammed, 1974] pourraient appartenir à ce type. D'autant plus que certains échantillons de Kambalda montrent du point de vue chimique l'effet d'une accumulation de pyroxènes [Besson, 1976].

Il est vraisemblable que tous ces types de gisements sont génétiquement liés. Les types A pouvant être les réservoirs et « *feeders* » des types B, coulées et sills ultramafiques, et C, coulées ou sills stratifiés. Enfin signalons pour mémoire, la présence à l'Archéen de complexes basiques à ultramafiques minéralisés dont Carrboyd en Australie et Empress en Rhodésie. Ces gisements préfigurent les gîtes associés aux lopolites et « *plugs* » protérozoïques.

Les différentes caractéristiques des minéralisations sulfurées conduisent à la distinction des gisements de type komatiitique et de type tholéiitique. L'association sulfures-spinelles a été décrite en détail dans le Lunnoon shoot de Kambalda par Ewers et Hudson [1972] et à Nepean, Australie Occidentale, par Barrett *et al.* [1976]. Dans le premier cas, les chromites auréolées de magnétite s'individualisent peu avant le dépôt des sulfures ; dans le second cas les ferrichromites et sulfures sont intimement associés. Dans les complexes tholéiitiques, sulfures et spinelles chromifères sont habituellement séparés. De même les comportements du nickel, du cuivre, du platine et du palladium sont différents. Les rapports $R_1 = Pt/Pt + Pd$ et $R_2 = Cu/Cu + Ni$ de Naldrett et Cabri [1976] ainsi que le rapport $R_3 = Ni/Cu$ permettent de saisir cette différence. Pour les komatiites, R_1 (compris entre 0,23 et 0,40) et R_2 (compris entre 0,06 et 0,25) sont faibles alors que le rapport R_3 est souvent supérieur à 10. A l'inverse, les gisements liés aux lopolites et « *plugs* » possèdent des rapports R_1 (compris entre 0,10 et 0,70) et R_2 (compris entre 0,30 et 0,78) plus élevés et un rapport R_3 plus faible (compris entre 0,50 et 5). Les gisements tholéiitiques dont les teneurs en cuivre sont plus élevées, présentent les concentrations cupro-nickélifères au niveau des termes basiques. Dans les komatiites, l'individualisation de la phase sulfurée du bain silicaté est précoce, alors que dans les complexes stratifiés, la phase sulfurée se sépare *in situ* au fur et à mesure de la différenciation au sein d'une chambre magmatique. Les ségrégations minéralisées peuvent d'ailleurs se faire dans des niveaux très élevés de ces complexes.

III. — Conclusion.

Le volcanisme ultramafique komatiitique, au chimisme particulier, est principalement d'âge archéen. La connaissance de ces caractéristiques permet de classer les gisements de nickel sulfuré associés en trois grands types. En Abitibi, toutes les minéralisations sulfurées massives et de faible tonnage sont génétiquement liées aux coulées à spinifex. Seul Dumont nickel, avec sa minéralisation disséminée et de fort tonnage, pourrait représenter une chambre sub-volcanique. Grâce à l'abondance des komatiites, les réserves en nickel métal (> 10 M T) de l'Archéen sont supérieures à celles de toute autre ère géologique.

Remerciements. Ce travail a été réalisé dans le cadre de l'Action concertée de la D.G.R.S.T. « Nickel sulfuré ». Les auteurs tiennent à remercier MM. Eckstrand, Imreh, Karvinen et Latulippe qui les ont guidés sur le terrain et avec lesquels ils ont eu de fructueux échanges. Nous remercions le Professeur Rocci d'avoir relu et critiqué cette note.

1. Rappelons que du point de vue chimique, les péridotites komatiitiques sont caractérisées par des teneurs faibles en alcalins et TiO_2 et par un rapport FeO total/FeO total + MgO relativement bas. A l'inverse, les teneurs en MgO, NiO et Cr_2O_3 sont élevées [Arndt *et al.*, 1977]. En général le rapport CaO/Al_2O_3 est supérieur ou voisin de 1.

2. Taille et teneurs des gîtes tirées de Henry [1974 *b*].

3. Taille et teneurs des gîtes tirées de Naldrett et Gasparrini [1971].

Références

Anhaeusser C. R., Mason R., Viljoen M. J. et Viljoen R. P. (1969). — A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, p. 2175-2200.

Arndt N. T. (1976). — Ultramafic rocks of Munro Township : Economic and tectonic implications. *Geol. Ass. Can. Spec. Pap.*, 14, p. 617-657.

Arndt N. T., Naldrett A. J. et Pyke D. R. (1977). — Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. *J. Petrol.*, 18, p. 319-369.

Barrett F. M., Groves D. I. et Binns R. A. (1976). — Importance of metamorphic processes at the Nepean nickel deposit (West. Australia). *Inst. Min. Metall.*, Sect. B, p. 252-273.

Besson M. (1976). — Le chimisme des roches ultrabasiques minéralisées en sulfures de nickel d'Australie occidentale. *Bull. B.R.G.M.*, (2), II, p. 185-213.

Bezzi A. et Piccardo G. B. (1971). — Cumulus and skeletal olivine from ultramafic cumulates of the Ligurian ophiolites (Mattarana quarry, Bracco massif, Italy), *Ann. Mus. Civico St. Nat. Genova*, 78, p. 301-309.

Donaldson C. H. (1974). — Olivine crystal in harrisitic rocks of the Rhum pluton and in Archean spinifex rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, p. 1721-1726.

Eckstrand O. R. (1973). — Visit to Australian nickel sulphide deposits yields impressions, inferences for Canada. *North. Miner.*, 29/11/73.

Eckstrand O. R. (1975). — The Dumont serpentinite : a model for control of nickeliferous opaque mineral assemblages by alteration reactions in ultramafic rocks. *Econ. Geol.*, 70, p. 183-201.

Ewers W. E. et Hudson D. R. (1972). — An interpretive study of a nickel-iron sulfide ore intersection, Lunnon Shoot, Kambalda, Western Australia. *Econ. Geol.*, 67, p. 1075-1092.

Gee R. D., Groves D. I. et Fletcher C. I. (1976). — Archean geology and mineral deposits of the Eastern Goldfields (W. A.). 25e Congr. géol. int., Sidney, excursion guide n° 42 A.

Goodwin A. M. et Ridler R. H. (1970). — The Abitibi orogenic belt. *Geol. Surv. Can. Pap.*, 70-40, p. 1-30.

Graterol M. et Naldrett A. J. (1971). — Mineralogy of the Marbridge n° 3 and 4 nickel-iron sulfide deposits

with some comments on low temperature equilibration in the Fe-Ni-S system. *Econ. Geol.* 66, p. 886-900.

HENRY B. (1974 *a*). — Minéralisations sulfurées nickélifères associées à un volcanisme ultrabasique à structure spinifex dans la région de Timmins (Canada). *Bull. B.R.G.M.* (2), II, p. 385-395.

HENRY B. (1974 *b*). — Essai de classification des gisements sulfurés cupronickélifères en fonction des complexes porteurs. 2e Réun. ann. sc. Terre. Nancy-Pont-à-Mousson, p. 211. Livre en dépôt à la S.G.F.

IMREH L. (1976). — Nouvelle lithostratigraphie à l'Ouest de Val-d'Or et son incidence gîtologique. Ministère des richesses naturelles du Québec, DP-349 (V), 73 p. et DP-361 (V), 83 p.

MOHAMMED L. (1974). — Rapport préliminaire sur les études de roches ultrabasiques de Western Australia : étude pétrographique générale. D.G.R.S.T. Action concertée NiS, 41 p.

NALDRETT A. J. (1966). — Talc-carbonate alteration of some serpentinized ultramafic rocks south of Timmins, Ontario. *J. Petrol.*, 7, p. 489-499.

NALDRETT A. J. et ARNDT N. T. (1976). — Volcanogenic nickel deposits with some guides for exploration. *Soc. Min. Eng. AIME Trans.*, 260, p. 13-15.

NALDRETT A. J. et CABRI (1976). — Ultramafic and related mafic rocks : Their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinium-group elements. *Econ. Geol.*, 71, p. 1131-1158.

NALDRETT A. J. et GASPARRINI E. L. (1971). — Archean nickel sulfide deposits in Canada : their classification, geological setting and genesis with some suggestions as to exploration. *Spec. Publs. Geol. Soc. Austr.*, 3, p. 201-226.

NESBITT R. W. (1971). — Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn block, Western Australia : evidence for an Archean ultramafic liquid. *Spec. Publs. Geol. Soc. Austr.*, 3, p. 331-347.

NICKEL E. H., ALLCHURCH P. D., MASON M. G. et WILMSHURST J. R. (1977). — Supergene alteration of the Perseverance nickel deposit, Agnew, W. A. *Econ. Geol.*, 72, p. 184-203.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. et ROCCI G. (1975). — Tholeiitic cumulates in a high pressure metamorphic belt. *Pétrologie*, 1, p. 291-317.

PYKE D. R. (1970). — Geology of the Langmuir and Blackstock Townships. *Ontario Dept. Mines Geol. Rept.*, 86, 65 p.

PYKE D. R. (1974). — Timmins area. *Ontario Dept. Mines*, Preliminary Map P. 941.

PYKE D. R. (1975). — Geology of the Redstone river area, District of Timinskaming. *Ontario Dept. Mines, Rept.*, 5153.

PYKE D. R., NALDRETT A. J. et ECKSTRAND O. R. (1973). — Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84 p. 955-978.

VILJOEN M. J., BERNASCONI A., VAN COLLER N., KINLOCH E. et VILJOEN R. P. (1976). — The geology of the Shangani nickel deposit, Rhodesia. *Econ. Geol.*, 71, p. 76-95.

VILJOEN M. J. et VILJOEN R. P. (1969). — An introduction to the geology of the Barberton granite-greenstone terrain. *Geol. Soc. South Afr. Spec. Pub.*, 2, p. 9-28.

WADSWORTH M. J. (1961). — The layered ultrabasic rocks of South-West Rhum, Inner Hebrides. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A. 244, p. 21-64.

WAGER L. R. et BROWN G. M. (1968). — Layered igneous rocks. Olivier and Boyd edit., 558 p.

Observations et réponses

M. ROCCI : Les pillows-lavas ultrabasiques de l'Abitibi sont-ils comparables à ceux du Troodos (Chypre) ?

M. OHNENSTETTER : Les pillows-lavas supérieurs du Troodos ont en effet des affinités chimiques avec les komatiites péridotitiques de l'Abitibi (cf. de La Roche et Ohnenstetter, à paraître). Ces roches possèdent notamment un rapport CaO/Al_2O_3 voisin de 1 pour des teneurs élevées en MgO. Les laves troodosiennes posent en fait un double problème concernant d'une part l'origine et le contexte géodynamique de ce massif, et, d'autre part l'extension dans des temps plus récents d'un magmatisme « komatiitique ».

M. GUILLON : Effectivement il y a moins de spinelle chromifère dans les séries komatiitiques que dans les séries tholéiitiques mais dans les premières — contrairement aux séries tholéiitiques — il n'y a pas exclusion sulfures-oxydes.

M. OHNENSTETTER : La remarque de M. Guillon est pertinente. Dans les complexes tholéiitiques, le spinelle chromifère est en général plus précoce que les sulfures. A l'inverse, dans les komatiites, des chromites faiblement alumineuses et magnésiennes sont intimement associées aux sulfures nickélifères [Ewers *et al.*, 1976].

EWERS W. E., GRAHAM J., HUDSON D. R. et ROLLS J. M. (1976). — Crystallization of chromite from nickel-iron sulphide melts. *Contr. Mineral. Petrol.*, 54, p. 61-64.

II — Réflexions sur la position géotectonique des gîtes de nickel sulfuré associés aux komatiites archéennes,

par G. ROCCI *, D. OHNENSTETTER * et B. HENRY **

Résumé

Les ceintures de roches vertes à komatiites sont plus récentes que les granito-gneiss dans un certain nombre de cratons archéens : Afrique australe, Australie occidentale, Canada. Il existe de nombreuses preuves de l'existence de liquides ultramafiques d'origine très profonde, venus s'épancher à la surface et porteurs de sulfures de nickel. Trois types de gîtes sont définis. Le premier est associé à d'importants massifs dunitiques et peut être subdivisé en gîtes à sulfures disséminés et gîtes à fortes teneurs. Le second type à forte teneur, de taille restreinte, est associé à des roches possédant la texture spinifex. Le troisième type, intermédiaire aux deux autres par la taille des gisements, est lié à des sills ou à des coulées de composition plus pyroxénitique.

Sans nier l'importance d'un contrôle tectono-métamorphique local, il apparaît que la position lithostratigraphique et le chimisme de ces roches sont les principaux facteurs guidant les minéralisations.

Une interprétation géotectonique est présentée qui, sans rejeter absolument le modèle des arcs insulaires, fait appel aux proto-rifts qui n'existent plus actuellement et qui seraient responsables de la montée de magma d'origine profonde dans des sillons successifs résultant de la fracturation de la mince croûte sialique archéenne.

Abstract

The komatiite bearing greenstone belts are younger than the granito-gneiss in some Archean cratons : Southern Africa, Western Australia, Canada. There are many evidences of the existence of extrusive and hypabyssal ultramafic liquids of very deep origin. Nickel sulfide deposits are often associated with the above rocks. It is possible to define three main types of nickel deposits. The first one is associated with large dunitic bodies and may be subdivided into high grade and disseminated ore deposits. The second one is characterized by high grade, small deposits linked to spinifex textured rocks. High grade, intermediate deposits occurring within the layered flows and sills of more pyroxenitic composition represent the last type.

The tectono-metamorphic events may only have a local significance to concentrate the ores. In the opposite, the lithostratigraphic position and the chemistry of the extrusive and hypabyssal ultramafic rocks may be the main factors governing sulfide deposits. A geotectonic model is given. It is not denied that the greenstone belts may have been created in island arc environment. It is proposed however that these belts are generated by proto-rift process, breaking the thin sialic Archean crust, with uplifting of magma.

1 — Introduction

Les gîtes de nickel sulfuré de l'archéen sont associés à des sills ou à des coulées ultramafiques et komatiitiques. Or la signification géotectonique de ces formations magmatiques particulières qui constituent la partie la plus originale des ceintures de roches vertes (greenstone belts) demeure controversée malgré l'accumulation récente des données lithostratigraphiques, pétrologiques et géochimiques.

Une revue bibliographique exhaustive illustrée par la visite que deux d'entre nous (OHNENSTETTER D. et HENRY B.) ont faite dans les principaux gisements canadiens, permet de dégager des critères organisés selon une hypothèse génétique susceptible d'orienter la recherche de nouveaux gîtes.

* Université Nancy 1. Laboratoire de pétrologie c.o., 140, 54037 Nancy Cedex.

** B R G M, B. P. 6009, 45018 Orléans Cedex.

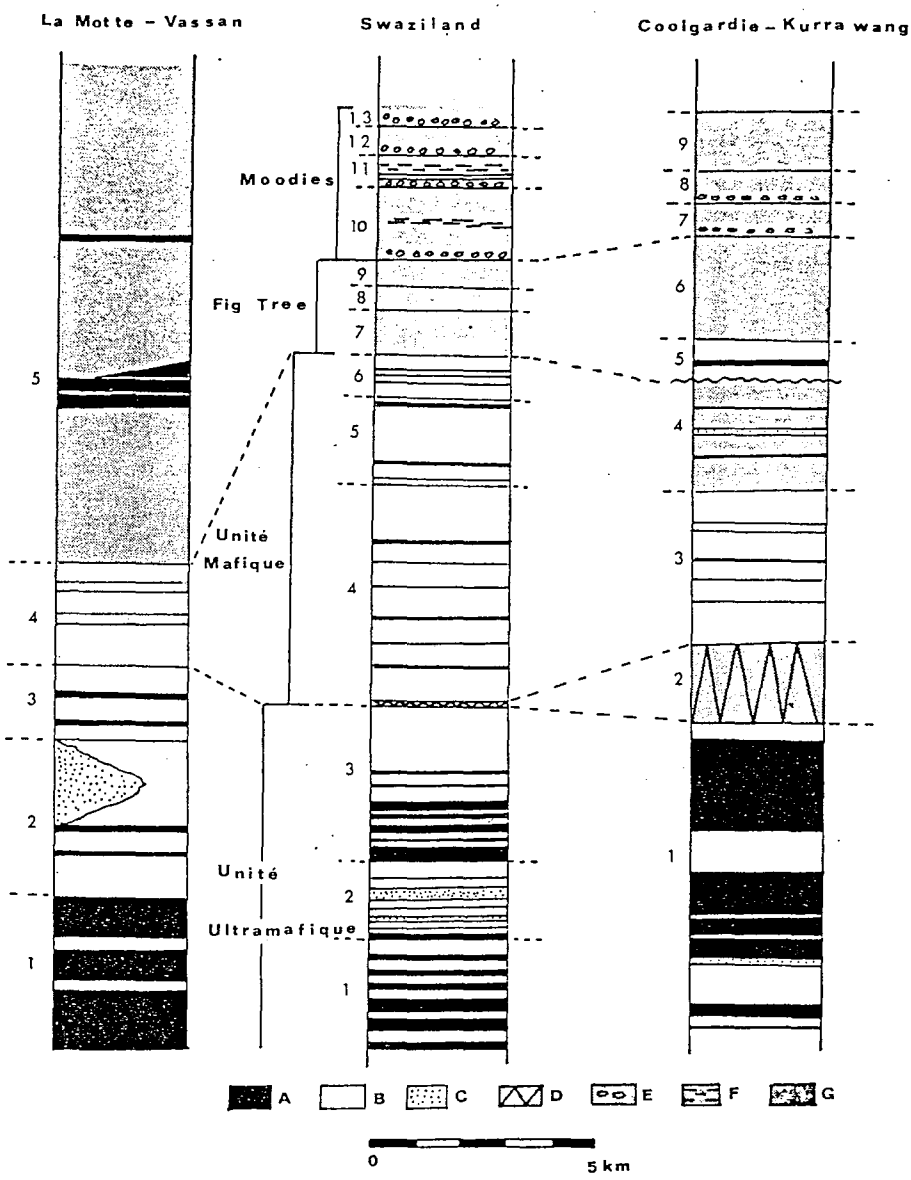


FIG. 1. — Logs schématiques des terrains archéens de l'Abitibi, d'Afrique du Sud et d'Australie.

— Log de la Motte-Vassan (modifié d'après IMREH L., 1976).

1. Groupe de la Motte-Vassan : Nombreuses coulées de komatiites associées à des métabasaltes et quelques niveaux de sédiments clastiques.

2. Groupe de Dubuisson : Prédominance du volcanisme basique avec des intercalations de serpentinites et localement présence de produits acides.

3. Groupe de la Jacola : Séquences rythmiques de komatiites, de métabasaltes et de conglomérats.

4. Groupe de Héva : Prédominance du volcanisme basique avec des épisodes calco-alcalins; présence d'apport sédimentaire.

5. Groupe du Pontiac : Installation du régime sédimentaire avec quelques rares épanchements ultrabasiques et basiques.

— Log de Swaziland (modifié d'après VILJOEN M. J. et VILJOEN R. P., 1969; ANHAEUSSER C. R., 1971, 1973 et CONDIE K. C. et *al.*, 1970) cf. texte.

Groupe d'Onverwacht : 1. Formation de Sandspruit; 2. Formation de Theespruit; 3. Formation de Komati; 4. Formation de Hooggenoeg; le « Middle marker » qui précède cette formation, sépare l'Unité inférieure ultramafique de l'unité supérieure mafique à acide; 5. Formation de Kromberg; 6. Formation de Swartkoppie.

Groupe de Fig Tree : 7. Formation de Sheba; 8. Formation de Belvue Road; 9. Formation de Schoongezicht.

Groupe de Moodies : 10. Formation de Clutha; 11. Formation de Joe's Luck; 12. Formation de Baviaanskop; 13. 4e cycle.

2 — Rappel des caractéristiques de quelques ceintures de roches vertes

La lithostratigraphie et l'organisation interne des « greenstone belts » ont été définis pour la première fois à la fin des années soixante en Afrique australe. Par la suite, des caractéristiques remarquablement semblables ont été dégagées en Australie occidentale et dans la Province supérieure au Canada.

a) Afrique australe

Selon les travaux de M. J. VILJOEN et R. P. VILJOEN (1969), la ceinture de Barberton comprend de bas en haut (fig. 1) une unité ultramafique d'Onverwacht, puis une unité supérieure basique à acide, enfin une unité essentiellement sédimentaire.

L'unité ultramafique comprend trois formations principales, caractérisées par la présence de nombreuses coulées ultramafiques et mafiques à la pétrographie et au chimisme particulier : les komatiites (du nom de la rivière Komati) péridotitiques et basaltiques.

A la base, la formation de Sandspruit d'une épaisseur de 2 100 m est constituée de 60% d'ultrabasites en « lentilles » associées à des métabasaltes; les intercalations sédimentaires y sont rares.

La formation de Theespruit, d'une épaisseur de 1 900 m est formée d'une succession de coulées basiques et de tufs acides et basiques. Les coulées sont essentiellement des épanchements de métabasaltes en coussins souvent variolitiques. Des cherts accompagnent parfois les tufs.

La formation de Komati, d'une épaisseur de 3 500 m, est composée de métabasaltes en coussins ou sous forme de coulées massives associés aux komatiites péridotitiques. Les roches mafiques sont soit de nature tholéïtique, soit de nature komatiitique.

L'unité supérieure basique à acide, séparée de la précédente par un horizon sédimentaire (« middle marker ») est formée de basaltes tholéïtiques évoluant jusqu'à des andésites, dacites et rhyolites, en formations cycliques très épaisses (7 km au total). On note dans les formations supérieures, le développement de plus en plus important de matériel pyroclastique, puis de niveaux sédimentaires. Quelques sills ou coulées (?) de péridotites et pyroxénites sont encore présents dans cette unité.

La transition avec l'unité sédimentaire supérieure se fait par l'apparition de niveaux argileux et ferrifères.

L'unité supérieure est formée par le groupe de Fig Tree (CONDIE K. C. et *al.*, 1970) à dominante argileuse et le groupe de Moodies (ANHAEUSSER C. R., 1971 essentiellement arénacé. L'analyse sédimentologique de ces différentes unités (LOWE D. R. et KNAUTH L. P., 1977) a montré que l'unité inférieure s'est accumulée dans un bassin anorogénique, tandis que l'unité moyenne correspond au début d'une instabilité tectonique et que l'unité supérieure est la preuve d'une subsidence importante (faciès type flysch de Fig Tree) de caractère orogénique (montées de matériel plutonique).

b) Australie occidentale

Dans la région de Coolgardie — Kalgoorlie (GLIKSON A. Y., 1971) trois unités majeures ont été définies :

— les « ophiolites de Coolgardie » qui comportent en fait une unité volcanique, d'une épaisseur de 6 km, constituée de métabasaltes, de serpentinites, de métapyroxénites, de porphyres sodiques et de sédiments intercalaires. Les basaltes sont komatiitiques et tholéïtiques. Il ne s'agit pas de véritables ophiolites (ROCCI G., 1977);

— les Mungari beds d'une épaisseur de 10 km sont principalement sédimentaires. La base de la séquence est constituée de métaargillites (Gunga argillites) et de métabasaltes (Mont Robinson) suivis de turbidites et de grauwackes;

— les Kurrawang beds d'une épaisseur de 2 300 m sont constitués de conglomérats et de grauwackes (*cf.* fig. 1).

Suite de la légende de la figure 1.

— Log de Coolgardie-Kurrawang (modifié d'après GLIKSON A. Y., 1971).

1. Groupe de Coolgardie comprenant quatre unités ultramafiques principales : Lord Bobs, Tindals, Hampton et Bonnie Vale.
2. Les Mungari beds : constitués des métaargilites de Gunga.
3. Groupe des basaltes de Mont Robinson.
4. Groupe des sédiments de Brown Lake.
5. Groupe des émissions andésitiques avec quelques rares intercalations d'ultrabasites de Red Lake.
6. Groupe des métabasaltes de Black Flag.

Les Kurrawang beds formés de métagrauwackes (7 et 9) séparés par les conglomérats de White Lake (8).

Légende commune aux trois logs : A : coulées et sills ultrabasiques; B : coulées basaltiques; C : émissions volcaniques acides; D : « middle marker » et les Gunga métaargilites séparant l'unité ultramafique de l'unité basaltique; E : conglomérats; F : formations ferrifères G : sédimentaire indifférencié.

c) Province supérieure, Canada

La ceinture orogénique de l'Abitibi, la plus vaste des « greenstone belts » du Canada, est composée d'une succession de sillons orientés E-W (GOODWIN A. M. et RIDLER R. H., 1970).

Elle est bordée à l'ouest par les gneiss de Kapuskasing et à l'est par le front Grenville.

Dans la région de Val d'Or, on observe la succession de bas en haut de trois termes (IMREH L., 1976) :

— l'unité ultrabasique constituée par le groupe de la Motte-Vassan à prédominance ultrabasique auquel succède le groupe de Dubuisson avec une prédominance du volcanisme basaltique et des récurrences de manifestations ultrabasiques, et le groupe de la Jacola qui contient de nombreuses pyroclastites;

— l'unité basique de Héva avec des métabasaltes en coussins et des coulées calco-alcalines. L'apport sédimentaire est de plus en plus prononcé en montant dans la séquence;

— l'unité sédimentaire du Pontiac composée de sédiments immatures : métagrauwackes et métaturbidites à coulées ultrabasiques subordonnées. Les métaconglomérats sont principalement répandus au sommet de la séquence (cf. fig. 1).

3 — Particularités des ceintures de roches vertes minéralisées

L'examen des séquences lithostratigraphiques illustrées par la figure 1 fait ressortir les particularités suivantes. La succession des formations est constamment la même, à des détails près qui sont parfois dus à une terminologie hésitante. Les coulées ultrabasiques (komatiitiques) accompagnées d'un volcanisme tholéïtique moins original auquel succède le développement des séries sédimentaires à intercalations de moins en moins prédominantes et de plus en plus différenciées de formations volcaniques souvent calco-alcalines, se retrouvent dans les trois continents.

Partout les komatiites et basaltes komatiitiques sont présents à la base des ceintures qui affleurent toujours sous l'aspect de sillons étroits, aux contours capricieux dont la régularité est souvent perturbée par la mise en place de granites potassiques tardifs. Les formations encaissantes sont des gneiss, des migmatites et des granulites dans lesquelles ont fait intrusion des granitoïdes archéens à prédominance granodioritique et tonalitique. Bien que les relations entre ceinture de roches vertes et granito-gneiss soient rarement visibles, la plupart des auteurs s'accordent actuellement pour penser que les roches vertes sont postérieures aux formations sialiques. Dans quelques cas, les discordances avec conglomérats ont été signalées : en Rhodésie (BICKLE M. J. et *al.*, 1975; WILSON J. F., 1973), au Canada (JOLIFFE A. W., 1966), en Australie (DURNEY D. W., 1972).

Ces observations sont confirmées par des résultats radiométriques, encore que le problème de datation de ces formations très anciennes soit très délicat. Les âges des ceintures de roches vertes s'étagent entre 2 345 et 2 750 MA alors que les granito-gneiss couvrent une période de 2 800 à 3 200 MA (JAHN B. M. et MURTHY V. R., 1975; WINDLEY B. F., 1973). Une exception doit être soulignée, c'est celle de l'unité inférieure (groupe d'Onverwacht) d'Afrique du Sud qui est de 3 500 $\pm$ 200 MA (JAHN B. M. et SHIH C. Y., 1974).

Une autre particularité intéressante des « greenstone belts » est leur métamorphisme régional très variable, mais souvent très faible, notamment dans le cœur des nuclei archéens. L'exemple de la Rhodésie est particulièrement significatif (SAGGERSON E. R., TURNER L. M., 1976). Notons par exemple le métamorphisme régional de faible degré du faciès préhnite-pumpellyite de la ceinture de l'Abitibi (GELINAS L. et BROOKS C., 1974), qui localement peut atteindre le faciès à staurotide biotite et grenat (IMREH L., 1976). Les ultrabasites peuvent également montrer des transformations métamorphiques complexes notamment en Afrique australe et au Canada : serpentinisation suivie d'une carbonatation (NALDRETT A. J., 1966; VILJOEN R. P. et VILJOEN M. J., 1969; OHNENSTETTER D., 1975) alors qu'en Australie, ces transformations précèdent une trémolitisation ultime (WILLIAMS D. A. C., 1971; MOHAMMED L., 1974). Dans certains cas, cette évolution métamorphique n'est probablement pas sans conséquence sur les minéralisations.

Enfin, du point de vue tectonique, toutes les ceintures de roches vertes ont subi deux à trois plissements successifs (DAVIES J. F., 1977; NISBETT E. G. et *al.*, 1977), qui ont largement contribué par un raccourcissement sévère, à la formation de bandes étroites et sinueuses en forme de synclinaux. De plus, il est prouvé que les événements tectono-métamorphiques ont affecté les gîtes de nickel sulfuré en remobilisant les sulfures : à Alexo, le contact faillé entre ultramafites et laves en coussins est minéralisé, à Marbridge les sulfures occupent les charnières des plis etc. En Australie, F. M. BARRET et *al.* (1977) ont montré l'importance de ces phénomènes dans la genèse des gîtes de nickel. Ils ont constaté que les massifs à minéralisation disséminée : Mont Keith, Kingston, Black Swan se trouvaient tous en faciès schiste vert à recristallisation statique et que les minéralisations à forte teneur se trouvaient en faciès amphibolite avec des recristallisations sous contraintes.

Le caractère réellement effusif de certaines formations ultramafiques (péridotites) est attesté à la fois par la présence de coussins et de textures à spinifex. Ces textures, caractérisées par la croissance squelettique d'olivine et/ou de clinopyroxène dans un verre altéré ont été observées pour la première fois en 1926 par BRUCE, au Canada. Par la suite de nombreux auteurs les ont décrites, également au

Canada, puis en Afrique australe et en Australie. C'est R. W. NESBITT (1971) qui proposa le terme spinifex en raison de l'analogie avec la forme d'une herbe australienne (Triodia sp.).

L'organisation interne des coulées komatiitiques à spinifex de l'Abitibi a été décrite en détail par D. R. PYKE et *al.* (1973). Elle est illustrée par la figure 2 et les planches photographiques 1, 2 et 3.

On constate que les olivines lamellaires qui atteignent parfois plusieurs dizaines de centimètres, peuvent se grouper en éventails, le plus souvent perpendiculaires aux coulées et évasés vers le bas de celles-ci.

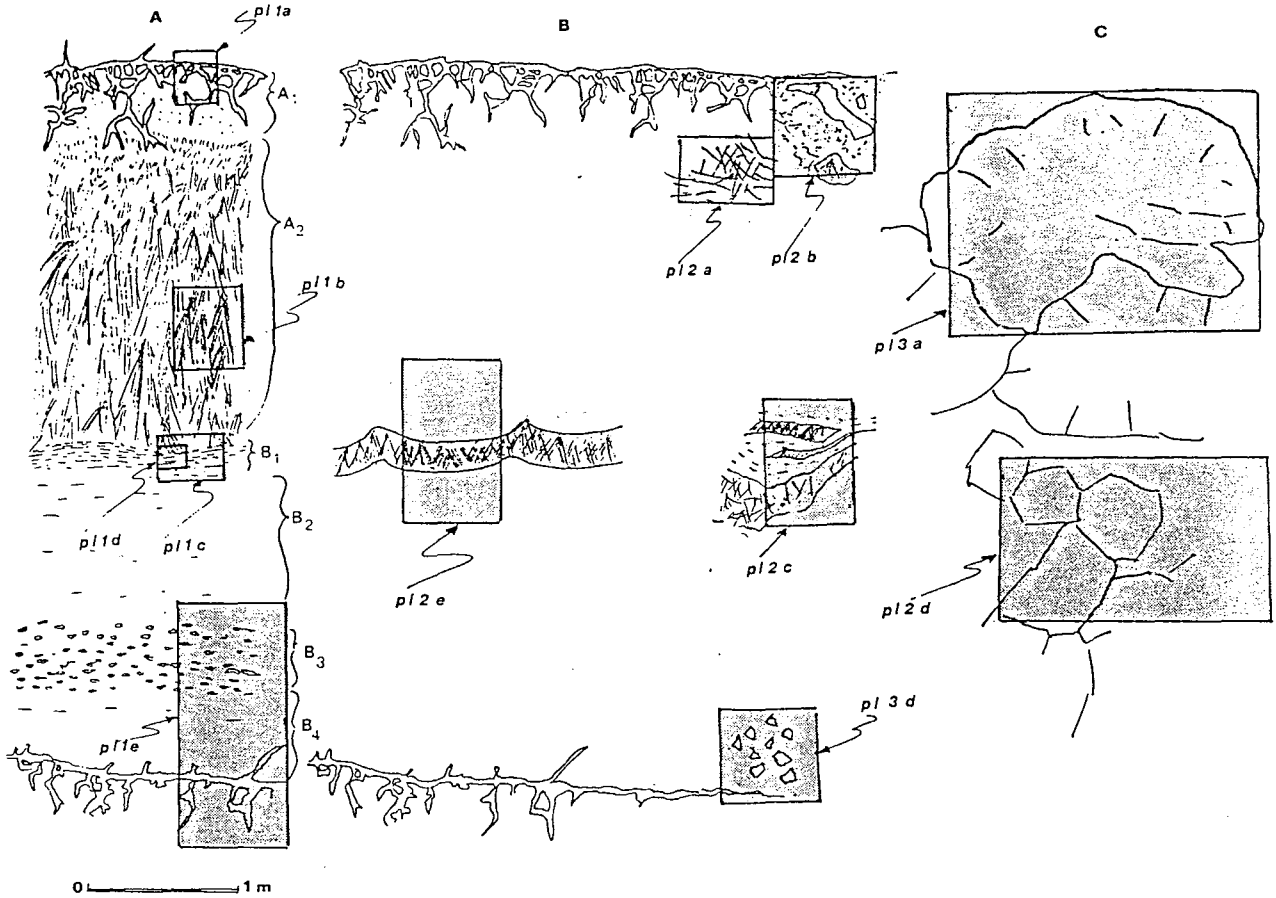


FIG. 2. — Différents aspects des coulées komatiitiques.

Les encadrés grisés correspondent aux différentes planches photographiques.

A. Coupe d'une coulée ultrabasique d'après D. R. PYKE et *al.* (1973) et B. HENRY (1974).

A1 zone figée à sutures polygonales; A2 zone à spinifex; B1 zone marquée par l'orientation des lamelles d'olivine; B2 zone massive à accumulation de cristaux d'olivine; B3 zone « boutonneuse »; B4 zone figée inférieure, les cristaux d'olivine sont parfois allongés dans le sens de la coulée.

B. Coulées massives.

Elles peuvent être dépourvues de spinifex et posséder néanmoins les fentes de retrait de haut de coulée. Quand il existe des spinifex, ils sont en guirlandes concaves vers le sommet (IMREH L., 1976).

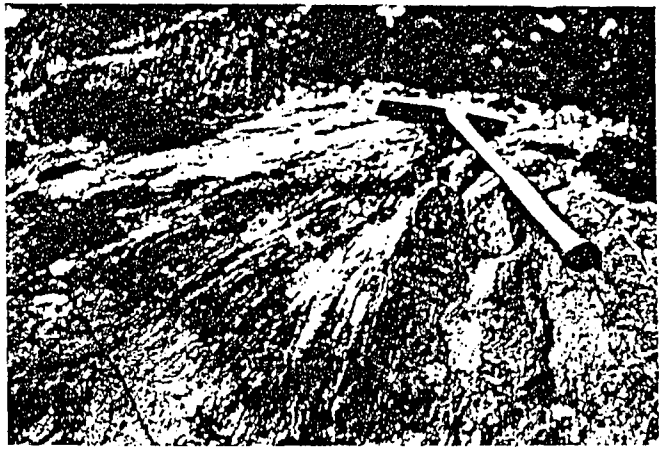
Les spinifex ne sont pas toujours lamellaires et orientés vers le bas. Près d'Alexo, (pl. 2*a*) on peut observer des olivines en pattes d'oiseau et orientées dans tous les sens.

Des phénomènes de brèchification peuvent se faire à tous les niveaux : pl. 2*b* brèche de sommet de coulée avec développement de hyaloclastites ultrabasiques; pl. 2*c* bréchification des guirlandes de spinifex sous l'action de l'écoulement du magma ultrabasique; pl. 3*d* brèche de base de coulée.

C. Les komatiites ultrabasiques peuvent s'épancher sous la forme de mégacoussins (IMREH L., 1976), pl. 3*a* à fissures plus ou moins radiales.

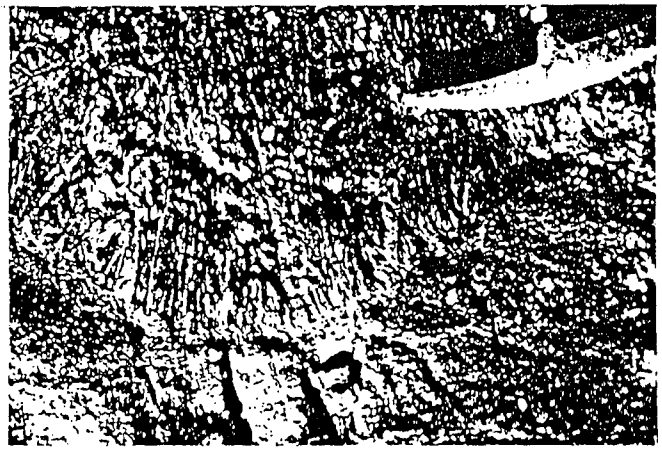
Dans certains cas, on peut observer le passage des mégacoussins aux coulées massives par l'intermédiaire de coulées à débit en pavés. Néanmoins, les coulées massives sans spinifex peuvent également présenter vers leur sommet des débits en pavés comme c'est le cas à Saint-Edmond, Québec.

a



b

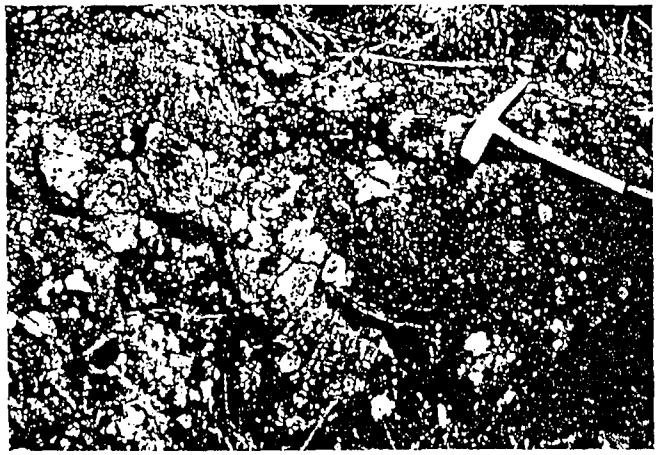
e



c

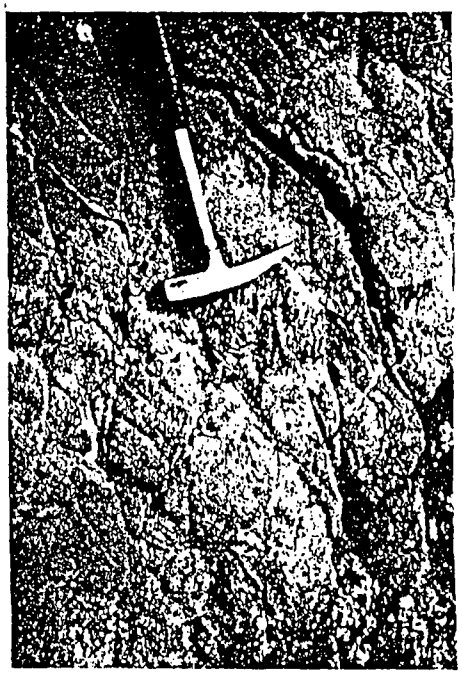
d

PL. 1. — ph. *a* : fentes de retrait (ou joints polysuturés de Pyke) au sommet d'une coulée de Saint-Edmond (Québec) ; ph. *b* : spinifex de Munro évasé vers la base de la coulée ; ph. *c* : contact entre la zone A et la zone B d'une coulée ultramafique de Munro (cf. PYKE D. R. et *al.*, 1973). Les spinifex de la zone A sont évasés vers la base de la coulée. Après les phénomènes de trempe ayant donné naissance aux spinifex, le magma ultrabasique était encore fluide comme l'indique l'alignement des olivines squelettiques dans le sens de l'écoulement ; ph. *d* : détail de la photographie précédente. Les olivines épousent la forme des guirlandes de spinifex ; ph. *e* : base d'une coulée komatiitique à Munro. On peut y reconnaître les zones B_2 et B_4 de D. R. PYKE et *al.*, 1973, séparés par les péridotites « boutonneuses » ou « knobby peridotites)] .



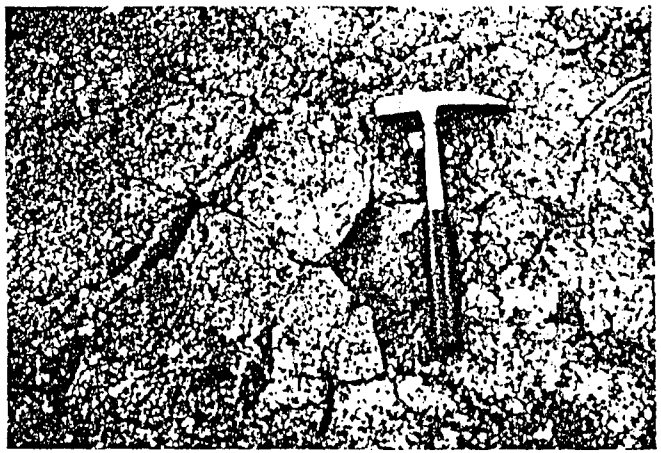
a

b



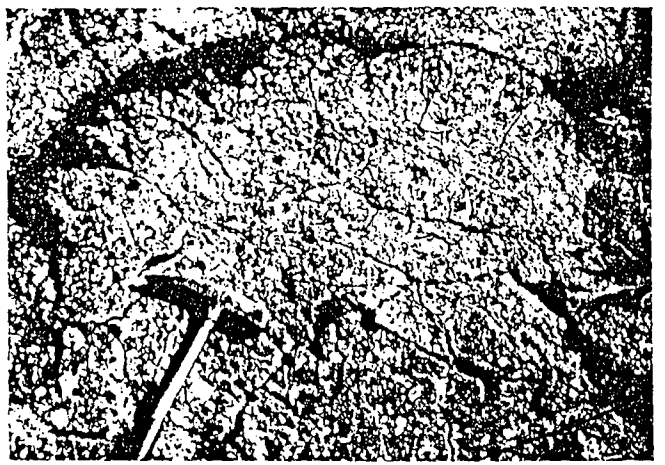
e

c



d

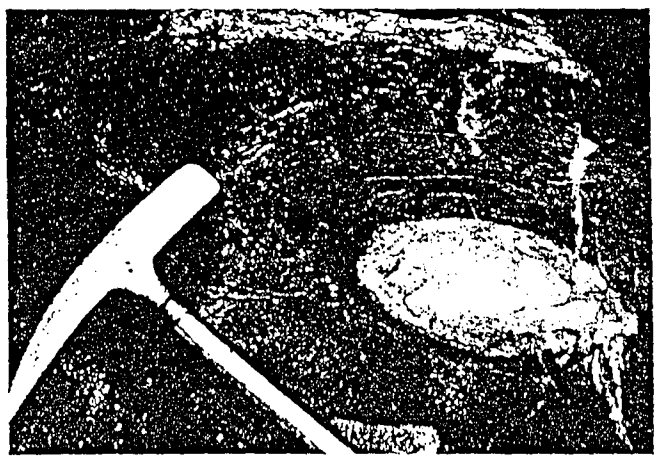
PL. 2. — ph. *a* : brèche volcanique à fragments de spinifex dans une matrice hyaloclastitique ultrabasique. Affleurement près d'Alexo (Ontario) ; ph. *b* : olivines en forme de pattes d'oiseau, près d'Alexo. Notez le manque d'orientation préférentielle de ce type de croissance squelettique; ph. *c* : guirlandes de spinifex fragmentés sous l'action de l'écoulement de la coulée komatiitique; ph. *d* : débit en pavés des laves ultramafiques de Saint-Edmond, Québec; ph. *e* : guirlandes de spinifex dans une coulée de Munro.



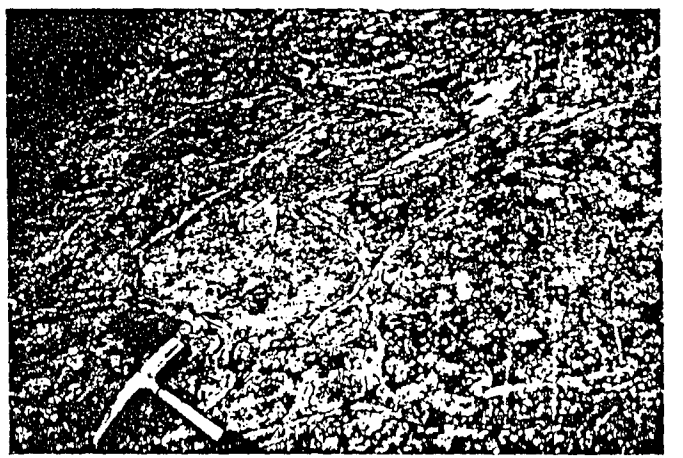
a

b

e



c



d

PL. 3. — ph. *a* : pillow ultrabasique de la Motte-Vassan, Québec. On peut remarquer les fentes radiales de ces mégacoussins; ph. *b* : les métabasaltes en pillow lava constituent les roches les plus répandues dans l'unité mafique — affleurement près de Canadian John Manville C° près de Mathson, Ontario; ph. *c* : métabasaltes andésitiques de la mine de Marbridge. Le cœur est épidotitisé. A la périphérie, on peut reconnaître les varioles; ph. *d* : métabasaltes en forme de pillow dans la ferme blanche, Canton de Vassan, Québec. La forme des coussins est assez variable : ils peuvent être très étirés; ph. *e* : brèche de base de coulée ultramafique dans la région de Munro, Québec.

La croissance particulière des olivines et pyroxènes peut être expliquée par des phénomènes de surfusion à partir de germes cristallins en milieu sursaturé. Il arrive que l'on observe au sommet des coulées, la formation de hyaloclastites et de brèches, comme à Alexo (pl. 2). Certaines coulées sont en coussins (pl. 3), dans d'autres, les spinifex sont suspendus de telle sorte que la concavité est orientée vers le haut.

Les komatiites sont également caractérisées par une composition chimique originale. Leur très grande richesse en péridots fait que leur teneur en MgO est toujours très élevée ($\geqslant 30\%$), tandis que le rapport CaO/Al_2O_3 est souvent voisin de 1, avec des teneurs de chacun de ces oxydes qui peuvent dépasser 5%.

Il existe toutefois toute une gamme de roches apparentées allant jusqu'aux basaltes komatiitiques, dans lesquelles la teneur en MgO décroît régulièrement jusqu'à des valeurs de l'ordre de 10%. A noter que les textures à spinifex ne se rencontrent que dans les komatiites moyennement magnésiennes (de l'ordre de 28% MgO). Les komatiites sont fortement enrichies en Ni et Co, d'autant plus qu'elles sont plus riches en MgO, tandis que Cr décroît dans les roches les plus magnésiennes.

4 — Localisation des minéralisations et types de gisement de nickel sulfuré

Toutes les ceintures de roches vertes archéennes ne sont pas porteuses de gisements. Mais, bien que dans certains cas, comme en Australie, les conditions d'affleurements très mauvaises ou les transformations métamorphiques masquent la nature réelle des formations minéralisées, on constate que les gîtes de nickel sulfuré associés aux épanchements et aux sills ultrabasiques sont toujours liés aux manifestations précoces d'un cycle. En Abitibi, par exemple, la mine de Marbridge est située dans l'anticlinal de la Motte-Vassan; les gisements de Langmuir, Texmont sont associés aux premières manifestations du groupe de Deloro, considéré par D. R. PYKE (1974) comme le plus ancien, dans la région de Timmins.

Par rapport à ces formations ultramafiques, une classification des gisements de nickel sulfuré a déjà été envisagée (NALDRETT A. J. et ARNDT N. T., 1976). La classification proposée par deux d'entre nous (HENRY B. et OHNENSTETTER D., 1977) est légèrement différente.

a) Le type A.

Les gisements de ce type sont associés à des lentilles ultramafiques plurikilométriques qui représentent probablement des réservoirs subvolcaniques de magmas komatiitiques. Ils sont généralement à fort tonnage, et peuvent être subdivisés en deux sous-types.

— A1 : gisements de sulfures disséminés de fort tonnage mais de faible teneur. Exemples : Dumont nickel, Province de Québec, et Mount Keith, en Australie occidentale.

— A2 : mêmes caractéristiques de gisement mais concentration importante à la base de la lentille. Exemple : Persévérance, Australie occidentale.

b) Le type B.

Ces gisements sont associés aux volcanites à texture de spinifex. Ils sont à forte teneur mais de taille restreinte.

— B1 : concentrations sulfurées dans le contact basal d'un empilement volcanique ultramafique. Exemples : Marbridge, Québec, Langmuir, Ontario, Scotia et Nepean en Australie occidentale.

— B2 : gisements associés à des corps ultramafiques à texture de spinifex locale, mais où il est impossible de reconstituer l'organisation des coulées. Exemples : Texmont, Ontario et Alexo.

c) Le type C.

Les gisements de ce type sont associés à des coulées ou des sills stratifiés (« layered flows ») de 150 à 200 m d'épaisseur et de composition plus pyroxénitique. Les équivalents stériles de Munro township, Ontario, sont décrits en détail dans N. T. ARNDT (1976 *a* et *b*) et dans N. T. ARNDT et *al.* (1977). Exemple : le gîte de Shangani, Rhodésie.

Il est vraisemblable que tous ces types de gisements sont génétiquement liés. Les types A pouvant être les réservoirs des types B et C.

5 — Interprétations

Les gîtes de nickel sulfuré liés aux komatiites ont probablement une origine primaire comme il est montré dans cet ouvrage, même si des concentrations ultérieures ont pu s'effectuer par fracturation, plissement ou métamorphisme (cf. 3).

Nous allons donc maintenant présenter notre point de vue sur l'origine du magma ultramafique et la signification géotectonique des komatiites.

a) Origine du magma komatiitique

L'existence de laves komatiitiques montre que des liquides de composition ultrabasique ont pu atteindre la surface. Ceci suppose que la température d'extrusion était élevée 1 650° ± 20 °C (GREEN D. H. et *al.*, 1975) et que le pourcentage de fusion partielle de la péridotite source était important, de l'ordre de 70% (GREEN D. H., 1975). Le matériel de départ peut être proche de la composition des komatiites ou voisin de celui de la pyrolite. Dans ce dernier cas, le rapport CaO/Al_2O_3 élevé de même que l'appauvrissement des terres rares lourdes dans le cas de l'Afrique australe sont à relier à un fractionnement du grenat lors de l'ascension des diapirs. Ce rôle du grenat semble être de moindre importance dans le cas des komatiites de l'Abitibi (ARTH J. G. et *al.*, 1977). La fusion initiale du manteau dépend de l'intersection des solidus de la péridotite avec le gradient géothermique. L'intersection du solidus d'une péridotite sèche avec un gradient géothermique normal a lieu vers 40 kbars à une température de 1 700 °C. Dans les diapirs qui montent vers la surface, le pourcentage de fusion partielle augmente pour atteindre 70% près de la surface. Si la péridotite est hydratée à 0,1 % d'eau, l'intersection du solidus de la péridotite avec un gradient géothermique normal se fait vers 400 km. De cette zone très profonde, les diapirs doivent s'élever rapidement pour atteindre des zones de fusion importante, ce qui est difficilement réalisable. Pour cette raison, D. H. GREEN (1975) a estimé qu'il est préférable d'envisager des variations dans la valeur du gradient géothermique pour rendre compte de la profondeur de fusion. Tous les auteurs sont d'avis que les komatiites sont issues de magmas parentaux qui se sont formés à de très grandes profondeurs. Cette genèse à des profondeurs de l'ordre de 230 km permet d'expliquer la présence de minéralisations nickélifères dans certaines de ces roches. En effet dès 1973, A. J. NALDRETT a indiqué les conditions thermodynamiques présidant à la fusion des sulfures nickélifères. Au-dessous de 100 km, les sulfures sont solubles dans le magma.

b) Position géotectonique des ceintures archéennes à coulées komatiitiques

Les caractéristiques des ceintures de roches vertes, notamment de celles qui possèdent, dans les parties supérieures, des séries magmatiques calco-alcalines et des sédiments clastiques immatures suggèrent une origine par jonction de plaques lithosphériques convergentes. L'analogie avec les arcs insulaires actuels a été soulignée par S. R. HART et *al.* (1970), A. J. R. WHITE et *al.* (1971), K. C. CONDIE et W. R. A. BARRAGAR (1974), B. M. JAHN et *al.* (1974). Les données des terres rares sur quelques complexes d'Australie occidentale (BESSON M. et *al.*, ce volume) sont compatibles avec un modèle d'arc.

Les ultramafites bien que n'ayant pas les caractères d'ophiolites contrairement aux opinions de A. Y. GLIKSON (1970), possèdent des particularités (richesse en cumulats d'olivine) que l'on retrouve dans quelques lentilles à la partie supérieure de certains massifs ophiolitiques comme à Chypre (DESMET A., 1977), en Papouasie, au Cap Vogel

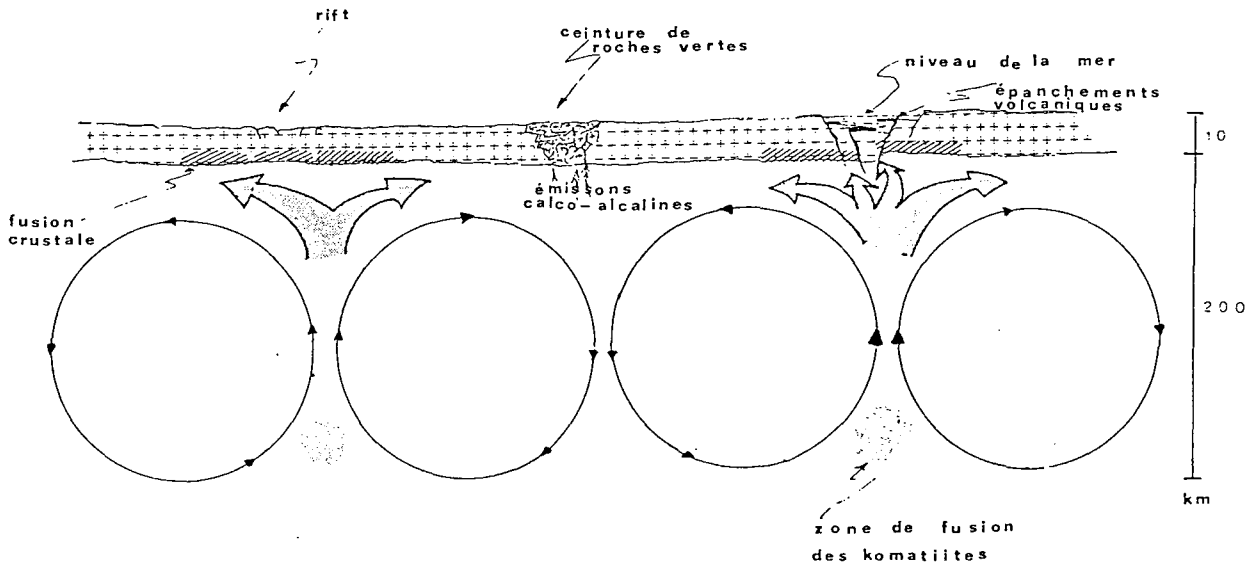


FIG. 3. — Évolution des ceintures de roches vertes archéennes.

Stade d'initiation : formation de petites cellules de convection dont la taille est voisine de celle proposée par W. S. FYFE (1974) ; montée du matériel ultrabasique et basique donnant par fractionnement des anorthosites et provoquant une fusion crustale. Les produits de cette fusion sont à l'origine des diapirs de granite recoupant les ceintures de roches vertes et des résidus granulitiques (FYFE W. S., 1973-1974).

Stade de maturité : épanchement à la surface des magmas ultrabasiques et basiques dont l'accumulation cause une forte subsidence dans les zones de retour des courants de convection; remontée diapirique des granites dans les roches vertes provoquée par des différences de densité; déplacement des microplaques archéennes au-dessus des cellules de convection mantelliques. Un processus d'océanisation comparable à l'actuel ne peut pas s'engager car la croûte continentale trop fine ne peut pas se déchirer.

(DALLWITZ W. B. et *al.*, 1966; DALLWITZ W. B., 1968) ainsi que dans des situations d'arcs complexes comme les ultramafites que l'on a récemment draguées dans les Mariannes (International Working Group « Ophiolites », 1977).

Toutefois les relations ceintures de roches vertes — complexes granito-gneissiques ne peuvent pas être expliquées par un modèle de convergence de plaques.

On peut donc, au contraire, envisager une hypothèse inspirée de celles de C. R. ANHAEUSSER et *al.* (1969) et D. R. HUNTER (1974) pour les « greenstone belts » du Swaziland : développement dans un environnement continental. Nous estimons en effet que le modèle que nous proposons permet le mieux de rendre compte de l'association granitoïdes — ceinture de roches vertes et notamment de l'existence d'une croûte sialique primitive avant l'apparition des épanchements komatiitiques. Le schéma de la figure 3 explique d'une manière sommaire la situation des komatiites et leur évolution.

On sait qu'à l'Archéen, les proto-croûtes continentales étaient relativement minces et de composition générale granodioritique et tonalitique. Des distensions linéaires ont pu affecter ces croûtes permettant d'initier un processus de « rifting » accompagné de remontée mantellique.

D'après W. S. FYFE (1973), le gradient géothermique devait être de l'ordre de 100° /km. La couche granitique, d'une épaisseur inférieure à 10 km était sans influence sur les convections mantelliques. De même cette faible épaisseur la rendait moins rigide qu'actuellement. Par ailleurs le haut gradient géothermique pouvait être rendu responsable des mouvements importants dans le manteau, les magmas ultrabasiques et basaltiques tendant à fluer sous la croûte acide.

Les distensions qui affectent la croûte sialique peuvent atteindre la base de celle-ci et permettre ainsi aux magmas sous-jacents d'atteindre la surface. Les premiers épanchés, de nature komatiitique ont été élaborés à grande profondeur. Ils entraînent avec eux des quantités de soufre et de nickel qui pourront se combiner et se rassembler à la faveur de facteurs de concentration locaux ou régionaux.

Cette accumulation de matériel volcanique ultrabasique et basaltique provoque des subsidences locales. Le volcanisme andésitique subséquent, parfois très important, accroît le déséquilibre de densité entre les ceintures de roches vertes et la couche granito-gneissique. C'est ainsi que les roches basiques plus denses, accumulées sous de formidables épaisseurs (10 km et plus) auront tendance à sombrer tandis que le soubassement sialique remontera sous forme de dômes.

Ces granites et gneiss surélevés sont érodés et les sédiments auxquels ils donnent naissance comblent les sillons. Les granites tardifs intrusifs dans la ceinture de roches vertes, souvent d'origine anatectique, se mettent en place à la faveur des zones de faiblesse de l'édifice, c'est-à-dire au contact des ensembles granito-gneissiques et de la ceinture de roches vertes. La microplaque se fracture alors un peu plus loin et un autre sillon tend à se développer.

Ainsi se trouvent expliquées à la fois les caractéristiques très complexes des ceintures de roches vertes, leur disposition en multiples sillons plus ou moins parallèles, et leur existence seulement dans certaines portions des cratons archéens.

En définitive, sans nier l'importance d'un contrôle tectono-métamorphique local, il apparaît que la position lithostratigraphique et le chimisme des komatiites sont les principaux facteurs contrôlant les minéralisations nickélifères.

Remerciements

Ce travail a été réalisé dans le cadre de l'Action concertée « Nickel sulfuré ». Les auteurs tiennent à remercier MM. ECKSTRAND, IMREH, KARVINEN, LATULIPPE et les autres géologues canadiens qui les ont guidés sur le terrain et avec lesquels ils ont eu de fructueux échanges.

Références bibliographiques

ANHAEUSSER C. R. (1971). — Cyclic volcanicity and sedimentation in the evolutionary development of Archean greenstone belts of shield areas. *Spec. Publs Geol. Soc. Aust.*, 3, pp. 57-70.

ANHAEUSSER C. R., MASON R., VILJOEN M. J. et VILJOEN R. P. (1969). — A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 80, pp. 2175-2200.

ARNDT N. T. (1976 *a*). — Ultramafic rocks of Munro Township : economic and tectonic implications in Metallogeny and Plate tectonics. D. F. STRONG ed. *Geol. Ass. Can. Spec. Pap.*, 14, pp. 617-657.

ARNDT N. T. (1976 *b*). — Melting relations of ultramafic lavas (komatiites at 1 atm and high pressure. *Carnegie Inst. Wash. Yearbook*, 75, pp. 555-562.

ARNDT N. T., NALDRETT A. J. et PYKE D. R. (1977). — Komatiitic and iron rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. *J. Petrol.*, 18, pp. 319-369.

ARTH J. G., ARNDT N. T. et NALDRETT A. J. (1977). — Genesis of Archean komatiites from Munro Township, Ontario : trace element evidence. *Geology*, 5, pp. 590-594.

BARRETT F. M., BINNS R. A., GROVES D. I., MARSTON R. J. et McQUEEN K. G. (1977). — Structural history and metamorphic modification of Archean volcanic-type nickel deposits Yilgarn block, Western Australia. *Econ. Geol., U. S. A.*, 72, pp. 1195-1223.

BICKLE M. J., MARTIN A. et NISBETT E. G. (1975). — Basaltic and peridotic komatiites and stromatolites above a basal unconfor-

mity in the Belingwe Greenstone Belt, Rhodesia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, pp. 155-162.

CONDIE K. C. et BARAGAR W. R. A. (1974). — Rare-earth element distributions in volcanic rocks from Archean greenstone belts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **45**, pp. 237-246.

CONDIE K. C., MACKE J. E. et REIMER T. O. (1970). — Petrology and geochemistry of early Precambrian graywackes from the Fig Tree Group, South Africa. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **81**, pp. 2759-2776.

DALLWITZ W. B. (1968). — Chemical composition and genesis of clinoenstatite bearing volcanic rocks from Cape Vogel, Papua : a discussion. Proc. 23e Congrès Géologique International, **2**, pp. 229-242.

DALLWITZ W. B., GREEN D. H. et THOMPSON I. E. (1966). — Clinoenstatite in a volcanic rock from Cape Vogel area, Papua. *J. Petrol., G. B.* **7**, pp. 375-403.

DAVIES J. F. (1977). — Structural interpretation of the Timmins mining area, Ontario. *Canad. J. Earth Sci.*, **14**, pp. 1046-1053.

DESMET A. (1977). — Contribution à l'étude de la croûte océanique mésozoïque de Méditerranée orientale : les pillows lavas du Troodos (Chypre). Thèse Université de Nancy I.

DURNEY D. W. (1972). — A major unconformity in the Archean, Jones Creek, Western Australia. *J. Geol. Soc. Aust.*, **19**, pp. 251-259.

FYFE W. S. (1973). — The granulite facies, partial melting of the Archean crust. *Philos. Trans. r. Soc. London, A*, **273**, pp. 457-461.

GELINAS L. et BROOKS C. (1974). — Archean quench-texture tholeiites. *Canad. J. Earth Sci.*, **11**, pp. 324-340.

GLIKSON A. Y. (1970). — Geosynclinal evolution and geochemical affinities of early Precambrian systems. *Tectonophysics*, **9**, pp. 397-433.

GLIKSON A. Y. (1971). — Archean geosynclinal sedimentation near Kalgoorlie, Western Australia. *Spec. Publ. geol. Soc. Aust.*, **3**, pp. 443-460.

GOODWIN A. M. et RIDLER R. H. (1970). — The Abitibi orogenic belt. *Geol. Surv. Canad. Pap.*, **70-40**, pp. 1-30.

GREEN D. H. (1975). — Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics. *Geology*, **3**, pp. 15-18.

GREEN D. H., NICHOLLS I. A., VILJOEN M. J. et VILJOEN R. P. (1975). — Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism. *Geology*, **3**, pp. 11-14.

HART S. R., BROOKS C. G., KROGH T. E., DAVIS G. L. et NAVA D. (1970). — Ancient and modern volcanic rocks : a trace element model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **10**, pp. 17-28.

HENRY B. et OHNENSTETTER D. (1977). — Le volcanisme archéen de l'Abitibi (Canada) et les gisements de nickel sulfuré associés. *Bull. Soc. Geol., Fr.*, 19, pp. 977-980.

HUNTER D. R. (1974). — Crustal development in the Kaapvaal craton, I. The Archean. *Precambrian Res.*, **1**, pp. 259-294.

IMREH L. (1976). — Nouvelle lithostratigraphie à l'Ouest de Val-d'Or et son incidence gîtologique. Ministère des richesses naturelles du Québec, DP-349 (V), 73 p., et DP-361 (V), 83 p.

International Working Group on the I G C P project « Ophiolites » (1977). — Initial report of the geological study of oceanic Crust of the Philippine sea floor. *Ofioliti*, **2**, pp. 137-168.

JAHN B. M. et MURTHY V. R. (1975). — Rb-Sr ages of the Archean rocks from the Vermilion district, northwestern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta, G. B.* 39, pp. 1679-1689.

JAHN B. M. et SHIH C. Y. (1974). — On the age of the Onverwacht group, Swaziland Sequence, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta, G. B.*, **38**, pp. 873-885.

JAHN B. M., SHIH C. Y. et MURTHY V. R. (1974). — Trace element geochemistry of Archean volcanic rocks.

JOLIFFE A. W. (1966). — Stratigraphy of the Steeprock group, Steeprock lake, Ontario, in « Precambrian Symposium — The relationship of mineralization to Precambrian stratigraphy in certain mining areas of Ontario and Quebec ». GOODWIN A. M. ed., *Geol. Ass. Canad. Spec. Paper*, **3**, pp. 75-98.

LOWE D. R. et KNAUTH L. P. (1977). — Sedimentology of the Onverwacht group (3,4 billion years), Transvaal, South Africa, and its bearing on the characteristics and evolution of the early earth. *J. Geol., U. S. A.*, **85**, pp. 699-723.

MOHAMMED L. (1974). — Rapport préliminaire sur les études des roches ultrabasiques de Western Australia : étude pétrographique générale. Rapport Minemet inédit.

NALDRETT A. J. (1966). — Talc-carbonate alteration of some serpentinized ultramafic rocks south of Timmins, Ontario. *J. Petrol., G. B.*, **7**, 3, pp. 489-499.

NALDRETT A. J. et ARNDT N. T. (1976). — Volcanogenic nickel deposits with some guides for exploration. *Soc. Min. Eng. AIME Trans.*, **260**, pp. 13-15.

NESBITT R. W. (1971). — Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn block Western Australia : evidence for an Archean ultramafic liquid. *Spec. Publ. Geol. Soc. Austr.*, **3**, pp. 331-347.

NISBETT E. G., BICKLE M. J. et MARTIN A. (1977). — The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. *J. Petrol., G. B.*, **18**, pp. 521-566.

OHNENSTETTER D. (1975). — Première approche de la position géotectonique des gisements de nickel. Rapport D G R S T inédit.

PYKE D. R. (1974). — Timmins area. Ontario Dept. Mines, Preliminary map., p. 941.

PYKE D. R., NALDRETT A. J. et ECKSTRAND O. R. (1973). — Archean ultramafic flows in Munro township, Ontario. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **84**, pp. 955-978.

ROCCI G. (1977). — Les Ophiolites précambriennes : mythes et réalités. *Bull. Soc. Géol., Fr.*, (7), **19**, pp. 947-952.

SAGGERSON E. R. et TURNER L. M. (1976). — A review of the distribution of metamorphism in the ancient Rhodesian craton. *Prec. Res.*, **3**, pp. 1-53.

TALBOT C. J. (1973). — A plate tectonic model for the Archean crust. *Phil. Trans. r. Soc. London*, A, **273**, pp. 413-427.

VILJOEN M. J. et VILJOEN R. P. (1969 *a*). — An introduction to the geology of the Barberton granite-greenstone terrain. *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Pub.*, **2**, pp. 9-28.

VILJOEN M. J. et VILJOEN R. P. (1969 *b*). — The effects of metamorphism and serpentinization on the volcanic and associated rocks of the Barberton region. *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Pub.*, **2**, pp. 29-53.

VILJOEN M. J. et VILJOEN R. P. (1969 *c*). — The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht group and a proposed new class of igneous rocks. *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Pub.*, **2**, pp. 55-85.

VILJOEN M. J. et VILJOEN R. P. (1969 *d*). — Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati formation of the Onverwacht group. *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Pub.*, **2**, pp. 87-112.

VILJOEN R. P. et VILJOEN M. J. (1969 *e*). — The geological and geochemical significance of the upper formations of the Onverwacht group. *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Pub.*, **2**, pp. 113-151.

in Facteurs contrôlant les minéralisations sulfurées de nickel
:moire du B R G M n° 97 Achevé d'imprimer en Août 1979

III — Exploitation globale des analyses de roches. Implications pétrogénétiques et métallogéniques

par H. de la ROCHE * et D. OHNENSTETTER **

Résumé

601 analyses inédites dont 384 sur les complexes basiques et ultrabasiques d'Australie et du Canada sont traitées en deux lots (220 roches présumées effusives, 381 roches présumées de profondeur) au moyen de diagrammes chimicominéralogiques.

Par regroupement des 8 cations majeurs en 2 jeux de 4 variables, on obtient 2 tétraèdres où sont examinées les positions respectives des familles basaltiques et péridotiques et choisies les projections les plus significatives.

Le problème de la distinction entre les magmas tholéïtiques et les magmas ultrabasiques est discuté à partir de l'échantillonnage étudié et de données de référence. On propose une fonction discriminante (paramètre F^{*}_{PY}) fondée sur la sursaturation en silice des magmas ultrabasiques qui s'exprimerait, en termes normatifs, par l'abondance de l'orthopyroxène et le déficit corrélatif en plagioclases. On montre, au contraire, la faible signification du rapport CaO/Al_2O_3. Complémentairement, on souligne la particularité chimique des tholéïtes abyssales par rapport aux autres tholéïtes ainsi que par rapport aux komatiites basaltiques.

Ces différences sont expliquées par référence aux données expérimentales sur la fusion lherzolitique sous des conditions et à des taux variables (fig. 19).

Les modifications chimiques dues aux transformations postmagmatiques et métamorphiques sont discutées pour montrer qu'elles n'oblitèrent pas les distinctions établies entre types magmatiques. L'opposition entre magmas ultrabasiques (komatiitiques) et magmas basiques (tholéïtes à quartz ou basaltes calco-alcalins) générateurs des complexes stratifiés est soulignée. Les complexes plutoniques forment un système classique de cumulats et de liquides résiduels. A l'opposé les roches effusives ultrabasiques représentent une lignée magmatique évoluant depuis les komatiites péridotitiques jusqu'aux komatiites basaltiques par fractionnement dans les premiers stades d'olivine, de spinelle et d'orthopyroxène alumineux. La distinction entre les deux grandes souches de magmas initiaux se retrouve au niveau du comportement du nickel et du chrome : la série komatiitique est caractérisée par des teneurs élevées en ces deux éléments alors que les complexes plutoniques montrent un comportement différentiel du chrome et du nickel.

Les implications métallogéniques sont brièvement examinées. L'attention est attirée sur le rôle de la sursaturation en silice et du déficit en plagioclase tant pour les phénomènes de démixion magmatique que pour la ségrégation magmatique de phases oxydées. La chimie des roches peut ainsi contribuer à l'évaluation des potentialités métallogéniques.

Abstract

Major elements data from 601 unpublished rock analysis of which 384 on australian and canadian mafic-ultramafic complexes are processed in two lots (220 effusives and hypabyssal and 381 plutonites) by mean of chemicomineralogical diagrams.

By grouping the 8 major cations into 2 sets of 4 variables, 2 tetraedrons are set up to examine the respective locations of the basaltic and peridotic families and to choose the best suited projections.

The still debated chemical distinction between the tholeiitic and ultramafic magmas is discussed, using the studied sets of samples and reference data from the literature. A discriminant function (F^{*}_{PY} named parameter) is proposed. It refers to the oversaturation in silica of the ultramafic magmas which would be expressed, in normative calculations, by the abundance of orthopyroxene and the correlative deficiency of plagioclase. On the contrary, the weak significance of CaO/Al_2O_3 ratio is shown. In complement, the choosen diagrams emphasize the chemical particularity of the abyssal tholeiites with regard to other tholeiites and also to basaltic komatiites (fig. 19).

These differences are explained with reference to the experimental data on the more or less advanced melting of lherzolites under various physical conditions. The chemical changes brought by the postmagmatic and metamorphic transformations are discussed to show that they do not obliterate the observed differences between the magmatic types.

The opposition between ultrabasic magmas (komatiites) and basaltic magmas (quartz tholeiites and calc-alkali basalts) are emphasized. On one hand, the plutonic complexes are classical systems of cumulates and residual liquids. On the other hand, ultramafic extrusives present a magmatic suite evolved from peridotitic to basaltic komatiites through fractionation of olivine, spinel and alumina-rich orthopyroxene during the early stage.

This distinction between the two magmatic-systems is also marked by the behaviour of nickel and chrome. The komatiitic suite is characterized by high Cr and Ni concen-

* Centre de Recherches pétrographiques et géochimiques (CNRS), C.O. n° 1, 54500 Vandœuvre-lès-Nancy.

** Laboratoire de pétrologie de l'Université Nancy I, C.O. n° 140, 54037 Nancy Cedex.

trations. On the contrary, the plutonic complexes show a differential behaviour of these two elements.

The metallogenic implications are briefly examined, and the attention is drawn on the silica oversaturation and the plagioclase deficiency which favour the immiscibility phenomena and the segregation of ores. The rock chemistry may thus contribute to evaluate the metallogenic potential of mafic and ultramafic complexes.

Introduction

Les quelques 900 analyses « éléments majeurs » de roches et de minéraux séparés produites sur le quantomètre du CRPG pour le programme « Recherche des facteurs contrôlant les minéralisations sulfurées de nickel » présentent des conditions d'homogénéité très favorables pour une étude globale *.

L'essai ici présenté porte sur un lot principal de 600 analyses de roches où la part des complexes basiques et ultrabasiques archéens d'Australie et du Canada est prépondérante.

Cet essai global est parallèle aux présentations par régions déjà données (MOHAMMED L. et RANCHIN G., 1974; BESSON M., 1976; BESSON M. et CAPITANT B., 1976) ou à venir. Mais il met en œuvre une méthode de traitement nouvelle, bien différente de celles appliquées à ces études par régions comme de celles habituellement rencontrées dans la littérature. Non pas que l'originalité ait été recherchée à tout prix. Il fallait une perspective convenant à l'étude comparée des basaltes, des magmas ultrabasiques et des péridotites, avec un certain degré de finesse. Or les méthodes en usage n'offrent rien de réellement satisfaisant à cet égard. Une réflexion nouvelle apparaissait ainsi nécessaire. Elle a été conduite à partir de la méthodologie générale de traitement des données chimiques proposée par l'un des auteurs (LA ROCHE H. DE, 1978*a*).

Malgré des travaux fort nombreux, l'étude chimique des roches basiques et ultrabasiques reste un domaine difficile dont la méthodologie continue d'évoluer. Une certaine variété des approches reste à priori souhaitable. De plus, le cas des ceintures de roches vertes archéennes comporte un paramètre supplémentaire, celui du métamorphisme, vis-à-vis duquel existent deux attitudes :

a) traitement multiélémentaire, abstraction faite du métamorphisme, puis discussion de la validité des conclusions atteintes, compte tenu du métamorphisme,

b) traitement sélectif des éléments réputés inertes d'une part et des éléments réputés mobiles d'autre part, en acceptant des limitations pour éviter des confusions.

Tenants de la première méthode, nous ne nous en écarterons pas dans cet article et incitons le lecteur à se reporter, dans le même volume, aux études fondées sur le traitement sélectif.

A l'intérieur du traitement multiélémentaire non sélectif deux voies étaient ouvertes :

a) analyse des données par les méthodes statistiques avec expression des résultats sous forme de diagrammes factoriels;

b) choix à priori de sous-espaces chimiques déterminés par des arguments pétrologiques, avec expression des résultats sous forme de diagrammes chimico-minéralogiques.

Nous nous sommes cantonnés à la seconde voie, ayant estimé que, dans un premier temps, elle éclairerait mieux les problèmes relatifs au chimisme des complexes basiques et ultrabasiques.

De plus, une partition initiale entre roches présumées effusives (Ne = 220) et roches présumées de profondeur (Np = 380) a été jugée possible et profitable, à partir des données de terrain et de l'examen pétrographique dont il est rendu compte dans ce volume (HENRY B., OHNENSTETTER D.). Le traitement sera donc effectué séparément sur chacun de ces deux sous-ensembles, mais avec des modalités strictement identiques, de manière à permettre les comparaisons.

1 — Principe et modalités du traitement appliqué dans cette étude

On partira de la sélection dans deux tétraèdres (fig. 1 et 2), pris comme sous-espaces chimiques simples, des motifs minéraux et des fonctions spécifiques (LA ROCHE H. DE, 1978*a*, *b*) à prendre en considération dans le cas des données chimiques majeures sur les roches basiques et ultrabasiques.

On en déduira, d'une part, un diagramme binaire (fig. 3) mettant en évidence la particularité des associations komatiitiques par rapport aux associations basaltiques communes et, d'autre part (fig. 7, 11, 15), trois projections triangulaires homologues de celles dans lesquelles M. J. O'HARA (1968*a*) a exprimé les relations entre compositions et champs de stabilité des phases minérales sous différentes pressions.

Chacune de ces quatre représentations met en jeu tous

* Les informations relatives aux échantillonnages et aux méthodes d'analyse font l'objet d'un article précédent de ce volume.

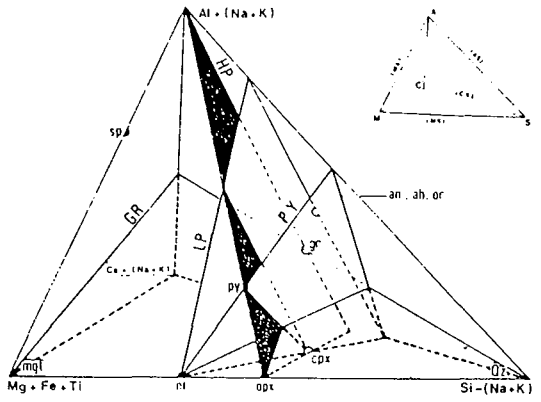


FIG. 1. — Tétraèdre SAMC (Fe non séparé de Mg). Minéraux et plans de référence principaux pour l'étude chimique des roches basiques et ultrabasiques.

Le tétraèdre donne une représentation simplifiée de l'espace des variables chimiques. Dans le total $\Sigma_1 = S + A + M + C$ des quatre paramètres cationiques, chacun des cations majeurs intervient avec le coefficient 1. Le partage des alcalins assure la coïncidence des feldspaths alcalins ab et or avec l'anorthite an. Les autres minéraux standards reportés sont le quartz qz, le spinelle sp, la magnétite mgt, l'olivine ol, l'orthopyroxène opx, le clinopyroxène cpx, le pyrope py et le grossulaire gr.

Les deux plans de référence principaux sont les classiques, barrières thermales des pressions atmosphériques ou basses (plan LP, ol-cpx-an-ab) et des hautes pressions (plan HP; opx-cpx-py-gr). Complémentairement, O'HARA (1968) utilise les plans GR; ol-opx-gr et PY; ol-cpx-py. A ces quatre plans correspondent quatre fonctions discriminantes exprimées, pour le traitement courant, en nombres millicationiques dans 100 g de roche ou de minéral (DE LA ROCHE, 1978*a*).

Exemple : pour une roche à 5.1 % en poids de AL_2O_3, Al = 2 000 × 5.1/102 = 100.

$$F_{LP} \equiv 4S - A - 2M - 6C$$
$$= 4Si - 2Ti - Al - 2Fe - 2Mg - 6Ca - 11Na - 11K$$
$$F_{HP} \equiv S - M - C$$
$$= Si - Ti - Fe - Mg - Ca - 2Na - 2K$$
$$F_{GR} \equiv 3A - 2C$$
$$= +3Al - 2Ca + Na + K$$
$$F_{PY} \equiv 4S - 3A - 2M - 6C$$
$$= 4Si - 2Ti - 3Al - 2Fe - 2Mg - 6Ca - 13Na - 13K$$

Chaque fonction s'annule pour tout point du plan considéré. Elle prend des valeurs croissantes de signes opposés pour les points s'éloignant de part et d'autre du plan.

Les roches basaltiques communes sont au voisinage du plan LP et nettement au-dessus du plan HP, dans le champ des feldspaths par opposition au champ de l'olivine. Mais un éventuel enrichissement en olivine cumulative peut leur faire franchir le plan HP (modèle picritique de M. BESSON et B. CAPITANT, 1976). Les plans auxiliaires GR et PY sont l'un et l'autre à trop grande distance des compositions basaltiques pour offrir des possibilités de discrimination directe.

L'utilisation séparée de chaque plan ou leur couplage 2 à 2 fournit des projections parallèles intéressantes mais non optimales vis-à-vis de la discrimination des associations basaltiques et komatiitiques. De ce tétraèdre simple, nous ne retiendrons finalement, pour le traitement de nos données, que trois projections polaires : depuis ol sur le plan HP (fig. 7 et 9), depuis opx sur le plan PY (fig. 11 et 13) et depuis cpx sur le plan GR (fig. 15 et 17). Le calcul des projections polaires est exposé à part (LA ROCHE H. DE, 1979). Les diagrammes triangulaires ainsi obtenus, outre leur intérêt direct, permettront d'aborder les relations entre compositions et équilibres de phases selon M. J. O'HARA (1968), suivant une voie déjà ouverte, pour les komatiites, par J. R. MAC IVER et D. H. LENTHALL (1974).

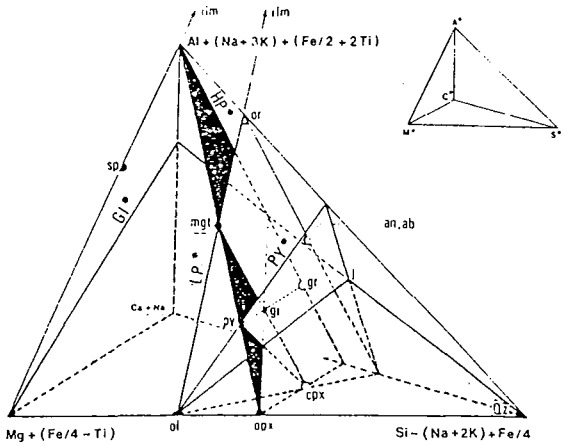


FIG. 2. — Tétraèdre $S^*A^*M^*C^*$ (Fe fractionné). Minéraux et plans de référence pour l'étude chimique des roches basiques et ultrabasiques.

Pour la notation des minéraux on se référera à la légende de la figure 1.

La structure globale reste celle du tétraèdre SAMC (fig. 1). Toutefois Fe, en grande partie dissocié de Mg, est porté pour moitié sur le sommet Al. Ti, totalement dissocié de Mg, est porté au-delà de Al. K, dissocié de Ca, ne conserve de liaison qu'avec Al et Si. La magnétite (mgt) vient sur l'intersection des plans HP^* et LP^* respectivement barrières thermales de haute et basse pression. L'ilménite (ilm) et l'orthose (or) sont respectivement sur les intersections du plan LP^* avec les arêtes M^*A^* et A^*S^*.

Aux 4 plans tracés dans le tétraèdre correspondent les fonctions suivantes :

$$F^*_{LP} = 4S^* - A^* - 2M^* - 6C^*$$
$$= 4Si - Al - 2Mg - 6Ca - 11Na - 11K$$
$$F^*_{HP} = S^* - M^* - C^*$$
$$= Si + Ti - Mg - Ca - 2Na - 2K$$
$$F^*_{Gl} = 8A^* - 15C^*$$
$$= 16Ti + 8Al + 4Fe - 15Ca - 7Na + 24K$$
$$F^*_{PY} = 4S^* - 3A^* - 2M^* - 6C^*$$
$$= 4Si - 4Ti - 3Al - Fe - 2Mg - 6Ca - 13Na - 17K$$

Les deux plans auxiliaires PY^* (forstérite-diopside-pyrope) et Gl^* (forstérite-enstatite-grenat intermédiaire entre pyrope et grossulaire) vont permettre de discriminer les associations basaltiques communes des associations komatiitiques. On projettera parallèlement à ol-j, intersection des deux plans, sous la forme du diagramme binaire F^*_{PY}, F^*_{Gl} présenté dans la figure 3.

Le grenat intermédiaire contribuant à définir le plan Gl^* associe pyrope et grossulaire dans les proportions molaires 29py pour 16gr, proches de 2py pour 1gr. Ainsi, le plan Gl^* passe un peu au-dessous du point figuratif des plagioclases an,ab.

Les basaltes subalcalins communs sont entre LP^* et PY^*, au-dessus de HP^*, donc dans le champ des feldspaths par opposition au champ de l'olivine. Ils sont aussi au-dessus de Gl^*. L'accumulation d'olivine (modèle picritique de BESSON et CAPITANT, 1976) pourrait les conduire au-delà de HP^* sans toutefois leur faire franchir ni Gl^* ni PY^* qui contiennent l'olivine. Concernant l'origine des basaltes komatiitiques et des komatiites, ce modèle picritique s'oppose à celui des « magmas komatiitiques » soutenu par différents auteurs (par exemple VILJOEN M. J. et VILJOEN R. P., 1969; MAC IVER J. R. et LENTHALL D. H., 1974). Ces tenants d'une souche magmatique distincte des types magmatiques cénozoïques ont attiré l'attention sur le rapport Ca/Al élevé des associations komatiitiques. Nous montrerons (fig. 3) que ces associations se disposent à droite du plan PY^* (forte sursaturation en silice) et que leurs termes basaltiques viennent en dessous de Gl^*, en opposition avec les basaltes communs et leurs picrites.

les cations majeurs. Le traitement est guidé par les données générales sur les familles ignées basiques et ultrabasiques en dehors de toute hiérarchie externe entre les éléments (par exemple, exclusion à priori des éléments réputés mobiles dans le métamorphisme). L'altération des motifs minéraux et de leurs représentations sur diagrammes sous l'influence du métamorphisme ne sera examinée qu'in fine, au stade de la discussion des résultats.

a) Sélection de 4 variables multiélémentaires et choix de diagrammes

L'ensemble des données analytiques disponibles comportait des limitations : non distinction des valences du fer, absence de données sur le phosphore, détermination d'une perte au feu sans dosage systématique de CO_2, H_2O+, H_2O^-. Notre traitement ne comporte aucune correction préalable. Il est effectué sur les 8 cations majeurs (Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K) exprimés en nombre de millications dans 100 g de roche, d'après les données analytiques brutes. L'un des tétraèdres (fig. 1) groupe la totalité de Fe avec Mg et Ti. L'autre (fig. 2) porte 2 fois plus de Fe sur Al que sur Mg et oppose franchement Ti à Mg. De même, les alcalins Na et K sont répartis selon deux modèles. C'est en examinant les groupements cationiques placés aux sommets des deux tétraèdres que l'on verra les changements de variables opérés (passage de 8 cations dosés à 4 paramètres) et, par conséquent, les contraintes introduites de manière à optimiser l'expression géométrique ou algébrique des « motifs minéraux ». Par exemple, la partition du fer dans le tétraèdre (fig. 2) est établie de manière à ce que la magnétite mgt vienne sur l'intersection entre les plans LP* et HP*, respectivement barrières thermales de basse pression et de haute pression. De même, la partition des alcalins place tous les feldspaths au même point du plan LP dans le tétraèdre (fig. 1) tandis qu'elle sépare l'orthose des autres feldspaths dans le tétraèdre (fig. 2), sans lui faire quitter le plan LP*.

FIG. 3 et 4. — Distribution des roches « présumées effusives » (fig. 3) et « présumées de profondeur » (fig. 4) dans un diagramme discriminant les associations komatiitiques des associations basaltiques communes.

Le diagramme $F^*_{Gl}F^*_{PY}$ est issu du tétraèdre S*A*M*C* de la figure 2. C'est une projection parallèle à l'intersection ol-j des plans Gl* (orthopyroxène-olivine-grenat intermédiaire) et PY* (clinopyroxène-olivine-pyrope). Il associe en Y et X les deux fonctions discriminantes correspondant à ces deux plans :

$$F^*_{Gl} \text{ ou } Y = 16\,Ti + 8\,Al + 4\,Fe - 15\,Ca - 7\,Na + 24\,K$$
$$F^*_{PY} \text{ ou } X = 4\,Si - 4\,Ti - 3\,Al - Fe - 2\,Mg - 6\,Ca - 13\,Na - 17\,K$$

L'axe Y est la projection du plan PY*, l'axe X celle du plan Gl*. A leur intersection se trouve la forstérite ol. Chaque minéral, ou chaque roche, est représenté en fonction de ses distances, positives ou négatives, vis-à-vis des deux plans.

Le petit graphe inclus dans la figure indique la contribution, pour 1 millication, de chacun des éléments aux valeurs des fonctions F^*_{Gl} et F^*_{PY}. Deux groupes sont antagonistes : Al, Ti et K d'une part, et Ca, Na d'autre part. Mg et Si, opposés l'un à l'autre, restent en position intermédiaire. La contribution des principales moles minérales est aussi indiquée; elle est rapportée à une somme de millications $\Sigma = 1$ pour chaque mole. De même, les 3 vecteurs issus de l'origine du diagramme principal étalonnent les dérives par lixiviation métamorphique, envisageables quoique non démontrées. Cet étalonnage est référé à des poids d'oxydes.

FIG. 3. — Courbes d'isofréquence en traits continus : 220 roches présumées effusives ici étudiées.
Courbes en tiretés : 340 basaltes des fonds océaniques pris comme groupe de comparaison, compilation D. OHNENSTETTER et *al.* (1977).
Courbes en pointillés : 198 tholéïtes du fichier RK OC 76 de F. CHAYES.

Compositions de référence : b et t, basaltes et tholéïtes, moyennes mondiales de R. W. LE MAÎTRE (1976); p, bk et k, picrites, basaltic komatiites et komatiites (tabl. 1 et 2).

Quatre remarques :

1) les associations komatiitiques de référence, vers opx, sont nettement sursaturées en silice. L'axe Y, plan PY*, les sépare des associations basaltiques communes. Si des tholéïtes à quartz venaient à franchir PY* vers la droite, elles seraient aisément distinguables des komatiites, toujours ultramagnésiennes;

2) les komatiites et les komatiites basaltiques sont de part et d'autre de l'axe X, plan Gl*. Il en est de même, en sens inverse, des basaltes des fonds océaniques (rôle du clinopyroxène) et des basaltes communs (rôle du plagioclase);

3) les picrites de référence restent associées aux basaltes comme le laissait prévoir la position de l'olivine à l'origine des axes. L'exception p5 sera discutée dans le texte.

4) la population étudiée est concentrée dans le secteur des komatiites, avec des valeurs positives de F^*_{Gl} et de F^*_{PY} souvent élevées par rapport à celles des komatiites de référence. Cet éloignement de l'origine, dans le sens de Al et de Si ne paraît pas attribuable principalement à des lixiviations métamorphiques. Sa signification sera discutée dans le texte.

FIG. 4. — Courbes d'isofréquence en traits continus : 380 roches présumées de profondeur ici étudiées.

Les compositions de référence sont celles de roches de profondeur. D'une part moyennes mondiales selon R. W. LE MAÎTRE (1976) : g, gabbros; n, norites; p; pyroxénolites; w, wehrlites; l, lherzolites; h, harzburgites; d, dunites; et moyennes de xénolithes lherzolitiques dans les kimberlites selon HARRIS et *al.* (1972) : sl, lherzolites à spinelle; gl, lherzolites à grenat. D'autre part, données des tableaux 3 et 4 : ta, troctolites-allivalites; s et ms, associations noritiques ou gabbroïques.

Remarques : La population étudiée est plus dispersée que celle des roches présumées effusives. Une sorte de bimodalité apparaît, avec un noyau principal péridotique, marqué comme les komatiites par des valeurs positives de F^*_{PY} et F^*_{Gl}, et un sous-ensemble mineur allongé entre gabbronorites et pyroxénolites.

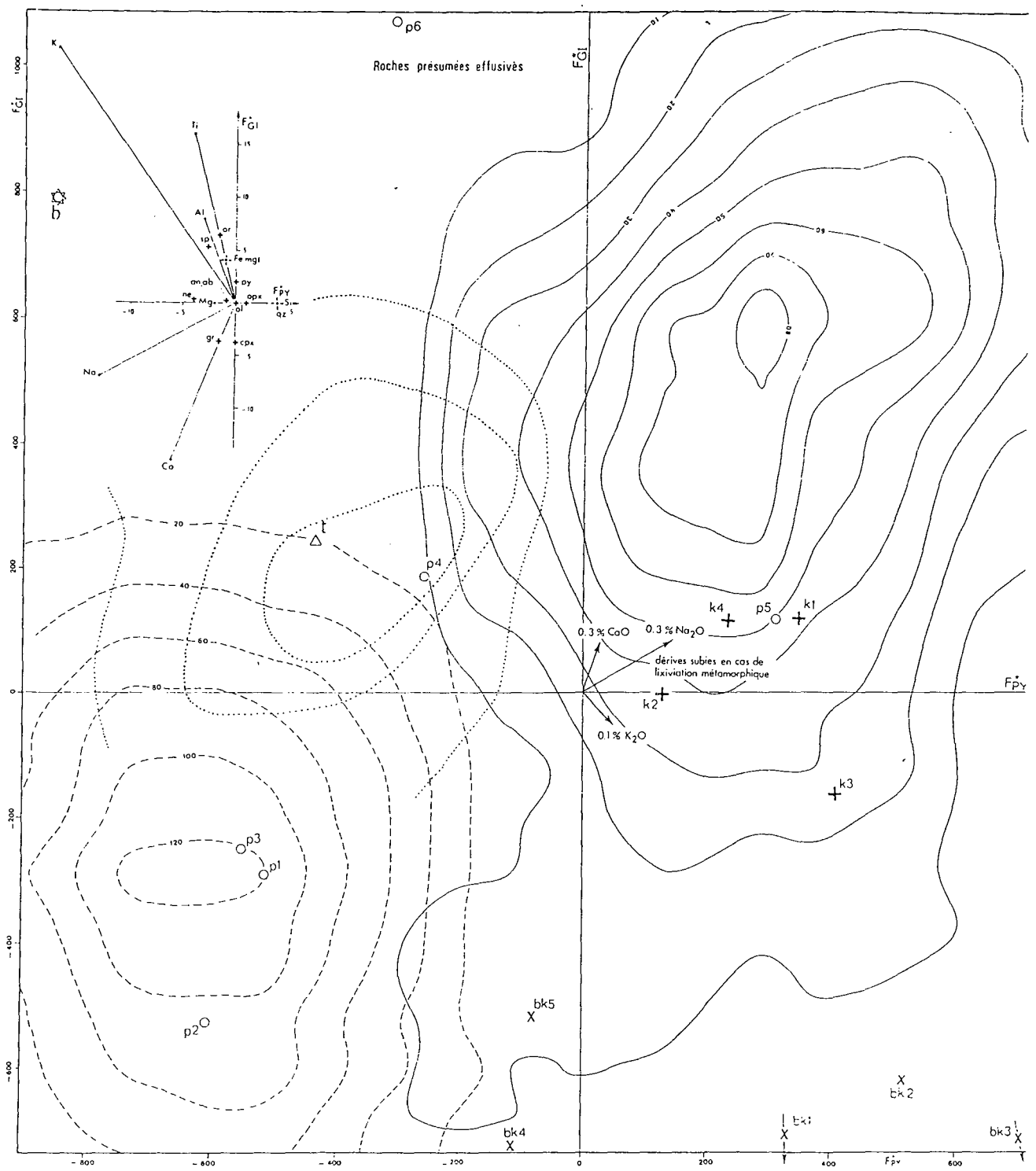


FIG. 3. — (Légende page 99.)

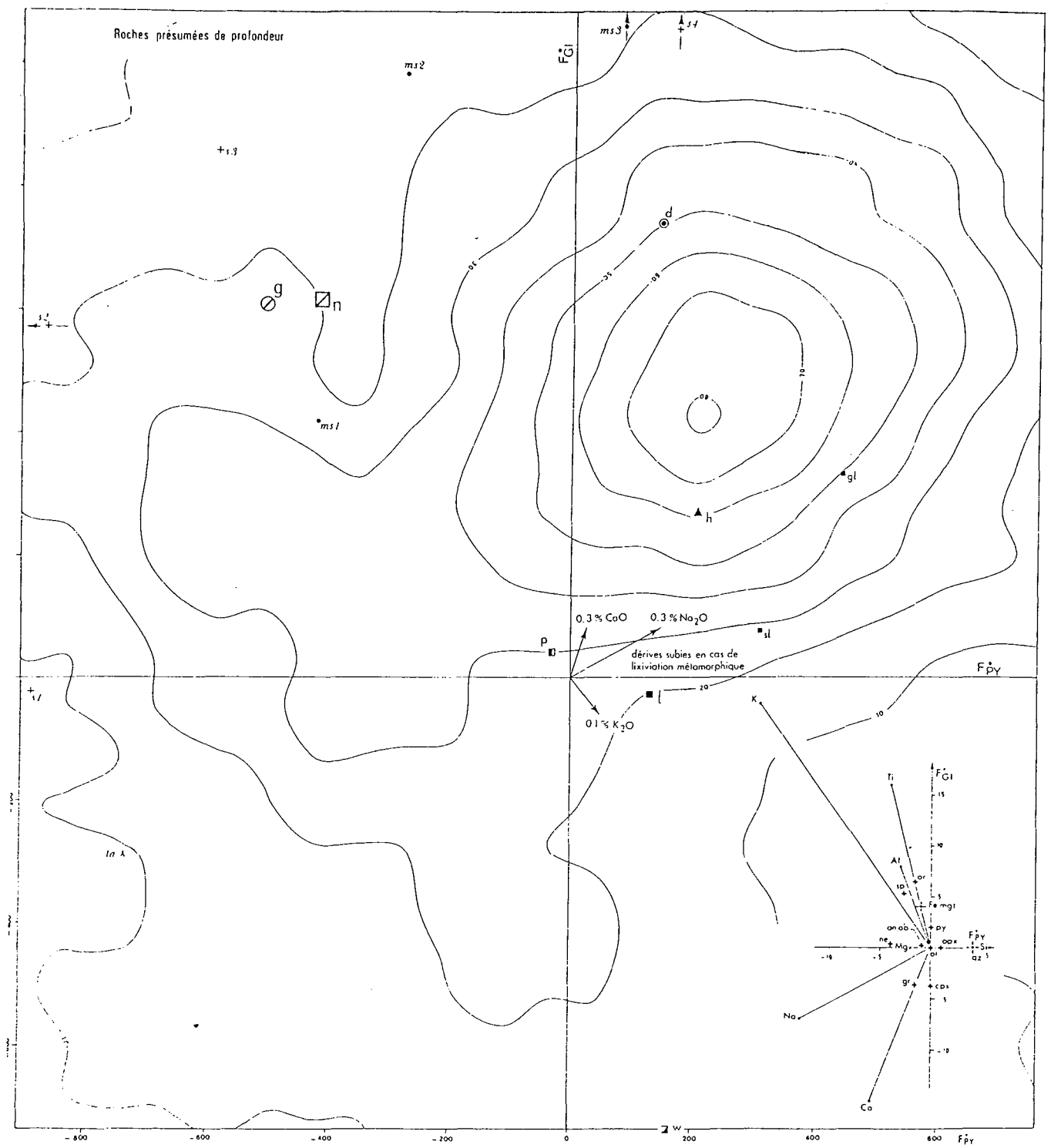


FIG. 4. — (Légende page 99.)

Un motif minéral s'articule sur des plans et des droites. Un plan, comme LP ou HP, est déterminé par la position de trois phases minérales ou plus (pour LP : olivine, clinopyroxène, plagioclase et pour HP : orthopyroxène, clinopyroxène, pyrope, grossulaire). Il est exprimé par une fonction linéaire des 4 paramètres placés aux sommets du tétraèdre. Cette fonction devra s'annuler pour tout point du plan et prendre des valeurs croissantes de signes opposés en s'éloignant de part et d'autre du plan. Ses coefficients sont aisément déduits des formules structurales des minéraux que le plan doit contenir. Une droite peut être déterminée et exprimée soit au moyen d'un point origine et d'un vecteur (LA ROCHE H. DE, 1978*b*) soit par intersection de deux plans donc par association de leurs deux fonctions discriminantes.

Pour passer de l'espace à 4 dimensions du tétraèdre à des représentations binaires ou ternaires d'usage courant, deux types de projection seront privilégiées :

a) projection parallèle à un plan particulier ou à l'intersection de deux plans. On obtient ainsi une première famille de diagrammes binaires ou ternaires (LA ROCHE H. DE, 1978*a*),

b) projection polaire depuis un point origine quelconque sur une section quelconque du tétraèdre, ce qui donne une famille de diagrammes ternaires (O'HARA M. J., 1968*a*; JAMIESON B. G., 1970; LA ROCHE H. DE, 1978*b*).

La figure 3, diagramme binaire, est une projection parallèle tirée du tétraèdre (fig. 2). On y représente des roches totales et des minéraux avec des nombres millicationiques relatifs à 100 g.

Les figures 7, 11, 15, diagrammes ternaires, sont des projections polaires tirées du tétraèdre (fig. 1). On y représente des systèmes résiduels, après soustraction aux roches totales d'une phase « en excédent » jusqu'à l'arrivée sur un joint où peuvent être définies les relations entre compositions et équilibres de phase.

Pour le détail, on se reportera aux légendes des figures 1 et 2, où sont explicitées les projections choisies d'après les travaux de H. S. YODER et C. E. TILLEY (1962) et de M. J. O'HARA (1968). L'intérêt de la méthode est de permettre la conduite de l'étude chimique en fonction des connaissances sur le faciès minéral et sur les équilibres de phase, avec une flexibilité que ne procurerait pas l'usage des calculs normatifs classiques.

A cet égard, il faut observer que les tétraèdres des figures 1 et 2 correspondent à des conditions respectivement réductrices et oxydantes.

La référence à des conditions oxydantes peut paraître inadaptée au cas des roches ultrabasiques et basiques. Mais on doit considérer d'autre part qu'il est nécessaire de disjoindre le fer du magnésium pour comprendre des mécanismes impliquant la séparation d'oxydes ou de sulfures. Ce qui importe est donc le taux de fractionnement du fer entre les silicates magnésiens et les autres phases.

Un certain nombre de compositions de référence utilisées dans cette étude sont reproduites dans les tableaux 2 à 4. Pour les autres, la référence bibliographique a paru suffisante.

L'exécution matérielle des calculs et des graphiques et courbes d'isofréquence a été facilitée par les programmes de traitement sur ordinateur disponibles au CRPG et mis en œuvre à l'Institut universitaire de Calcul automatique de Nancy (LEYMARIE P. et *al.*, 1975).

TABL. 1. — Compositions moyennes et écarts-types de picrites.

P1 Picrites océaniques provenant du Leg 37 (BARRAGAR W. R. A. et *al.*, 1977) ; P2 Picrites basaltiques du Deccan (KRISHNAMURTY P. et COX K. G., 1977) ; P3 Picrites de H. I. DREVER et R. JOHNSTON (1967) ; P4 Dyke ultrabasique de Skye (GIBB F. G. F., 1968) ; P5 Laves ultrabasiques de Chypre (DESMET A., 1977) ; P6 Laves riches en olivine de Nuanetsi, Rhodésie (COX K. G. et JAMIESON B. G., 1974).

	P1	P2	P3	P4	P5	P6
Nombre d'analyses	7	5	8	4	6	15
	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ
SiO_2	44.29(0.99)	45.80(1.19)	45.19(1.98)	42.14(2.58)	42.81(2.58)	48.84(1.16)
TiO_2	0.48(0.06)	1.98(0.36)	0.97(0.49)	0.45(0.24)	0.21(0.08)	2.65(0.46)
Al_2O_3	12.34(1.21)	9.39(1.97)	13.00(3.30)	8.14(3.51)	6.85(1.51)	8.44(1.78)
Fe_2O_3	2.93(0.68)	4.73(1.31)	2.48(1.83)	2.50(0.83)	9.60(0.89)	3.26(1.32)
FeO	6.14(0.74)	6.21(1.09)	7.84(1.70)	8.46(0.89)	—	7.99(1.37)
MnO	0.30(0.18)	0.17(0.02)	0.18(0.07)	0.16(0.02)	0.16(0.07)	0.14(0.01)
MgO	17.80(3.60)	14.76(4.58)	15.52(8.76)	27.57(9.28)	25.76(4.20)	15.61(3.24)
CaO	9.49(1.80)	11.34(1.81)	10.38(3.16)	6.27(3.15)	5.45(2.29)	7.10(1.33)
Na_2O	1.52(0.17)	1.50(0.53)	1.57(0.83)	0.76(0.44)	0.27(0.24)	1.54(0.39)
K_2O	0.15(0.04)	0.78(0.26)	0.18(0.16)	0.14(0.06)	0.07(0.07)	1.66(0.74)

TABL. 2. — Compositions moyennes et écarts types de komatiites et komatiites basaltiques de différentes « Greestone belts » archéennes.

K1 Données provenant de la région de Val d'Or, Province du Québec, Canada (IMREH L., 1976); K2 Données tirées de N. T. ARNDT et *al.* (1977) concernant des komatiites péridotiques de la région de Munro, Ontario, Canada. Le fer total est exprimé sous forme de FeO (*); K3 Moyenne des komatiites de la région de Komati en Afrique australe (VILJOEN M. J. et VILJOEN R. P., 1969); K4 Moyenne des roches à spinifex d'Australie occidentale (NESBITT R. W., 1971).

	K1	K2	K3	K4
Nombre d'analyses	12	7	8	6
	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ
SiO_2	41.21(3.37)	42.10(3.92)	41.61(1.18)	41.32(2.24)
TiO_2	0.28(0.12)	0.30(0.12)	0.31(0.08)	0.21(0.05)
Al_2O_3	4.39(1.81)	6.54(1.82)	2.70(0.63)	4.83(1.19)
Fe_2O_3	4.71(2.14)	—	5.63(0.52)	3.82(1.12)
FeO	4.84(2.23)	10.83(1.54)*	4.35(1.00)	4.87(0.88)
MnO	0.16(0.03)	0.20(0.03)	0.17(0.03)	0.18(0.03)
MgO	29.80(5.88)	26.70(5.19)	30.58(2.52)	31.35(3.85)
CaO	4.18(2.05)	6.18(2.04)	4.29(1.14)	4.16(1.69)
Na_2O	0.13(0.11)	0.28(0.26)	0.15(0.08)	0.20(0.07)
K_2O	0.03(0.01)	0.05(0.04)	0.03(0.02)	0.03(0.02)

TABL. 2 *(suite)*. — Compositions moyennes et écarts types de komatiites et komatiites basaltiques de différentes « Greestone belts » archéennes.

BK1 Basaltiques komatiites de Badpass, Afrique du Sud (VILJOEN M. J. et VILJOEN R. P., 1969); BK2 Basaltiques komatiites riches en alumine de Geluk, Afrique du Sud (VILJOEN M. J. et VILJOEN R. P., 1969); BK3 Basaltiques komatiites à faible teneur en alumine de Geluk (VILJOEN M. J. et VILJOEN R. P., 1969); BK4 Basaltiques komatiites, métabasaltes à feldspaths du groupe d'Onverwacht (VILJOEN M. J. et VILJOEN R. P., 1969); BK5 Komatiites pyroxénitiques de la région de Munro (ARNDT N. T., 1976). Cette moyenne est recalculée en tenant compte de la perte au feu.

	BK1	BK2	BK3	BK4	BK5
Nombre d'analyses	5	4	2	3	7
	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$	$\bar{X}$	$\bar{X}$
SiO_2	52.28(1.17)	47.37(0.59)	49.19	52.73	48.48
TiO_2	0.56(0.17)	0.46(0.11)	0.43	0.85	0.58
Al_2O_3	5.42(0.46)	6.79(0.48)	3.76	9.83	10.87
Fe_2O_3	0.98(0.63)	1.18(0.09)	11.49	1.23	—
FeO	8.83(0.50)	8.08(0.82)	—	9.70	10.58
MnO	0.22(0.04)	0.19(0.04)	0.17	0.22	0.17
MgO	15.25(0.77)	20.39(1.14)	20.03	10.11	14.43
CaO	12.83(0.89)	8.31(0.59)	9.51	9.99	9.14
Na_2O	1.21(0.49)	0.39(0.27)	0.10	2.66	1.92
K_2O	0.09(0.04)	0.06(0.03)	0.02	0.46	0.01

TABL. 3. — Compositions moyennes et écarts types pour les roches de Sudbury. Analyses représentatives de Skaergaard.

SB1 Moyenne des norites de Sudbury; SB2 Moyenne des roches de la zone de transition; SB3 Moyenne des micropegmatites graphiques, d'après W. H. COLLINS (1934); S1 Cumulat à plagioclase-augite-olivine de la zone inférieure du Skaergaard (WAGER L. R. et BROWN G. M., 1968); S2 Gabbro de la zone intermédiaire; S3 Ferrodiorite de la zone supérieure; S4 Mélanogranophyre; S5 Granophyre acide.

	SB1	SB2	SB3	S1	S2	S3	S4	S5
Nombre d'échantillons	26	11	19	(4077)	(3662)	(4145)	(4332)	(5259)
	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ					
SiO_2	54.64(3.16)	60.41(4.11)	67.57(2.86)	46.37	48.15	44.10	60.23	72.69
TiO_2	1.18(0.92)	1.43(0.38)	0.72(0.36)	0.79	2.64	2.43	1.18	0.46
Al_2O_3	16.31(1.53)	13.75(0.80)	13.09(1.14)	16.82	18.02	11.70	11.19	13.15
Fe_2O_3	2.09(1.37)	2.19(0.72)	1.47(0.94)	1.52	2.52	2.05	5.52	0.92
FeO	6.98(1.67)	7.51(1.48)	4.56(0.93)	10.44	9.50	22.68	9.11	2.80
MnO	0.12(0.04)	0.11(0.08)	0.08(0.04)	0.09	0.12	0.21	0.24	0.04
MgO	5.04(1.23)	1.96(1.04)	1.72(0.56)	9.61	5.25	1.71	0.51	0.16
CaO	7.47(0.89)	4.34(1.27)	2.40(1.17)	11.29	10.17	8.71	5.11	1.80
Na_2O	2.82(0.29)	3.67(0.56)	3.34(0.71)	2.45	3.46	2.95	3.92	4.02
K_2O	1.52(0.45)	2.84(0.73)	3.66(0.88)	0.20	0.14	0.35	1.94	3.26

TABL. 4. — Compositions moyennes et écarts types pour les troctolites-allivalites de Corse et pour un complexe plutonique, Mount Stuart, dérivant d'un magma basaltique hyperalumineux.

T Moyenne des troctolites et allivalites de Corse (OHNENSTETTER D. et M., 1975); MS1 Moyenne des gabbros à 2 pyroxènes; MS2 Diorite quartzique à hypersthène, hornblende et biotite; MS3 Quartz-diorite; MS4 Granodiorite; MS5 Aplite de quartz-monzonite, in E. H. ERIKSON (1977).

	T	MS1	MS2	MS3	MS4	MS5
Nombre d'échantillons	13	5	25	69	22	11
	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ
SiO_2	46.61(3.69)	52.83(0.81)	56.89(1.67)	62.29(2.69)	66.62(2.20)	76.24(0.97)
TiO_2	0.14(0.10)	0.83(0.08)	0.85(0.17)	0.66(0.14)	0.52(0.13)	0.14(0.14)
Al_2O_3	17.80(4.58)	16.69(0.91)	16.66(1.90)	16.43(0.66)	15.89(0.50)	13.30(0.51)
Fe_2O_3	4.55(1.68)	8.39(0.40)	6.28(1.60)	4.58(0.89)	3.57(0.38)	0.67(0.29)
MnO	0.08(0.01)	0.16 (—)	0.12(0.03)	0.08(0.02)	0.09(0.14)	0.03(0.01)
MgO	13.41(6.14)	9.74(1.72)	6.15(1.82)	3.71(1.15)	2.39(0.64)	0.10(0.07)
CaO	10.65(2.96)	8.15(0.14)	6.96(0.67)	5.26(0.80)	4.09(0.59)	1.17(0.42)
Na_2O	2.20(0.79)	3.24(0.27)	3.73(0.52)	3.98(0.20)	3.92(0.23)	3.80(0.51)
K_2O	0.01(0.02)	0.26(0.08)	0.97(0.38)	1.63(0.30)	2.29(0.31)	4.21(0.90)

b) Partition en roches présumées « effusives » et « de profondeur »

Afin d'éviter une vue par trop globale, éventuellement génératrice de confusion, nous avons procédé à une partition préliminaire entre les gisements de type éruptif (coulées et sills hypabyssaux) et ceux de type plutonique. Non dépourvue d'incertitude, la partition ainsi réalisée nous a néanmoins paru acceptable et utile au niveau de généralité de notre étude.

Le premier critère de partition a été la description des gisements échantillonnés (HENRY B., 1973 et 1974). Les études pétrographiques ultérieures (BOISSONAS J., 1974; MOHAMMED L., 1974; OHNENSTETTER D., 1975) ont servi de second critère. On classe ainsi sans grande difficulté les gisements canadiens et australiens; ainsi que les quelques gisements européens inclus dans l'échantillonnage. L'effectif des gisements sud-africains a été affecté arbitrairement à la classe de « profondeur » en l'absence d'indications certaines. L'affectation par région est ainsi la suivante :

	E (éruptif et hypabyssal)		R (profondeur)	
Canada	Marbridge	n = 6	Giant Mascot	n = 33
	Divers	n = 8	Werner Lake	n = 29
	Dumont Nickel	n = 28	Lynn Lake	n = 47
	Wrightbar Barrante	n = 11	Fraser Lake	n = 19
	Deloro	n = 6	El Plug	n = 21
	Dundonald	n = 4	Flag Lake	n = 12
	Alexo	n = 3	Snake Lake	n = 3
	Langmuir	n = 6		
	Texmont	n = 24		
	Ungava	n = 8		
	Hart	n = 10		
	Total	n = 114		n = 164
Australie	Mount Zephyr	n = 11		
	Hawk well	n = 11		
	Kambalda	n = 15		
	Mount Keith	n = 18		
	Scotia	n = 26		
	Johnson Rock	n = 25		
	Total	n = 106		
Europe et bassin méditerranéen			Ophiolites	
			Chypre et Turquie	n = 12
			Maroc	n = 26
			France :	
			Sarrazac	n = 10
			Pyrénées orientales	n = 5
			Chenailler	n = 13
			Autres	n = 18
			Tchécoslovaquie	
			Ransko	n = 20
			Kdyne	n = 8
			Pabezovice	n = 9
			Marianske	n = 9
			Total	n = 130

Les échantillons Minemet (n = 21) et Sud-Africain (n = 66) ont été classés arbitrairement, par manque de données concernant la nature des gisements, dans le groupe de profondeur. Ce groupe est constitué par une population de 381 échantillons — dont plus de la moitié provient du Canada. Pour cette raison, nous avons décidé de reporter dans les diagrammes les cinq principaux massifs plutoniques canadiens : Giant Mascot, Werner Lake, Lynn Lake, Fraser Lake et El Plug. D'autant que ces massifs sont tous minéralisés, soit productifs soit à sulfures disséminés. Dans le reste de la population, hormis les 87 échantillons de nature et d'origine imprécises, seul le massif de Ransko (MYSAR Z., 1974) est productif.

A l'intérieur des deux populations E et R nous avons calculé les compositions moyennes (tabl. 5) de komatiites, de péridotites, de pyroxénolites et de gabbros. Pour les komatiites péridotitiques les critères combinés de sélection sont les suivants : $SiO_2 < 45\%$, $Al_2O_3 < 10\%$ et $MgO > 20\%$. Les analyses restantes au sein de la population éruptive sont principalement des basaltes et des komatiites basaltiques. Pour les roches présumées de profondeur, les péridotites sont sélectionnées d'après les teneurs combinées en $SiO_2 < 45\%$, $Al_2O_3 < 10\%$ et $MgO > 20\%$. Dans le lot restant, le sous-ensemble « pyroxénitique » a été discriminé par les deux critères : $SiO_2 > 40\%$, $MgO > 15\%$ du sous-ensemble « gabbroïque », avec exclusion pour le calcul des moyennes de quelques analyses aberrantes (n = 11) n'appartenant visiblement à aucun de ces deux sous-ensembles.

Ces subdivisions se trouvent confirmées par les bimodalités et les trimodalités apparentes sur un certain nombre de diagrammes (fig. 4, 11, 13, 15 et 17).

La distinction des komatiites adoptée dans cette étude n'est pas en opposition de celles adoptées par ailleurs. N. T. ARNDT et *al.* (1977) utilisent la teneur en $MgO > 20\%$ pour distinguer les komatiites péridotiques des komatiites basaltiques et pyroxénitiques. C. BROOKS et S. R. HART (1974) donnent les caractéristiques suivantes pour les komatiites : $MgO > 9$, $CaO/Al_2O_3 > 1$, $K_2O < 0.9$. Un critère favorable à cette distinction est également la teneur en alumine $Al_2O_3 < 10\%$. Ils distinguent les komatiites basaltiques des komatiites péridotitiques d'après les teneurs en SiO_2 et MgO. Les komatiites basaltiques étant discriminées par SiO_2 compris entre 46 et 53%, $CaO/Al_2O_3 > 1$, $TiO_2 < 0.9$, $K_2O < 0.9$, $MgO > 9$. Dans le cas des roches plutoniques, les termes ultramafiques sont ceux ayant un indice de coloration supérieur à 70 (WYLLIE P. J., 1967). Ils incluent les pyroxénolites, les glimmérites, les amphibololites (hornblendites, cortlandites), ainsi que les péridotites (dunites, harzburgites, lherzolites). Pour séparer les péridotites ou ultrabasiques nous avons utilisé les critères de la silice proposés par P. J. WYLLIE (1967) : $SiO_2 < 45\%$. La teneur en MgO a été utilisée pour scinder les péridotites des pyroxénolites, amphibololites et glimmérites. En effet, ces dernières possèdent souvent des teneurs inférieures à 20%. Par ailleurs, dans ces roches les teneurs en alumine sont très variables pouvant atteindre 17% (cf. TRÖGER W. E., 1935). Il nous a donc paru nécessaire de combiner les teneurs en silice et magnésie pour effectuer les sous-groupes. Le sous-groupe des pyroxénolites-amphibololites-glimmérites ne peut être défini que par

TABL. 5. — Compositions moyennes par ensembles (présumés effusifs ou de profondeur), et sous-ensembles (lithologiques ou régionaux) pour les 601 analyses de roches traitées dans cette étude. Les indicatifs E1 à E6 et R1 à R4 renvoient aux figures 5 et 6.

	E1	E2	E3	E4	E5	E6	R1	R2	R3	R4
	Total effusif	Effusif d'Australie	Effusif du Canada	Total komatiites	Komatiites d'Australie	Komatiites du Canada	Total plutonites	Total ultramafites	Roche à tendance pyroxenolitique	Roches gabbroïques
Effectif	220	106	114	169	69	100	381	140	76	154
	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ	$\bar{X}$ σ
SiO_2	40.39(5.28)	42.60(5.43)	38.33(4.19)	38.59(3.41)	40.50(3.05)	37.27(3.00)	44.77(7.03)	37.73(3.44)	49.16(3.34)	49.77(4.08)
TiO_2	0.24(0.22)	0.25(0.18)	0.24(0.26)	0.19(0.11)	0.21(0.11)	0.17(0.12)	0.46(0.55)	0.18(0.13)	0.32(0.20)	0.74(0.63)
Al_2O_3	4.51(3.57)	5.49(3.30)	3.62(3.60)	3.30(2.26)	4.42(2.16)	2.53(1.99)	9.50(6.57)	3.54(2.58)	6.38(3.56)	16.24(2.92)
$Fe_2O_3^T$	10.35(3.16)	11.08(3.54)	9.66(2.60)	9.83(2.76)	10.50(2.97)	9.36(2.50)	10.03(3.75)	10.05(2.98)	10.64(2.27)	9.22(2.96)
MnO	0.15(0.05)	0.17(0.06)	0.14(0.05)	0.14(0.05)	0.17(0.06)	0.13(0.04)	0.14(0.06)	0.12(0.04)	0.17(0.04)	0.14(0.05)
MgO	29.10(8.81)	25.93(7.62)	32.06(8.80)	32.69(5.87)	30.05(4.82)	34.52(5.83)	20.32(11.60)	32.46(5.31)	22.32(4.78)	8.36(3.45)
CaO	3.29(3.03)	3.58(3.20)	3.00(3.38)	2.39(2.38)	2.79(2.26)	2.11(2.42)	6.43(4.46)	2.52(2.57)	6.91(3.28)	9.97(3.05)
Na_2O	0.26(0.75)	0.35(0.86)	0.19(0.61)	0.08(0.14)	0.16(0.17)	0.03(0.05)	1.18(1.38)	0.14(0.18)	0.52(0.41)	2.36(1.39)
K_2O	0.10(0.38)	0.13(0.42)	0.08(0.35)	0.04(0.10)	0.06(0.15)	0.02(0.03)	0.35(0.86)	0.08(0.26)	0.19(0.31)	0.63(1.09)
P.F.	10.35(4.56)	9.10(4.16)	11.51(4.62)	11.44(4.09)	9.79(4.00)	12.59(3.75)	5.82(5.97)	11.85(5.53)	2.46(1.99)	1.88(1.71)
Total	98.74	98.68	98.83	98.69	98.65	98.73	99.00	98.67	99.07	99.31
Cr ppm	3 253(2399)	2 896(1855)	3 585(2772)	3 471(2490)	2 881(1773)	3 878(2811)	2 253(3547)	4 000(4321)	2 431(1407)	473(885)
Ni ppm	2 688(2753)	2 457(2703)	2 904(2781)	2 987(2666)	2 621(2401)	3 240(2805)	1 472(1956)	2 910(2286)	1 165(1164)	355(886)

l'effet combiné de ces 2 paramètres après avoir retiré les péridotites de la totalité de la population. Les discriminations à l'intérieur de la population effusive et hypabyssale ont été plus aisées et moins arbitraires que pour les roches présumées de profondeur.

Notons finalement que les partitions permettant de parvenir aux compositions moyennes du tableau 5 n'auront aucune incidence sur un traitement que nous avons voulu maintenir global et non soumis à des coupures préalables autres que la distinction entre roches de profondeur et roches effusives.

c) Le problème des altérations postmagmatiques ou hydrothermales et des remobilisations métamorphiques

On ne peut manquer de mettre en question l'usage des éléments majeurs pour des roches dont les assemblages minéraux primaires et leur organisation ne subsistent qu'à l'état de reliques ou de pseudomorphoses, s'ils n'ont pas complètement disparu.

Une manière habituelle de s'affranchir de cette difficulté consiste à sélectionner très soigneusement les roches les moins atteintes par la restructuration métamorphique, la serpentinisation, la stéatitisation ou la carbonatation. Même si l'échantillonnage ici traité a été plus ou moins conduit dans cette optique, il englobe des roches à divers degrés d'altération. Les données moyennes de perte au feu du tableau 5 le montrent. Rappelons que T.P. THAYER (1966) évalue à 11 % la teneur en H_2O au terme de la serpentinisation complète d'une roche ultrabasique moyenne. Concernant les teneurs en CO_2, rappelons aussi que les valeurs 4% (WILSON H. D. B. et *al.*, 1965) ou même 1% (VILJOEN M. J. et VILJOEN R. P., 1969*b*) sont proposées comme limites d'exclusion des analyses à l'usage d'études magmatologiques.

Il s'agit là d'un problème complexe, aux multiples aspects. Loin de prétendre l'aborder dans son ensemble et encore moins le traiter en quelques pages, nous devons néanmoins l'examiner sous l'angle limité des variables et diagrammes ici présentés.

Revenons en premier lieu aux deux tétraèdres (fig. 1 et 2) qui servent de base à notre présentation pour observer la correspondance entre chaque phase minérale primaire et une phase secondaire ou d'altération qui s'en éloigne peu. Ces phases secondaires n'ont pas été reportées dans les figures 1 et 2 pour ne pas les surcharger. On les trouvera seulement dans l'une des projections principales (fig. 6). Il est clair néanmoins que l'antigorite et la lizardite voisinent avec ol, le talc avec opx, la trémolite avec cpx tandis que l'albite est confondue avec l'anorthite. Par ailleurs, les associations plagioclases + pyroxènes + péridots trouvent de proches voisins dans les associations chlorites + trémolite + serpentine + talc + magnétite.

En réponse à des changements d'équilibre dont beaucoup ont été reproduits expérimentalement en système fermé, des transformations n'entraînant que de minimes perturbations dans les deux tétraèdres utilisés sont donc très plausibles. On ne peut en écarter l'éventualité sans études de cas et sur le seul postulat de forte mobilité différentielle des éléments majeurs. Quant aux études de cas, il faudrait qu'elles ne portent pas seulement sur des conditions extrêmes mais principalement sur des conditions communes. Par conditions extrêmes, nous entendons celles dans lesquelles des associations ultrabasiques multiphasées sont réduites jusqu'à une ou deux phases : antigorite et magnétite dans la serpentinisation, talc et carbonate dans le steatitisation.

Il faut bien alors s'attendre à des variations chimiques importantes (VILJOEN M. J. et VILJOEN R. P., 1969*a*). Mais doit-on accepter l'hypothèse que l'ensemble des altérations représente des stades avortés dans une mise à l'équilibre entre roches et fluides qui, complètement réalisée, produirait partout des serpentinites et des stéatites ?

Plus précisément, est-ce l'antigorite qui, systématiquement, remplace les pyroxènes et amphiboles calciques, de préférence à des minéraux calciques tels que prehnite, pumpellyite, lawsonite ? Il ne nous paraît pas établi que le modèle d'altération restreint à la convergence graduelle de tous les types de péridotites vers les serpentinites ait valeur générale.

Là où il s'applique, ses conséquences sont assez claires comme le confirment les données de M. J. VILJOEN et R. P. VILJOEN (1969*a*) auxquelles nous nous référerons. Corrélativement à l'hydratation, l'élimination rapide de Ca et à un moindre degré, de Al sont les deux effets chimiques les plus évidents, correspondant à une évolution vers l'assemblage antigorite + magnétite (et/ou chromite). L'accroissement complémentaire de MgO et du rapport MgO/SiO_2 va à l'encontre des variations au niveau de la transformation olivine → antigorite. Il ne peut tirer son origine que de la serpentinisation en masse des chlorites, amphiboles calciques et pyroxènes résiduels. En d'autres termes, la « serpentinisation » au sens de développement local de serpentinites ne doit pas être confondue, comme on le fait souvent avec la transformation, beaucoup plus générale, des olivines en serpentine.

La serpentinisation affecte fortement plusieurs des variables et fonctions utilisées dans notre étude. Dans le tétraèdre (fig. 1), les serpentinites (association antigorite + magnétite) viennent au voisinage immédiat de l'arête opx-ol-mgt, un peu à droite de ol. Dans le tétraèdre (fig. 2), elles viennent dans la face avant, entre l'axe opx-ol et la magnétite mgt. Il s'ensuit que la serpentinisation des péridotites modifie très sensiblement les distances aux plans GR et HP de la figure 1 ou à leurs homologues GI * et HP * de la figure 2 tandis qu'elle se développe presque parallèlement aux plans LP et PY ou LP * et PY *. En première approximation, on peut considérer que dans la figure 2, la serpentinisation agit parallèlement au vecteur opx-ol, intersection des plans LP * et PY *. Les données de M. J. VILJOEN et R. P. VILJOEN (1969*a*, tabl. IV) montrent un léger accroissement de F^*_{PY} pour une quasi constance de F^*_{LP}, tandis que des variations très importantes sont enregistrées sur F^*_{GI} et F^*_{HP}, pour les métapéridotites moyennes de Sandspruit (MPS, riches en amphibole, chlorite et magnétite) et de Komati (MPK, riches en olivine serpentinisée) comparées à deux serpentinites typiques (SS et SK) dérivant de ces métapéridotites.

	MPS → SS		MPK → SK	
$F^{\bullet}_{LP}$	718	668	676	601
$F^{\bullet}_{PY}$	375	475	411	443
$F^{\bullet}_{GI}$	— 731	634	— 159	472
$F^{\bullet}_{HP}$	— 40	— 279	— 153	— 300

Nous aurons à examiner l'influence de la serpentinisation lors de la discussion des distributions observées dans différentes projections, notamment le diagramme $F^{\bullet}_{PY}$ — $F^{\bullet}_{GI}$ (fig. 5 et 6). Observons dès maintenant, à propos de l'échantillonnage ici étudié, que les moyennes par types et régions présentées dans le tableau 5 n'indiquent pas, globalement, un degré de serpentinisation avancé, que l'on se réfère à CaO, à Al_2O_3 ou à MgO/SiO_2. En revanche, le contenu d'eau atteint ou dépasse les 11% en principe requis pour la serpentinisation complète d'une péridotite commune.

	Serpentinites V. et V.		Échantillonnage étudié (t. 5)	
	SS	SK	E_1	R_1
CaO%	0.28	0.56	3.27	2.52
Al_2O_3%	1.70	0.96	4.52	3.54
MgO/SiO_2	1.07	1.03	0.72	1.16
H_2O	11.84	11.27		
CO_2	0.03	1.50		
Perte au feu			10.35	11.85

La situation est ainsi globalement marquée par une forte hydratation sans serpentinisation avancée. Il y a là une preuve indirecte de la prédominance de types d'altération fortement hydrolysants mais distincts de la serpentinisation et n'impliquant pas comme elle de très fortes migrations d'éléments.

A l'appui de cette conclusion tirée des données chimiques moyennes, il faut noter le caractère polyminéral (multiphasé) de la plupart des roches analysées. Selon les travaux de D. A. C. WILLIAMS,1971; L. MOHAMMED, 1974 pour l'Australie et de J. NALDRETT, 1966 pour le Canada, les associations les plus courantes sont les suivantes :

— serpentines + chlorites + magnétite ± brucite,
— chlorites + trémolites + serpentines + magnétite,
— serpentines + magnétite ± brucite,
— trémolites + chlorites + minéraux opaques,
— trémolites + talc ± chlorites,
— talc + carbonates.

La plupart de ces systèmes polyphasés offrent de larges possibilités de rééquilibrages sans modification fondamentale du chimisme majeur.

Les conditions volumiques dans lesquelles s'exercent les transformations seraient également à considérer, afin de savoir si l'hydratation peut se produire sans que soit éliminée par lixiviation une fraction notable de la roche en voie d'altération. On ne peut ajouter 4 à 8% d'eau et abaisser le poids spécifique d'environ 5 à 10% sans augmentation de volume supérieure à 10% ou lixiviation du même ordre de grandeur. Or, une lixiviation est presque toujours sélective, conduisant à altérer le chimisme initial.

La serpentinisation se fait généralement en plusieurs étapes. Tout d'abord, le développement des serpentines (lizardite, antigorite chrysotile) et de la magnétite à partir des olivines pré-existantes. L'orthopyroxène est souvent bastitisé alors que le clinopyroxène résiste le plus longtemps à la « serpentinisation ». Pendant cette première phase, et pratiquement tant que les textures magmatiques (cumulats ou spinifex) sont conservées, les transformations s'opèrent de façon quasi-isochimique, à l'exclusion de l'eau. Les mobilisations, notamment de Ca, sont fortes au cours de la tectonisation de ces roches pouvant conduire à des schistes à antigorite. Le lessivage intensif du calcium préférentiellement à l'alumine peut conduire à la formation de serpentinites à corindon normatif (OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M., 1975). Les textures des komatiites, dont les spinifex, sont souvent conservées et les remobilisations secondaires sont relativement faibles comme l'indiquent les teneurs en CaO et Al_2O_3. Le calcium est immobile lorsque les clinopyroxènes sont intacts. De même les fortes teneurs en Al_2O_3 de ces pyroxènes, de 3,1 à 8,8% (ARNDT N. T. et *al.*, 1977), permet de considérer les variations du rapport CaO/Al_2O_3 comme indices de la différenciation plutôt que des effets dus à l'altération (NESBITT R. W., 1971).

Sans vouloir prolonger cette discussion, pour laquelle manquent des données plus précises, nous en dégagerons les conclusions suivantes :

— l'isochimisme complet des transformations (H_2O et CO_2 exceptés) est très peu probable,
— toutefois, l'importance des variations chimiques a été surévaluée par généralisation d'exemples correspondant à des conditions extrêmes (serpentinisation, stéatitisation),
— il paraît démontré, notamment à partir des données chimiques mais aussi minéralogiques, que les altérations les plus communes ne correspondent pas à l'application graduelle de ces conditions extrêmes mais répondent à d'autres conditions respectant mieux le chimisme global,
— en définitive, les données chimiques sur les éléments majeurs restent dans leur ensemble utilisables pour la distinction des caractères primaires. Au surplus l'interprétation pourra tenir compte de l'intervention limitée de conditions extrêmes (la serpentinisation notamment) car leurs effets sont bien caractérisés dans les deux tétraèdre primitifs (fig. 1 et 2) auxquels se réfèrent les diverses projections que nous utiliserons.

2 — La filiation magmatique des complexes effusifs et de profondeur d'après leurs caractères chimiques

a) Diversité des magmas basiques et ultrabasiques; leur discrimination au moyen du diagramme $F^*_{PY} - F^*_{GI}$.

La définition du diagramme $F^*_{PY} - F^*_{GI}$ et sa justification sont présentées dans les légendes des figures 2 et 3-4. On trouvera de plus dans la partie gauche de la figure 6 des indications assez complètes sur le jeu des diverses phases minérales primaires ou secondaires dans cette projection bi-variable.

Dans l'expression de F^*_{PY} et F^*_{GI} (cf. légendes fig. 2, 3-4), les symboles Si, Al, Fe, etc. désignent l'abondance de ces éléments, en nombre de millications dans 100 g (Si = 1 000 pour SiO_2 = 60,09%, Al = 100 pour Al_2O_3 = 5,1%, etc.). Fe est le fer total. On représente dans le diagramme des cellules unitaires de 100 g, qu'il s'agisse de roches d'après leur analyse ou de minéraux d'après leur analyse ou leur formule recalculée à 100 g.

Pour la discussion des propriétés de ce diagramme, il convient de garder en mémoire les positions des phases principales : la forstérite à l'origine, le diopside en bas, sur l'axe Y (F^*_{GI} = — 6 944), l'enstatite à droite, sur l'axe X (F^*_{PY} = 2 000), les plagioclases à gauche, pratiquement confondus en un point unique un peu au-dessus de l'axe X (F^*_{PY} = — 1 439 pour An, — 1 527 pour Ab; F^*_{GI} = 360 pour An, 382 pour Ab), le pyrope, la magnétite et le spinelle en haut, sur l'axe Y ou un peu à sa gauche (F^*_{PY} = 0 pour py, — 1 293 pour mgt, — 5 634 pour sp; F^*_{GI} = 3 980 pour py, 5 172 pour mgt, 11 268 pour sp). Les figures 3 et 4 ne comportent, pour des raisons de lisibilité, que la partie centrale du diagramme qui ne contient aucun de ces minéraux sauf naturellement l'olivine. La substitution de Fe à Mg dans les péridots, pyroxènes ou autres minéraux s'exprime par une translation vers le haut selon une pente très proche de 4/1 et une amplitude verticale de 4 Fe. La substitution de Al à Si provoque aussi une translation vers le haut, mais avec une pente proche de — 8/7 et une amplitude verticale de 8 Al.

L'axe X (F^*_{GI} = 0) est la projection du plan GI * du tétraèdre de la figure 2. L'axe Y (F^*_{PY} = 0) est la projection du plan PY *. Ces deux plans ont été choisis parce qu'ils traversent l'un et l'autre le « nuage » des roches basaltiques et péridotiques au sens large tout en contenant l'olivine (située sur leur intersection) de sorte que les accumulations picritiques ne brouillent pas la manière dont le nuage est découpé. En projection, l'accumulation d'olivine n'entraînera qu'un déplacement vers l'origine sans changement de secteur.

Les points moyens par famille de roches suffisent à montrer assez clairement comment les plans GI * et PY * (les axes F^*_{PY} et F^*_{GI}) découpent le « nuage ».

FIG. 5 et 6. — Distribution de roches effusives et plutoniques dans le diagramme $F^*_{PY} - F^*_{GI}$.

A côté du traitement global des analyses effectuées au cours de cette étude, il a paru intéressant de choisir un certain nombre de massifs afin de mieux cerner leurs caractères évolutifs. La présentation générale du diagramme $F^*_{PY} - F^*_{GI}$ a été donnée dans la légende des figures 3 et 4. La partie gauche de la figure 6 donne une présentation plus complète de la contribution des moles minérales aux valeurs des deux fonctions F^*_{PY} et F^*_{GI}, contribution rapportée pour chaque mole à une somme des cations $\Sigma = 1$. Cette présentation inclut les paragenèses métamorphiques en même temps que les paragenèses magmatiques. En effet les coulées, lentilles ou corps ultramafiques sont habituellement serpentinisés, chloritisés (chlorites magnésiennes) et contiennent brucite, talc, trémolites, magnétite et parfois magnésite. Il faut noter que dans ce diagramme chimicominéralogique la serpentine, le talc et la trémolite restent respectivement voisins de l'olivine, de l'orthopyroxène et du clinopyroxène. De ce fait, les pseudomorphoses métamorphiques perturbent peu la disposition des roches au sein des motifs minéraux primaires.

FIG. 5. — Dans le groupe des roches présumées effusives, nous avons choisi cinq massifs australiens. Plusieurs de ces coulées ou sills ultramafiques sont associées à des gisements importants de nickel sulfuré; c'est le cas de Kambalda et de Scotia. Le massif de Mount Keith est à sulfures disséminés, alors que Johnson Rock et Mount Zephyr sont stériles. A ces différents massifs sont comparées les komatiites canadiennes. Dans le diagramme de la figure 5 sont également reportées, d'après les données du tableau 5, les moyennes de la totalité des roches présumées effusives (E_1), des roches australiennes (E_2) et des roches canadiennes (E_3). Dans ces ensembles effusifs, l'appellation « komatiites » est restrictive. Les critères de sélection utilisés sont expliqués dans le texte. (E_4) représente l'ensemble des komatiites; (E_5) et (E_6) sont respectivement les moyennes des komatiites d'Australie et du Canada. Le plan PY isole l'ensemble de la population des komatiites, alors que le plan GI sépare les sills et coulées peu différenciés de Mount Zephyr et de Johnson Rock. A l'inverse, Kambalda et Scotia évoluent en direction du clinopyroxène, vers le champ des komatiites pyroxénitiques et des komatiites basaltiques. L'ensemble des komatiites canadiennes est relativement centré autour des komatiites de référence. Parmi les komatiites analysées, beaucoup sont serpentinisées, alors que d'autres ont subi en plus une altération talcocarbonatée. Dans le diagramme, ces roches fortement transformées ne se distinguent pas des autres.

FIG. 6. — Les massifs plutoniques choisis sont canadiens : Werner Lake, Lynn Lake, El Plug, Fraser Lake et Giant Mascot. Tous ces massifs sont constitués de péridotites et de gabbros, à l'exception de Fraser Lake qui est principalement gabbroïque. Tous ces massifs s'enracinent dans la partie positive de F^*_{GI} F^*_{PY} comme dans le cas des komatiites. Werner Lake et Fraser Lake ne présentent pas de tendance pyroxénitique, à l'inverse des autres gisements. Dans ce diagramme, l'effet dispersif des cumulats se fait nettement ressentir. Les compositions moyennes reportées sont celles de l'ensemble des roches présumées plutoniques (P_1), des roches péridotitiques (P_2), des roches à tendance pyroxénolitique (P_3) et des roches gabbroïques. Les critères de sélection sont exposés dans le texte.

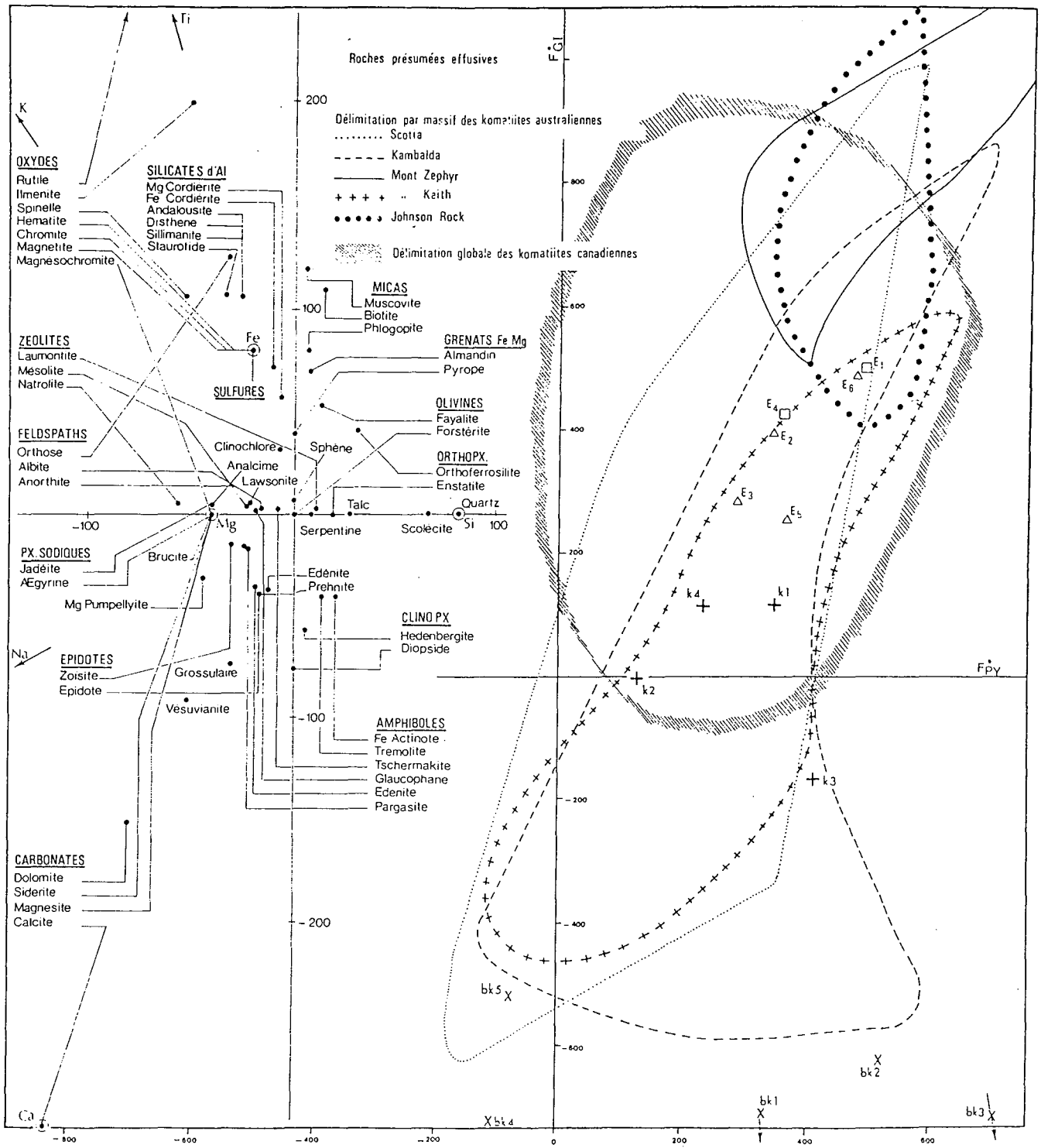


FIG. 5. — (Légende page 109.)

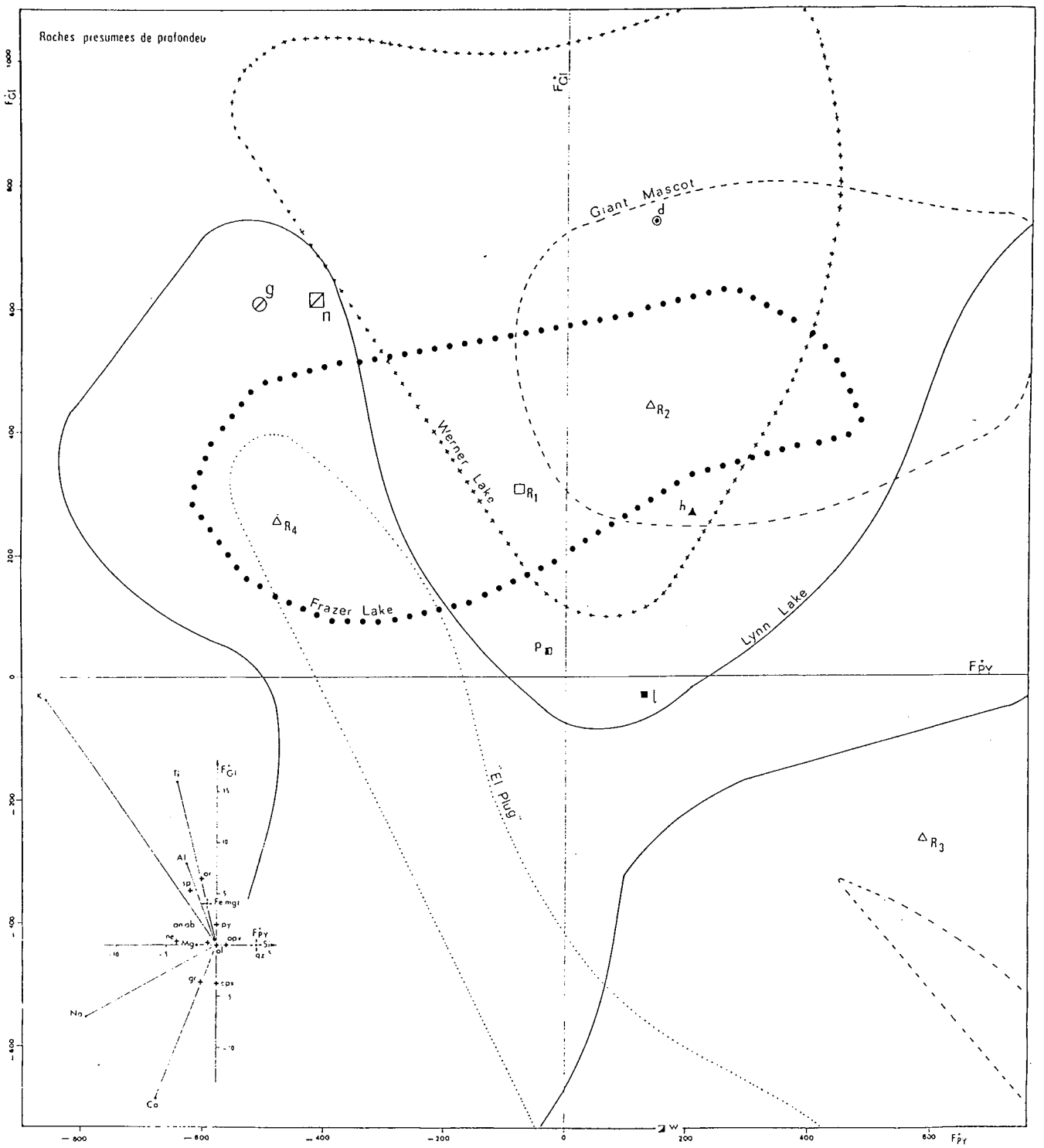


FIG. 6. — (Légende page 109.)

Les tholéïtes intraplaques ou orogéniques et les tholéïtes abyssales (fig. 3), toutes relativement riches en feldspaths normatifs, vont se répartir à gauche du plan PY * (axe vertical F^*_{GI}), du côté des feldspaths. Inversement, les péridotites et pyroxénolites (fig. 4), toutes relativement riches en orthopyroxène normatif, vont se répartir à droite du plan PY *, en direction de l'orthopyroxène.

L'olivine et le clinopyroxène, tous deux situés dans le plan PY * ou à son voisinage sont neutres dans cette opposition. Les picrites restent donc du même côté que les magmas qui leur donnent naissance.

La serpentinisation, dont nous avons vu qu'elle s'exerçait parallèlement au plan PY * ou avec une légère augmentation de la distance à ce plan respecte ce compartimentage principal. Il en est de même de la spilitisation ou de la propyllitisation des basaltes.

Le problème se pose naturellement de savoir si le domaine situé à droite de PY * *ne comporte que des roches de profondeur (péridotites résiduelles, éclogites, cumulats péridotiques) ou s'il s'y trouve aussi des magmas ultrabasiques, pauvres ou très pauvres en feldspaths normatifs.* D'après les compositions moyennes des tableaux 1 et 2, reportées avec les notations k ou bk sur la figure 3, il est clair que le volcanisme komatiitique se trouve essentiellement dans ce domaine péridotique, à l'exception de certaines komatiites basaltiques (bk4, bk5) sans doute déjà enrichies par différenciation en feldspaths normatifs. Concernant les volcanites plus récentes, on notera que certaines laves ultrabasiques de Chypre (Gass I. G., 1958; Searle D. L. et Vokes F. M., 1969; Desmet A., 1977) et leurs picrites (P5) viennent dans le même champ que les komatiites. *Il est fort possible, et même probable, que nombre de laves komatiitiques présentent des caractères picritiques, mais aucune confusion ne paraît possible avec les picrites des roches basaltiques ou tholéïtiques communes.*

Le plan GI * (axe F^*_{PY}) dont il a été peu question jusqu'ici a été choisi en vue de séparer les komatiites basaltiques des tholéïtes communes (non abyssales). Tout en remplissant correctement cet office, il fait apparaître des distinctions supplémentaires. Les basaltes des fonds océaniques (tholéïtes abyssales) sont principalement au-dessous de ce plan tandis que les basaltes et tholéïtes intraplaques ou orogéniques sont au-dessus. Dans le domaine ultrabasique, les komatiites sont au voisinage de GI *, généralement au-dessus, tandis que les komatiites basaltiques sont nettement au-dessous. Il apparaît, en outre, une nette opposition entre la transition (suite de différenciation ?) komatiites → komatiite basaltique, orientée vers le bas, et les suites de différenciation (picrites) → basaltes communs → andésites, orientées vers le haut. Dans le premier cas, il faudrait fractionner des minéraux alumineux et chromifères (orthopyroxènes de hautes pression et spinelles ?) et dans le second des minéraux calciques (clinopyroxènes de moyenne ou basse pression).

b) Distribution et rattachement des complexes effusifs dans le diagramme $F^*_{PY} - F^*_{GI}$.

Dans la figure 3, toutes les roches présumées effusives sont présentées globalement sous forme de courbes d'isofréquence (en traits continus), avec divers éléments de comparaison tirés de la littérature.

A la même échelle, la figure 5 contient une série de données complémentaires : point moyen E1 pour la population totale, points moyens E2 à E6 pour les sous-ensembles régionaux et lithologiques distingués dans le tableau 5, enveloppes pour les principaux gisements échantillonnés.

*La constatation première est l'isolement bien marqué de toute la population étudiée par rapport aux tholéïtes abyssales ou communes ainsi qu'aux picrites qui s'y rattachent. Au contraire, le caractère de magmatisme ultrabasique (position à droite du plan PY *, axe vertical) et l'affinité avec les komatiites sont évidents.*

Toutefois, la population étudiée est décalée vers le haut par rapport aux compositions de référence de komatiites et de komatiites basaltiques. La comparaison des tableaux 2 et 5 permet de relier ce décalage à une relative pauvreté en calcium. Nous aurons à en examiner la signification : particularité magmatique ou effet d'altération avec entraînement sélectif du calcium.

Quoi qu'il en soit, la distribution globale est nettement allongée subverticalement, en direction du clinopyroxène et du domaine des komatiites basaltiques. Au décalage près déjà signalé, elle reste donc très comparable aux associations komatiites-komatiites basaltiques habituellement tenues pour les suites de différenciation du volcanisme ultrabasique archéen.

Le pseudopode qui paraît se détacher de la partie inférieure de la distribution pour empiéter sur le champ des tholéïtes abyssales (courbes en tiretés) contient des roches dont certaines sont attribuables, d'après leurs caractères pétrographiques, à des komatiites basaltiques et d'autres aux tholéïtes qui les accompagnent parfois dans le volcanisme archéen. Ce petit domaine d'interférence rappelle qu'il existe un problème de relations génétiques entre komatiites basaltiques et tholéïtes de type abyssal.

La figure 5 permet de porter l'attention au niveau des comparaisons entre provinces et gisements. Ainsi, le plan GI * sépare les sills et coulées peu différenciées (Mount Zephyr et Johnson Rock par exemple) de massifs plus évolués tels que Kambalda et Scotia.

En résumé, le chimisme majeur des roches présumées effusives est, globalement, celui des lignées komatiitiques comportant une proportion élevée de komatiites mais aussi des komatiites basaltiques dont certaines approchent des compositions de tholéïtes abyssales.

Le critère principal de reconnaissance de ces lignées komatiitiques par rapport aux lignées basaltiques est la sursaturation en silice. Celle-ci s'exprime, dans le tétraèdre figure 2, par le franchissement du plan PY * en direction de l'orthopyroxène. Il lui correspondrait, dans les calculs normatifs, une concentration notable d'orthopyroxènes. La lignée komatiites péridotiques → komatiites pyroxénitiques → komatiites basaltiques s'exprime par un étirement subvertical de la distribution à partir du champ des péridotites et en direction des clinopyroxènes sans enrichissement sensible en feldspaths, puisque la courbure principale est tournée vers l'orthopyroxène et le quartz sans entraîner le franchissement du plan PY *. Toutefois, certai-

nes komatiites basaltiques franchissent ce plan pour venir en bordure du champ des tholéïtes abyssales avec lesquelles la confusion devient possible.

c) Distribution et évolution des complexes de profondeur dans le diagramme $F^*_{PY} - F^*_{GI}$.

La distribution en courbes d'isofréquence des roches présumées de profondeur (fig. 4) fait apparaître une configuration bimodale bien différente de la configuration plus simple des roches présumées effusives. Le noyau principal essentiellement situé à droite du plan PY *, est approximativement centré sur la composition moyenne des harzburgites selon R. W. LE MAÎTRE (1976). Il ne présente aucun allongement vertical mais un léger étirement peu oblique sur le plan GI *. Se distinguant nettement de ce noyau principal, un large sous-ensemble s'allonge, à gauche du plan PY * et transversalement sur le plan GI *, du domaine des gabbros norites à celui des pyroxénolites. Il est intéressant de noter que, globalement, cette configuration bimodale se développe de part et d'autre de la seconde bissectrice, non tracée sur la figure, au voisinage de laquelle viennent les magmas tholéïtiques intraplaques ou en zones orogéniques. L'allongement du sous-ensemble situé à gauche peut être en partie imputable à l'action dispersive des cumulats à feldspaths et clinopyroxènes ou amphiboles. L'influence du clinopyroxène ne se fait sentir qu'à l'intérieur de ce sous-ensemble et reste très subordonnée au niveau des caractéristiques globales des complexes plutoniques. Il est clair, en outre, que la différenciation des massifs basiques-ultrabasiques étudiés est différente de celle des termes gabbroïques de référence. Les troctolites-allivatites de Corse et les premiers gabbros du Skaergaard tombent dans la partie négative de $F^*_{PY} - F^*_{GI}$, seul le gabbro à deux pyroxènes issu d'une souche basaltique hyperalumineuse (ERIKSON E. H., 1977) est voisin de l'ensemble gabbro-noritique étudié.

Les roches des complexes plutoniques sont donc nettement plus variées que les roches présumées effusives et cela tant par leur chimisme que par leur minéralogie. Dans la majorité des gisements étudiés, à côté de l'olivine et du clinopyroxène, l'orthopyroxène est fréquent et même abondant. Les minéraux hydratés amphiboles et micas sont souvent présents. Dans les termes gabbroïques et dioritiques, les plagioclases sont développés et parfois associés au quartz. Ces roches ont subi divers types de métamorphisme. A Giant Mascot et à Lynn Lake l'ouralitisation est très développée alors que Renzy Lake, Bickerdike et les autres affleurements du Grenville sont soumis au faciès granulitique. Werner Lake est métamorphisé dans le faciès amphibolique. Les paragenèses de néoformation se développent souvent à partir de minéraux préexistants de même nature ou de composition voisine.

Pour résumer, il apparaît que la distribution des roches de profondeur est principalement contrôlée par le fractionnement d'olivine et d'orthopyroxène puis, plus tardivement et selon une tendance différente, par celui du clinopyroxène et/ou de l'amphibole et du plagioclase.

3 — Comportement des roches effusives et de profondeur dans les projections ternaires (systèmes résiduels de O'HARA)

a) Projection depuis l'olivine sur le plan HP (hautes pressions) : opx-cpx-pyrope-grossulaire.

Dans la figure 7, en courbes d'isodensité, l'ensemble de la population des roches effusives s'allonge de manière quasi rectiligne en direction de l'opx mais avec un léger décalage vers le pôle alumineux. Cette tendance témoigne de fortes variations du rapport Ca/Al. Le décalage des termes les moins silicomagnésiens par rapport aux points moyens des tholéïtes et basaltes témoigne de l'abondance du clinopyroxène par rapport au plagioclase. Comme dans le cas du diagramme $F^*_{GI} - F^*_{PY}$, le maximum est décalé vers l'opx par rapport aux komatiites de référence. Les tholéïtes archéennes à plagioclase interfèrent avec les tholéïtes abyssales. Ce diagramme ne fait pas intervenir l'olivine et, de ce fait, les komatiites péridotitiques et les komatiites basaltiques se répartissent dans l'ensemble de la population, mais ces dernières avec une tendance plus marquée vers le clinopyroxène et les feldspaths. Sur ce diagramme, la nette tendance de saturation est évidente car la population s'étire vers le pôle SM où se situent l'opx et le quartz.

Dans les données régionales (fig. 8) on peut observer de petites différences, notamment le massif de Johnson Rock évolue en direction du clinopyroxène.

Sur la figure 9, le comportement des massifs plutoniques est différent de celui des roches effusives. L'ensemble de la population s'allonge suivant la droite opx-pl, le clinopyroxène n'ayant plus l'importance qu'il avait dans les roches effusives. Le maximum est centré autour des gabbros norites de référence. La comparaison avec la suite norites → micropegmatite graphique de Sudbury Sb_1 à Sb_3 et avec les granophyres S_4 du Skaergaard montre la difficulté de distinguer sur cette projection les différenciats des cumulats à orthopyroxènes, les uns et les autres présentant un caractère de sursaturation. Dans le diagramme (fig. 10) des données régionales, les évolutions sont parallèles avec pour certains massifs une influence plus marquée du cpx.

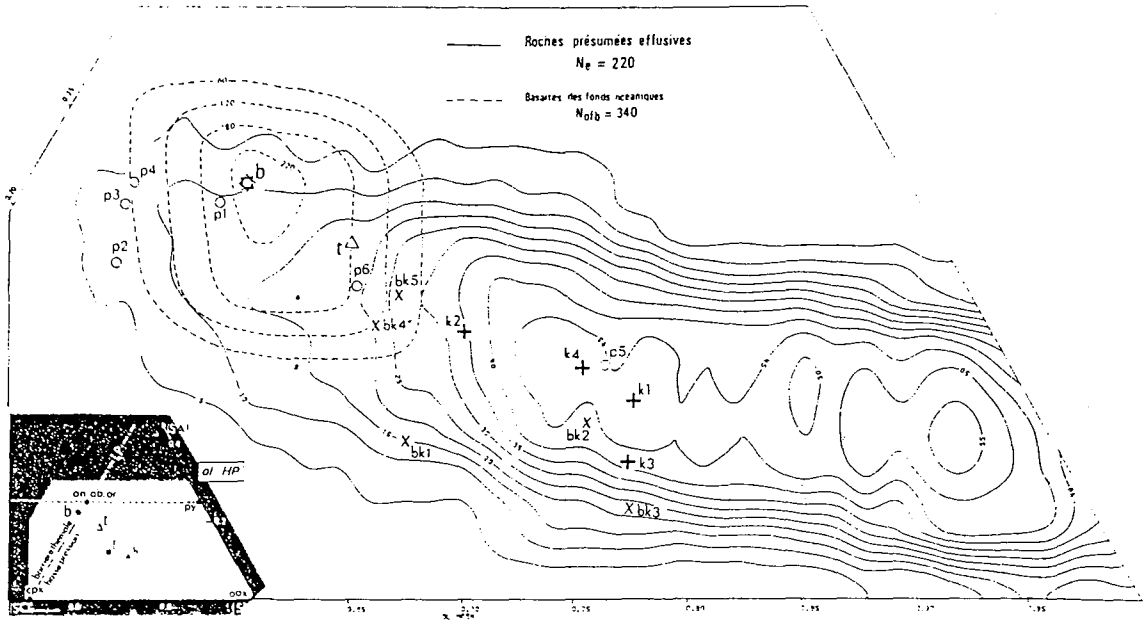


FIG. 7.

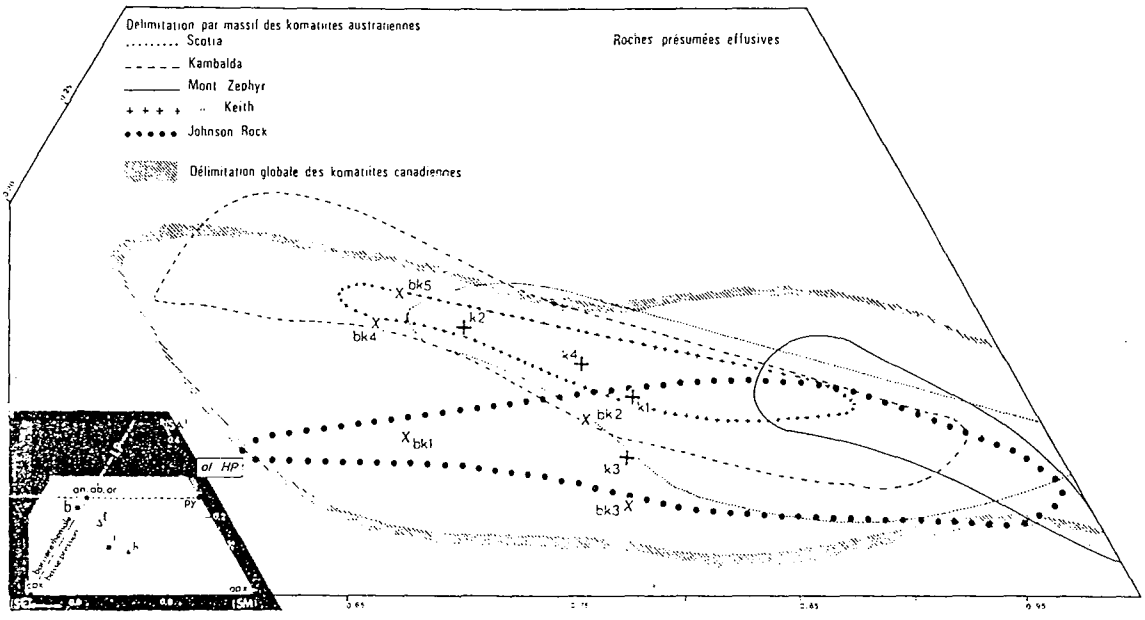


FIG. 8.

FIG. 7 et 8. — Roches présumées effusives en projection depuis l'olivine sur le plan HP (opx-cpx-gr-py).

Projection issue du tétraèdre SAMC de la figure 1. Composition de référence : b et t, basaltes et tholéites, moyennes mondiales de R. W. LE MAÎTRE (1976); p, bk et k, picrites, basaltic komatiites et komatiites (tableaux 1 et 2). Courbes d'isofréquence en traits continus : 220 roches présumées effusives ici étudiées; en tiretés : 340 basaltes des fonds océaniques pris comme groupe de comparaison. Dans la figure 8, enveloppes principales par gisement ou par région.

Remarques : Dans la figure 7, en courbes d'isofréquence les maxima des komatiites et des basaltes océaniques seraient séparés par le plan, non tracé, PY (cpx-ol-pyrope). Les basaltes océaniques sont proches de la barrière thermique de basse pression. Par rapport aux komatiites de référence, le maximum du groupe étudié est nettement décalé vers l'orthopyroxène. Cette dérive ne conduit pas au pôle opx, mais est légèrement déviée vers le pôle alumineux (cf. texte). Ce fait est également visible sur le diagramme des données régionales. Les massifs de Scotia et de Kambalda évoluent le plus, Mount Keith est centré autour de la composition moyenne des komatiites; alors que Johnson Rock évolue fortement vers le clinopyroxène et que Mount Zephyr reste dans les termes réfractaires avec un appauvrissement plus important en alcalins et alumine.

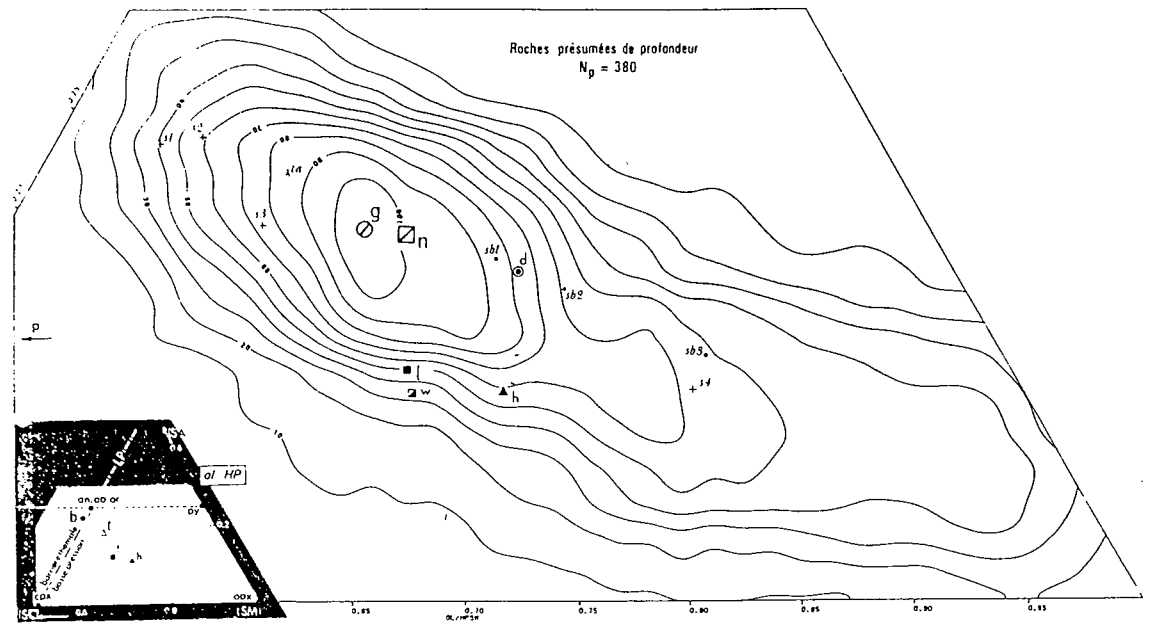


FIG. 9.

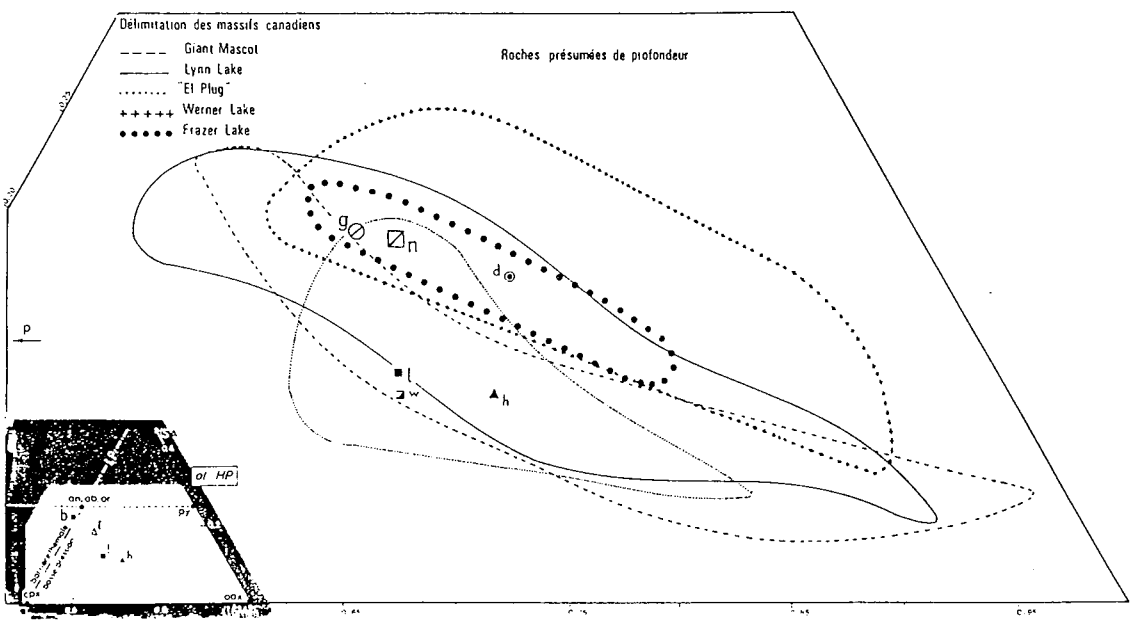


FIG. 10.

FIG. 9 et 10. — Roches présumées de profondeur en projection depuis l'olivine sur le plan HP (opx-cpx-gr-py).

Projection issue du tétraèdre SAMC de la figure 1. Compositions de référence : moyennes mondiales de R. W. LE MAÎTRE (1976) ; g, gabbros ; n, norites ; p, pyroxénolites ; w, wherlites ; l, lherzolites ; h, harzburgites ; d, dunites ; et données des tableaux 3 et 4 : ta, troctolites-allivalites ; s et ms, associations noritiques et gabbroïques.

Remarques : Les roches présumées de profondeur sont centrées autour des compositions moyennes des gabbros et norites, et à l'inverse des komatiites elles s'alignent parfaitement le long de la droite pl-opx. Cette tendance évolutive est également nette dans les massifs étudiés sur la figure 10. Leurs distributions sont parallèles avec de légères variations soit dans la présence plus ou moins importante de clinopyroxènes (El Plug et Giant Mascot) soit une plus forte teneur en alumine : cas de Werner Lake.

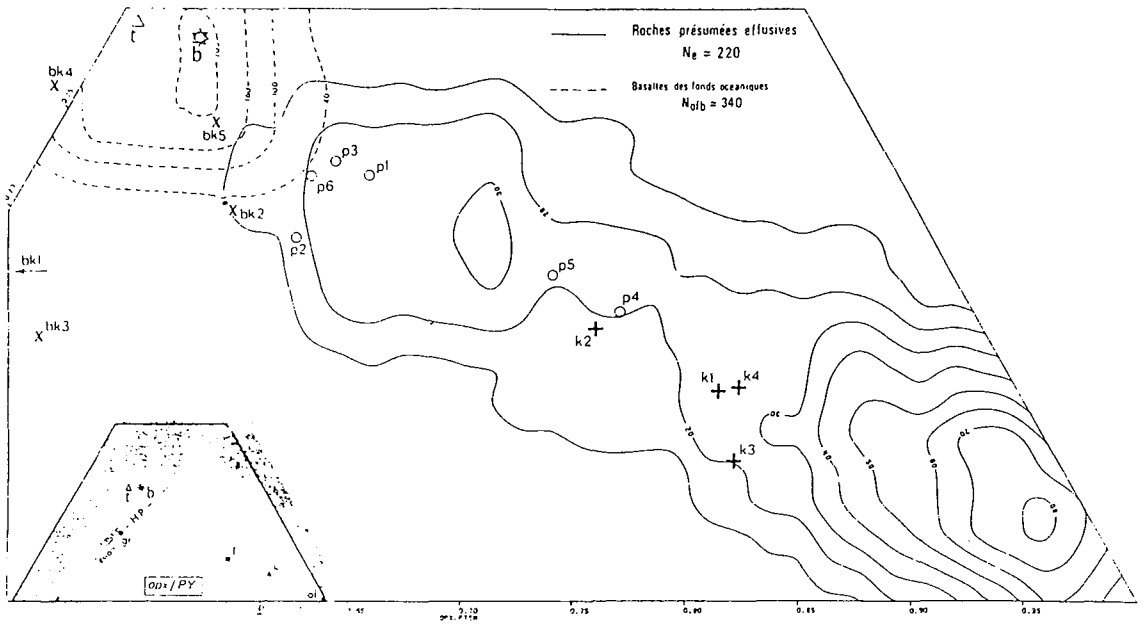


FIG. 11.

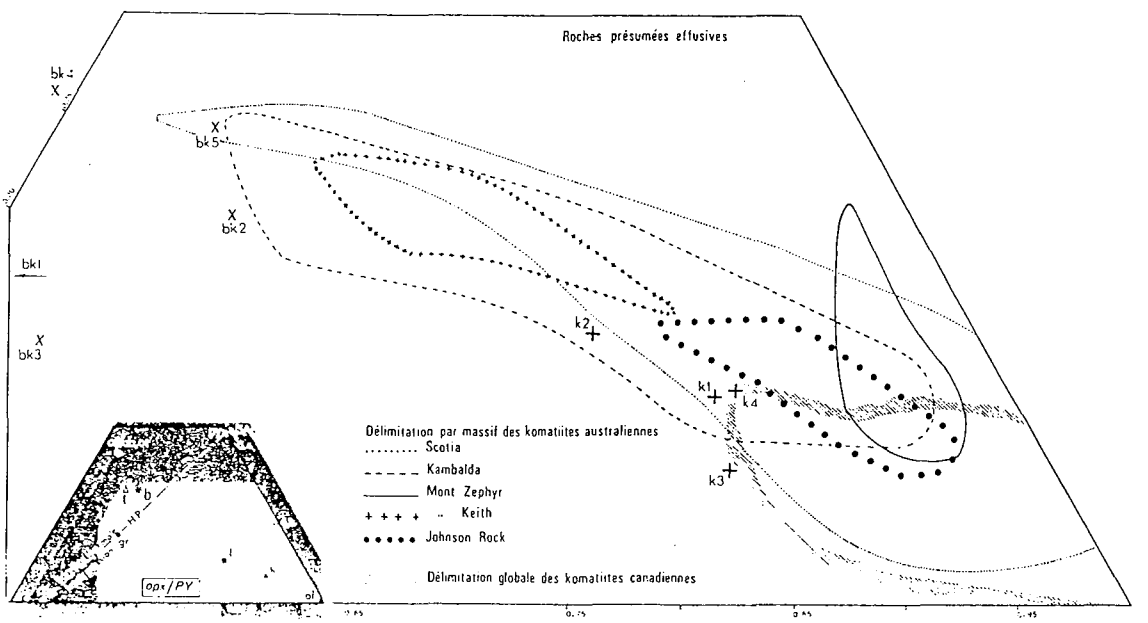


FIG. 12.

FIG. 11 et 12. — Roches présumées effusives en projection depuis l'orthopyroxène sur le plan PY (cpx-ol-pyrope).

Projection issue du tétraèdre SAMC de la figure 1. Compositions de référence : b et t, basaltes et tholéïtes, moyennes mondiales de R. W. LE MAÎTRE (1976); p, bk et k, picrites, basaltic komatiites et komatiites (tabl. 1 et 2).

Courbes d'isofréquence en traits continus : 220 roches présumées effusives ici étudiées; en tiretés : 340 basaltes des fonds océaniques pris comme groupe de comparaison. Dans la figure 12, enveloppes principales par gisement ou par région.

Remarque : Une première constatation s'impose : le plan HP, barrière thermique de haute pression, sépare les basaltes océaniques de l'ensemble des roches de compositions komatiitiques. Dans la répartition des roches présumées effusives une certaine bimodalité apparaît. D'une part, la majorité des roches se situe vers le pôle olivine, et leur caractère réfractaire est plus accentué que dans le cas des komatiites de référence, et d'autre part un groupe de composition plus plagioclasique et proche des komatiites basaltiques. Ces remarques se retrouvent au niveau des massifs sur le diagramme de la figure 12. Scotia et Kambalda montrent une évolution depuis les komatiites péridotiques jusqu'aux komatiites basaltiques. Mount Zephyr montre toujours l'enrichissement en alumine.

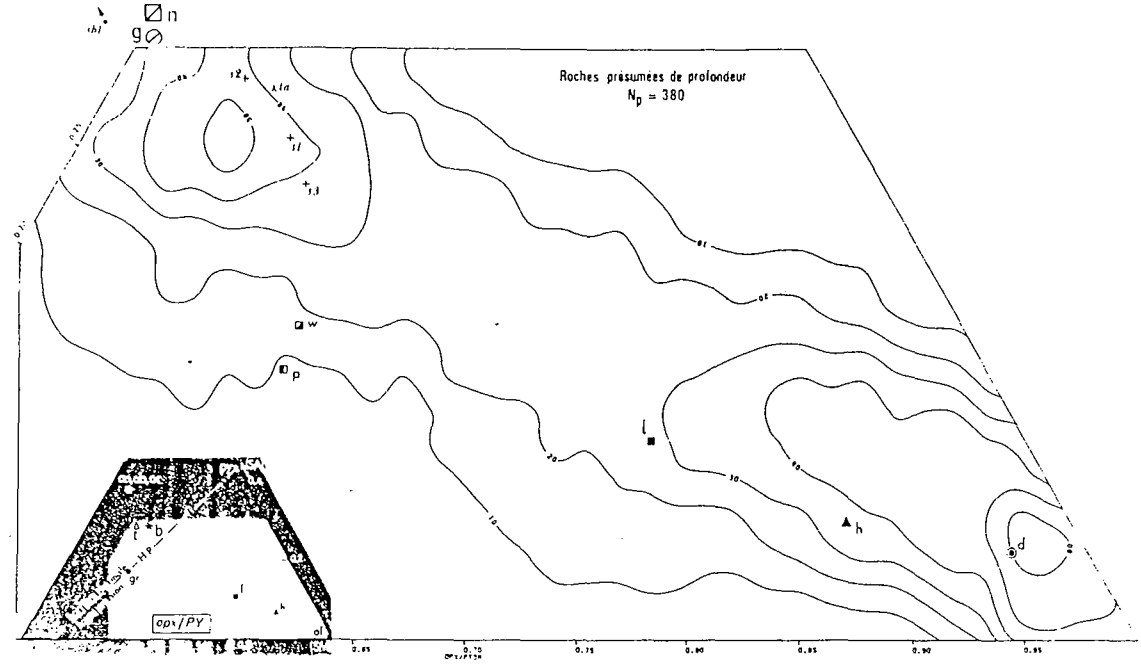


FIG. 13.

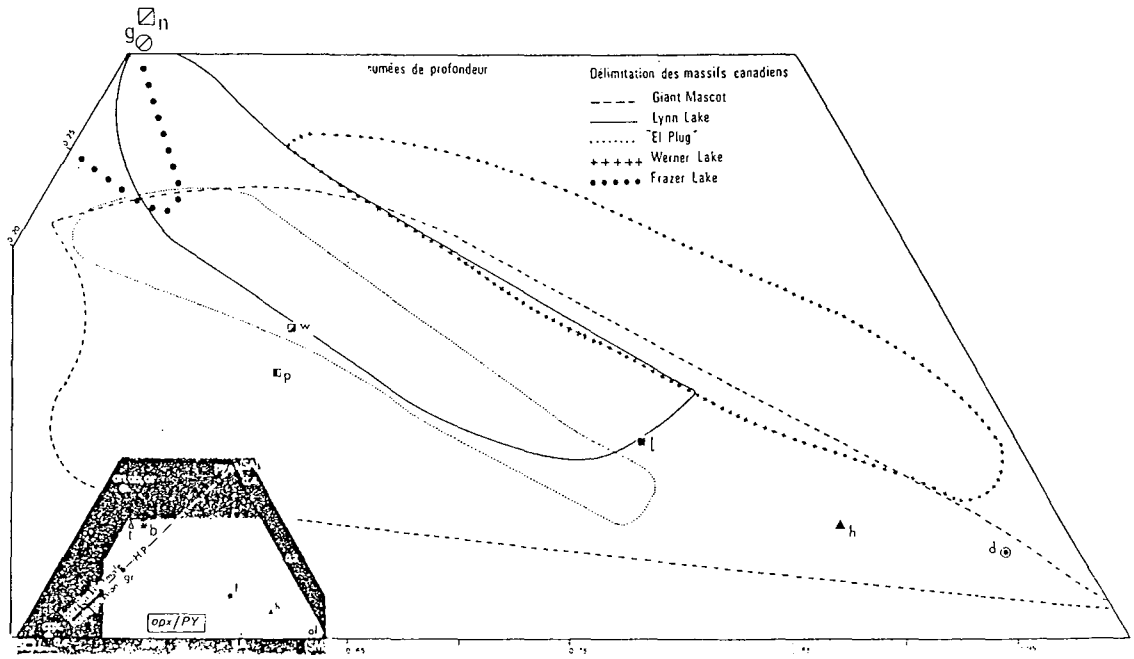


FIG. 14.

FIG. 13 et 14. — Roches présumées de profondeur en projection depuis l'orthopyroxène sur le plan PY (cpx-ol-pyrope).

Projection issue du tétraèdre SAMC de la figure 1. Compositions de référence : moyennes mondiales de R. W. LE MAÎTRE (1976) ; g, gabbros; n, norites; p, pyroxénolites; w, wherlites; l, lherzolites; h, harzburgites; d, dunites et données des tableaux 3 et 4 : ta, troctolites-allivalites; s et ms, associations noritiques ou gabbroïques.

Remarque : Les roches basiques-ultrabasiques montrent une bimodalité évidente avec un maximum centré autour des dunites et un autre près des termes gabbroïques légèrement enrichis en olivine. Alors que dans Fraser Lake les termes plagioclasiques sont développés, Giant Mascot et El Plug montrent l'effet d'accumulation de clinopyroxènes, tandis que Werner Lake présente un léger enrichissement en alumine.

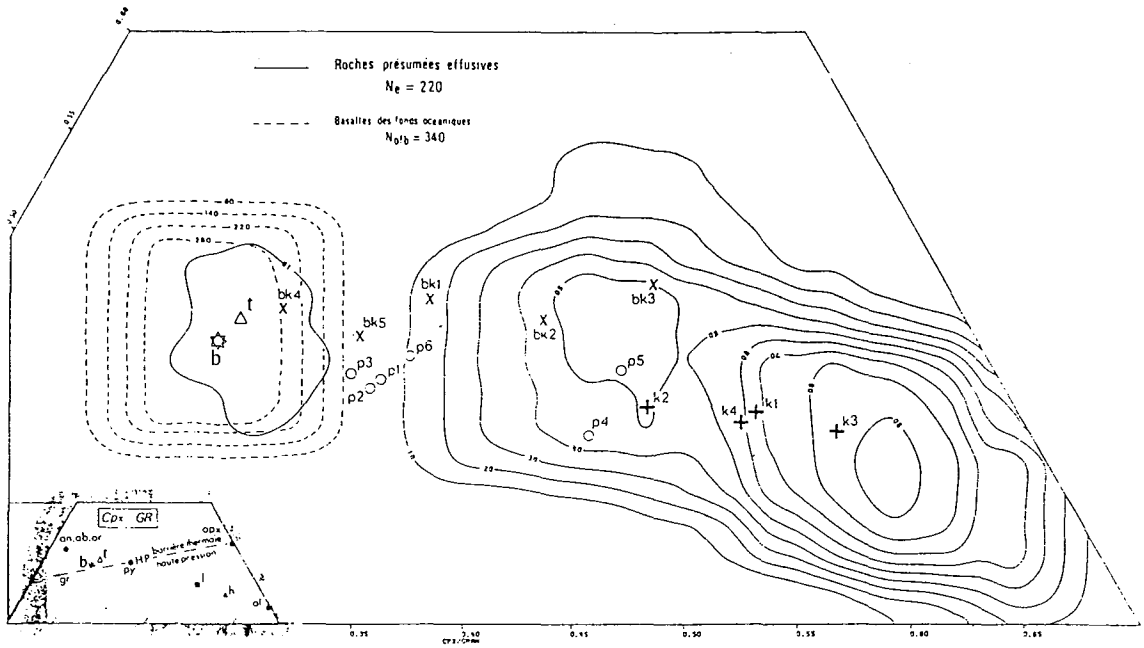


FIG. 15.

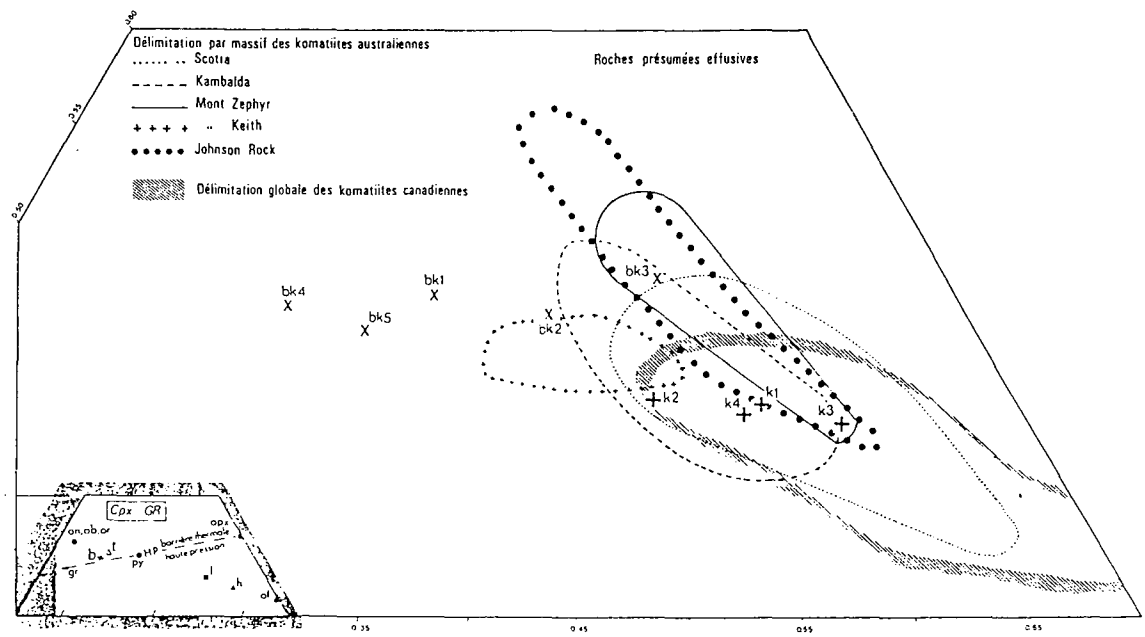


FIG. 16.

FIG. 15 et 16. — Roches présumées effusives en projection depuis le clinopyroxène sur le plan GR (ol-opx-grossulaire).

Projection issue du tétraèdre SAMC de la figure 1. Compositions de référence : b et t, basaltes et tholéïtes, moyennes mondiales de R. W. LE MAÎTRE (1976); p, bk et k, picrites, basaltic komatiites et komatiites (tabl. 1 et 2).

Courbes d'isofréquence en traits continus : 220 roches présumées effusives ici étudiées; en tiretés : 340 basaltes des fonds océaniques pris comme groupe de comparaison. Dans la figure 12, enveloppes principales par gisement ou par région.

Remarque : La séparation des champs basaltiques et komatiitiques est nette. Une trimodalité existe sur le diagramme de la figure 15. Une dizaine d'analyses de métatholéïtes tombe dans le champ des basaltes. Les deux autres maxima sont ceux des komatiites péridotitiques et des komatiites basaltiques. Comme dans les autres projections triangulaires, Mount Zephyr et Johnson Rock présentent un enrichissement plus prononcé en alumine et alcalins que les autres gisements. Mount Keith montre un infléchissement en direction des plagioclases et des komatiites basaltiques de référence.

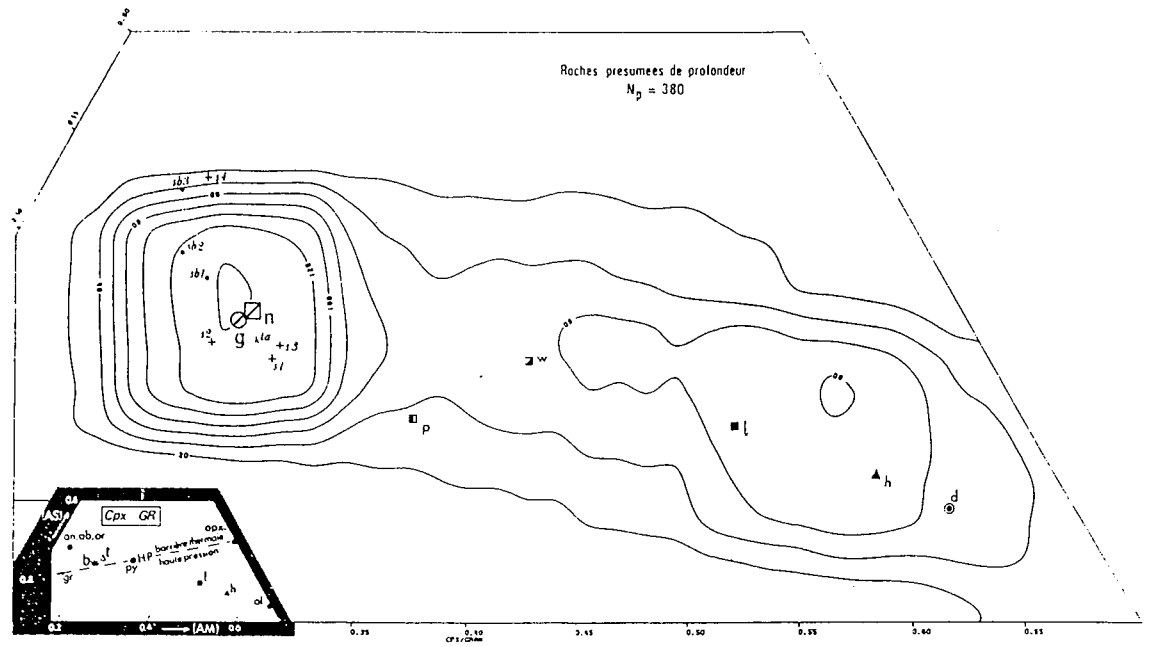


FIG. 17.

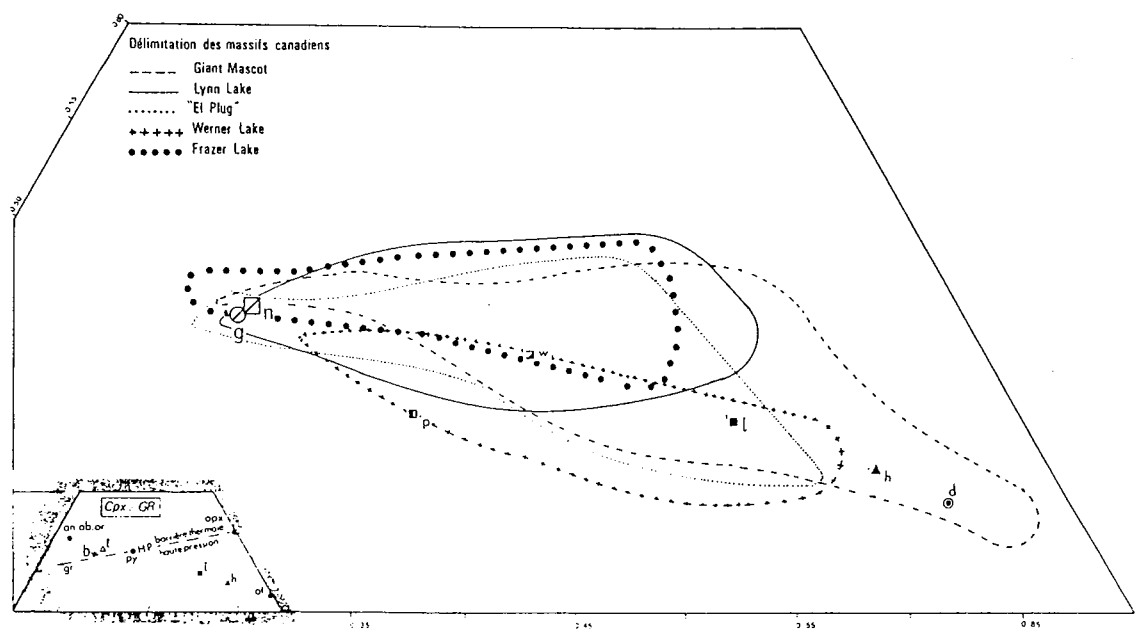


FIG. 18.

FIG. 17 et 18. — Roches présumées de profondeur en projection depuis le clinopyroxène sur le plan GR (ol-opx-grossulaire).

Projection issue du tétraèdre SAMC de la figure 1. Composition de référence : moyennes mondiales de R. W. LE MAÎTRE (1976) ; g, gabbros; n, norites; p, pyroxénolites; w, wherlites; l, lherzolites; h, harzburgites; d, dunites et données des tableaux 3 et 4 : ta, troctolites-allivalites; s et ms, associations noritiques ou gabbroïques.

Remarque : La bi-modalité des roches basaltiques-ultramafiques se retrouve sur le diagramme (fig. 17) avec un maximum près des harzburgites, légèrement excentré vers le pôle opx, et un deuxième maximum centré autour des gabbros et norites de référence. La configuration de l'ensemble de la population (fig. 17) et des massifs isolés (fig. 18) confirme l'évolution depuis les termes réfractaires à ol-opx (et cpx) vers les termes plagioclasiques. Il est intéressant de noter que l'ensemble des massifs s'aligne suivant une droite ol-pl, alors que dans le cas des komatiites, la pente est différente et de ce fait l'effet plagioclase relativement restreint. Ces différences de comportement seront examinées dans le texte.

b) Projection depuis l'orthopyroxène sur le plan PY : cpx-ol-pyrope.

Les roches présumées effusives s'ordonnent autour d'un tracé légèrement courbe passant à la partie inférieure des tholéïtes abyssales et se dirigeant vers l'olivine. Le rôle du clinopyroxène dans les termes les moins ultrabasiques est ainsi à nouveau souligné. Une certaine bimodalité apparaît sur la figure 11. L'ensemble des komatiites de référence est plus éloigné du pôle olivine que les komatiites péridotitiques étudiées, mais ce décalage est éventuellement attribuable aux phénomènes d'altération. Les métatholéïtes et les komatiites basaltiques sont groupés dans le deuxième sous-ensemble proche des picrites de référence.

Dans les données régionales (fig. 12) Mount Zephyr évolue vers le pôle SA, et Johnson Rock ne présente pas de caractères bien évolués.

Une bimodalité nette apparaît sur le diagramme des roches présumées de profondeur (fig. 13). Un sous-ensemble péridotitique centré autour de la dunite de référence est séparé d'un autre sous-ensemble proche des gabbros $S_1S_2S_3$ du Skaergaard et des troctolites-allivalites de Corse. Dans les variations locales (fig. 14), les termes pyroxénolitiques sont mis en évidence dans Giant Mascot alors que Fraser Lake ne possède que des termes gabbroïques.

c) Projection depuis le clinopyroxène sur le plan GI : ol-opx-grossulaire.

Une trimodalité est bien marquée sur la figure 15. Le sous-ensemble de gauche est constitué par des métatholéïtes, des basaltes magnésiens ou ferrifères et des andésites associés aux komatiites. Ce groupe d'une dizaine d'échantillons se superpose parfaitement à l'enveloppe des tholéïtes abyssales et aux points moyens des tholéïtes et basaltes de R. W. LE MAÎTRE (1976). Parmi les komatiites formant les deux autres modes, les komatiites basaltiques sont séparées des komatiites péridotitiques. Les komatiites péridotitiques étudiées sont plus proches du pôle ol que les komatiites de référence bien qu'elles n'en soient pas éloignées. La distribution des komatiites basaltiques amorce une tendance vers le pôle alumineux. Cette tendance apparaît nettement sur la figure 16 pour tous les massifs à l'exception de Mount Keith qui tire légèrement en direction des plagioclases.

Cette évolution est différente de celle des roches de profondeur, parfaitement alignées en dessous d'une droite ol-pl. La bimodalité termes basiques — termes ultrabasiques est également très nette sur le diagramme de la figure 17. Les données régionales (fig. 18) confirment cette évolution vers les termes plagioclasiques.

d) Distinction entre l'évolution des roches effusives et celle des roches de profondeur.

L'étude des diagrammes ternaires met nettement en évidence des différences d'évolution entre les komatiites et les roches de profondeur. En effet dans les complexes basiques ultrabasiques intrusifs le rôle du plagioclase peut être mis en évidence sur les figures 13 et 17 alors que les komatiites et les komatiites basaltiques présentent systématiquement une dérive vers les pyroxènes. A l'opposé, un certain nombre de similitudes apparaissent : d'une part l'importance de l'accumulation d'olivine, et, d'autre part le rôle important joué par l'orthopyroxène dans la production de magmas sursaturés. Les komatiites et komatiites basaltiques ne montrent pas de lien génétique avec les métatholéïtes archéens, ceci est parfaitement visible sur la figure 15, alors que les magmas générateurs des complexes plutoniques basiques-ultrabasiques sont de nature basaltique saturée (quartz tholéïtes et/ou basaltes calco-alcalins).

4 — Discussion pétrogénétique

L'échantillonnage étudié est très loin de réaliser des conditions optimales pour aborder la discussion des modèles pétrogénétiques. Ses seuls avantages, de ce point de vue, sont d'être abondant et banal, c'est-à-dire aussi dégagé que possible d'une orientation pétrogénétique choisie à priori.

En revanche, le mode de présentation des données a été nettement orienté dans un sens chimico-minéralogique afin de faciliter l'appréhension et l'évaluation des modèles de fusion partielle, de cristallisation fractionnée et de transformation métamorphique.

a) Position du problème

Les roches présumées effusives représentent, globalement, une lignée magmatique plus ou moins perturbée au départ par le transport de cristaux dans les magmas, plus ou moins altérée à la fin par les phénomènes postmagmatiques et métamorphiques.

Les roches présumées de profondeur forment au contraire un assemblage de cumulats et de liquides résiduels.

Dans les deux cas, nous croyons pouvoir nous limiter à une perspective purement magmatique, écartant l'association des produits magmatiques avec des tectonites péridotiques issues du manteau, selon le modèle des assemblages ophiolitiques.

La première question méritant d'être posée concerne la possibilité de générer à partir du même type de magma initial les « assemblages cumulats + liquides » de profondeur et la « lignée magmatique » effusive.

Ce modèle ne semble pas recevable. En effet, les assemblages de profondeur présentent une bimodalité caractérisée (fig. 4, 13, 17) pour laquelle nous ne voyons d'autre explication satisfaisante que la séparation précoce de cumulats péridotiques et d'un magma résiduel enrichi en plagioclase et clinopyroxène normatifs qui donnera lui-même lieu à un second type d'accumulation. Ceci permet de situer de manière assez précise les caractères chimiques du magma initial. Dans la figure 4, c'est à la jonction des deux sous-ensembles « péridotites » et « gabbros-norites-pyroxénolites » que devait nécessairement se trouver ce magma, non loin des cotes $F^*_{GI} = 200$, $F^*_{PY} = -200$, dans un domaine qui est (fig. 3) celui des tholéïtes à quartz ou un peu plus haut en direction des norites, à l'opposé des tholéïtes abyssales. A partir d'un magma initial occupant cette position, il serait clairement impossible de générer par cristallisation fractionnée les laves ultrabasiques de la « lignée magmatique ». Réciproquement, le magma initial des plutonites, situé dans la figure 4, comme nous l'avons indiqué, est nettement à l'écart de la lignée magmatique komatiitique très apparente dans la figure 3. Il n'y a donc pas d'affiliation entre les « assemblages de profondeur » d'affinité noritique et les « lignées magmatiques » d'affinité komatiitique, même si les uns et les autres contiennent des termes péridotiques dont la ressemblance est sans doute accentuée par l'altération post-magmatique retirant aux laves ultrabasiques une partie de leur calcium.

Le problème central devient ainsi celui de l'opposition entre les magmas tholéïtiques et les magmas ultrabasiques, en ce qui concerne leur genèse et leur évolution.

Ce qui différencie ces deux types magmatiques n'est pas, comme on l'a écrit, la valeur de tel rapport comme CaO/Al_2O_3 fortement dépendant du stade de différenciation atteint (dans les triangles MgO, Al_2O_3, CaO, les droites de différenciation que l'on peut tracer passent toujours à une certaine distance du pôle MgO et leur valeur discriminante est surtout locale).

On jugera du faible intérêt du rapport CaO/Al_2O_3 en considérant le rôle du plan GI * de la figure 2, déterminé par un point de l'arête Ca-Al du tétraèdre. Dans la figure 3, ce plan est représenté par l'axe horizontal qui ne contribue en rien à la discrimination des magmas tholéïtiques et ultrabasiques.

Au contraire, le plan PY * de la figure 2, représenté par l'axe vertical F^*_{GI} des figures 3 et 4, nous paraît constituer une frontière pleinement significative, opposant le domaine des feldspaths à celui de l'orthopyroxène, sans intervention de l'olivine et du clinopyroxène, minéraux frontaliers.

La même conclusion pourrait être atteinte, de manière à peine moins convaincante, sur la projection depuis ol sur le plan HP (fig. 7). Dans cette projection, il ne paraît pas envisageable de discriminer les lignées komatiitiques des tholéïtes par un rapport C/A, c'est-à-dire par une droite issue du sommet opx. Au contraire le plan PY, représenté par la droite cpx-pyrope, séparerait les tholéïtes, du côté des feldspaths, des lignées komatiitiques, du côté de l'orthopyroxène.

b) Genèse des magmas ultrabasiques par fusion avancée de lherzolites

C'est au domaine des feldspaths, à gauche du plan PY *, qu'appartiennent les « compositions initiales liquides » (piercing points) obtenues dans les expériences de fusion partielle (O'HARA M. J., 1968*a*). Ces compositions initiales sont situées au voisinage (un peu au-dessous) du plan GI *. Plus la pression est élevée, plus elles s'éloignent des feldspaths pour se rapprocher du plan PY *, mais à 30 kb elles restent encore à distance de ce plan. Son franchissement, dans cette gamme de pressions, exige des températures de fusion nettement supérieures aux minima des « piercing points » et susceptibles d'entraîner des taux de fusion importants.

Les mécanismes de fusion avancée ont été présentés, notamment par J. R. MAC IVER et D. H. LENTHALL (1974), comme l'explication la plus plausible du chimisme des magmas ultrabasiques. On peut en montrer le fonctionnement dans les projections polaires (nos diagrammes ternaires), comme l'ont fait ces auteurs.

Sans répéter leur argumentation, essentiellement fondée sur les travaux de M. J. O'HARA (1968*a*), nous en montrerons les implications dans la projection parallèle $F^*_{PY} - F^*_{GI}$, la plus intéressante par son pouvoir discriminant.

Quatre phases ont un rôle principal dans les lherzolites et influent sur leurs modalités de fusion. Aux hautes pressions, ce sont le pyrope, le clinopyroxène, l'orthopyroxène et l'olivine. Aux pressions intermédiaires et basses, le spinelle puis le plagioclase relaient le pyrope.

Quand commence la fusion, aux « piercing points », le premier liquide formé est à l'équilibre avec les quatre phases. Avec l'élévation de la température, les liquides vont se former en quantités croissantes, à l'équilibre avec les 3 phases les plus réfractaires. Partant du « piercing point », les compositions liquides se déplacent donc le long d'une surface d'équilibre avec 3 phases. La quatrième phase, hors d'équilibre, est d'abord en forte proportion dans les liquides. Puis, le taux de fusion augmentant, cette proportion régresse et elle trouve finalement une limite. La proportion, dans les compositions liquides, entre la phase hors d'équilibre et n'importe quelle autre phase à l'équilibre ne peut, en effet, devenir inférieure à la valeur qu'elle avait initialement dans la lherzolite. Ainsi, la composition initiale de la lherzolite définit, avec les deux phases les plus réfractaires un « plan limite de fusion avancée » à la rencontre duquel la fusion va changer de régime, les liquides quittant la surface d'équilibre avec trois phases pour suivre, dans le plan limite, une courbe d'équilibre entre les deux phases les plus réfractaires.

Les données expérimentales montrent que le clinopyroxène est la première phase hors d'équilibre dans les fusions de haute et de moyenne pression, le plagioclase

prenant ce rôle aux pressions plus basses. L'orthopyroxène et l'olivine sont les deux phases les plus réfractaires qui définissent avec les lherzolites à grenat, à spinelle ou à plagioclase les « plans limites de fusion avancée ».

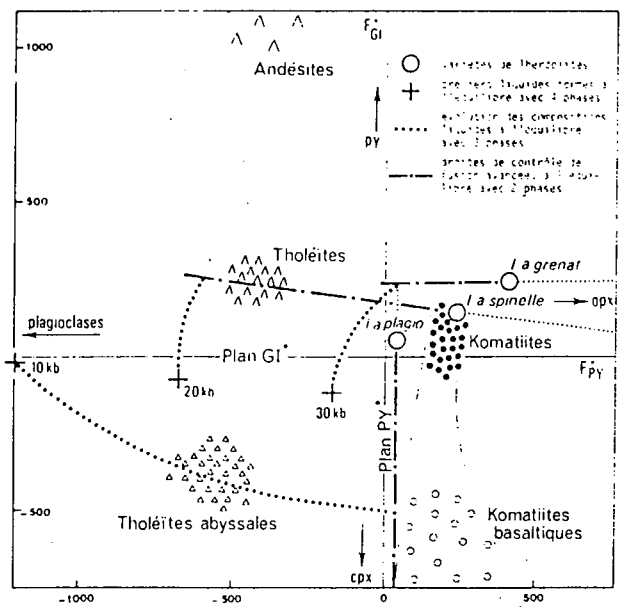


FIG. 19. — Schéma génétique expliquant la position des magmas tholéïtiques et ultrabasiques dans le diagramme $F^*_{PY} - F^*_{GI}$ selon différentes modalités de fusion partielle de lherzolites.

Komatiites (magmas ultrabasiques) : fusion avancée de lherzolites à grenat sous haute pression. A partir du « piercing point » 30 kb, les liquides formés évoluent à l'équilibre avec pyrope, hypersthène et olivine (courbe pointillée) jusqu'à la rencontre du plan limite de fusion avancée représenté par la droite de contrôle passant par la lherzolite à grenat, un orthopyroxène alumineux, et l'olivine (Fo 95). Au stade de fusion avancée, les liquides continuent leur évolution sur cette droite de contrôle, en direction de la lherzolite dont ils approchent plus ou moins.

Les komatiites les moins calciques sont représentatives des magmas ultrabasiques ainsi formés. La série « komatiites-komatiites basaltiques » résulte de leur différenciation par fractionnement d'orthopyroxène alumineux, d'olivine et de spinelle.

Tholéïtes autres qu'abyssales : fusion, à la limite de la fusion avancée, de lherzolites à spinelle (et/ou plagioclase) sous pression intermédiaire. Le mécanisme est le même que pour les komatiites, aux modifications près de la composition lherzolitique, de la position du « piercing point » (20kb), du caractère moins alumineux de l'orthopyroxène, et d'un taux de fusion bien moindre.

La différenciation des magmas par fractionnement de clinopyroxène et/ou amphibole et d'olivine conduit vers les andésites. Elle est opposée à l'évolution observée dans les séries komatiitiques.

Tholéïtes abyssales : fusion modérée de lherzolites à plagioclases (et/ou spinelle) sous pression relativement faible. A partir du « piercing point » 10kb, le premier minéral hors d'équilibre avec les liquides est le plagioclase et non plus le clinopyroxène comme dans les deux cas précédents. Les liquides évoluent à l'équilibre avec orthopyroxène, clinopyroxène et olivine. Le plan limite de fusion avancée n'est pas atteint. En présence de plagioclase, l'orthopyroxène est hors d'équilibre de manière plus précoce que le clinopyroxène. Le plan limite est donc représenté par la droite de contrôle passant par la lherzolite à plagioclase, le clinopyroxène et l'olivine.

Revenons maintenant au système $F^*_{PY} - F^*_{GI}$ (fig. 3 et 4 et figure schématique 19). La composition moyenne de lherzolite à grenat est à peu près alignée avec un orthopyroxène alumineux de haute pression (MCGREGOR I. D., 1974) et une olivine Fo 95. On définit ainsi par une droite subhorizontale un plan limite de contrôle de fusion avancée des lherzolites à grenat et l'on remarque que les laves komatiitiques typiques se trouvent immédiatement au-dessous de ce plan, non loin des lherzolites à grenat, position compatible avec un taux de fusion très élevé. Cette région n'est atteinte qu'au terme d'une fusion ayant débuté à un « piercing point » situé de l'autre côté du plan PY *. La figure 19 esquisse, très schématiquement, le chemin des liquides, d'abord sur une surface d'équilibre avec pyrope-orthopyroxène et olivine, puis dans le plan limite de fusion avancée. Ceci donne une explication cohérente du franchissement du plan PY* par des magmas ultrabasiques enrichis en orthopyroxène.

A partir de ces magmas, dont les komatiites typiques sont sans doute très proches, la lignée komatiitique se développe presque parallèlement au plan PY *, en direction du clinopyroxène, comme on le voit clairement sur la figure 3. Cette figure ne donne pas un rôle considérable à l'olivine, peu éloignée des points figuratifs des komatiites. L'allongement subvertical très marqué de la lignée komatiitique (k, bk) ne paraît pas explicable seulement par le jeu de l'olivine; il implique le fractionnement de phases alumineuses ou aluminoferrifères à fortes valeurs positives F^*_{GI}. Ce pourrait être principalement des orthopyroxènes alumineux de haute pression et des spinelles, le rôle du pyrope dans le fractionnement étant problématique car ce minéral n'est pas décrit dans les laves komatiitiques.

L'existence d'orthopyroxène dans certains échantillons a été soulignée par de nombreux auteurs (NALDRETT A. J. et MASON G. D., 1968; ARNDT N. T., 1976; ARNDT N. T. et *al.*, 1977). Sa rareté dans les laves peut être expliquée par le fait que sa cristallisation est inhibée à faible pression (YODER M. S. et TILLEY C. E., 1962; GREEN et RINGWOOD, 1967). A l'opposé d'un modèle faisant principalement intervenir le fractionnement de l'olivine dans les premiers stades (MCIVER J. R., 1975; ARNDT N. T., 1976; BESSON M. et CAPITANT B., 1976; ARTH J. G. et *al.*, 1977) les tendances observées nous paraissent impliquer un fractionnement de haute pression dans lequel un orthopyroxène alumineux et chromifère accompagne l'olivine. Ceci est en accord avec les observations de C. J. HAWKESWORTH et R. K. O'NIONS (1977) sur le comportement des éléments en traces.

Le décalage vers le haut des roches présumées effusives de notre étude (fig. 3) par rapport aux lignées komatiitiques les plus typiques peut être interprété de trois manières :

1) accumulation des phases alumineuses ou aluminoferrifères impliquées dans le fractionnement,

2) effet d'altération par lixiviation sélective de CaO dans des séries komatiitiques banales,

3) compositions magmatiques différentes de celles des laves komatiitiques typiques. Dans le cadre du modèle proposé, il faudrait déplacer vers le haut la ligne (ou surface) de contrôle de fusion avancée, ce qui impliquerait un manteau harzburgitique et non lherzolitique. On aurait

ainsi des liquides ultrabasiques moins calciques que les komatiites typiques.

En l'absence de contrôle direct des hypothèses 1 et 3, la seconde explication paraît la plus vraisemblable. Elle impliquerait un départ sélectif de CaO de l'ordre de 1,5 à 2% en moyenne, avec élévation de F^*_{GI} sans variation sensible de F^*_{PY} (déplacement parallèle au plan PY*, comme on l'a vu d'après les données existantes sur la serpentinisation.

c) Opposition entre magmas ultrabasiques et magmas tholéïtiques Particularité des tholéïtes abyssales

Dans la logique du modèle proposé pour la genèse des magmas ultrabasiques, leurs différences avec les magmas tholéïtiques peuvent s'expliquer par des pressions moins élevées, déplaçant les « piercing points » en direction du plagioclase, et des taux de fusion nettement plus faibles.

Les tholéïtes non abyssales et les tholéïtes à quartz sont, en première approximation, sur une droite orthopyroxène (non alumineux) — lherzolite moyenne à spinelle (et plagioclase) — olivine, expression du plan de fusion avancée des lherzolites à spinelle et plagioclases. Toutefois les tholéïtes restent éloignées, sur cette droite, des lherzolites. On peut donc envisager qu'elles résultent d'un début de fusion avancée dans des conditions de pression assez élevées pour que le clinopyroxène soit la première phase instable mais néanmoins assez basses pour que le spinelle ou le plagioclase prenne le rôle tenu par le pyrope aux hautes pressions.

Le cas des tholéïtes abyssales est bien différent. A moins de partir de « piercing points » situés en dessous de leur distribution dans la figure 3, dont fort éloignés du plan GI* vers le bas avec des liquides initiaux particulièrement riches en cpx, on ne peut placer ces tholéïtes abyssales sur un chemin des liquides rejoignant un plan de contrôle de fusion avancée issu de l'orthopyroxène. Mais une telle position des « piercing points » semble en contradiction avec les données expérimentales qui les situent à faible distance du plan GI*.

On en vient donc, en ce qui concerne la genèse des tholéïtes abyssales, à l'hypothèse d'un plan de contrôle de fusion avancée totalement distinct de ceux des tholéïtes à quartz et des komatiites. Au lieu d'être issu de l'orthopyroxène, ce plan passerait par le clinopyroxène, l'olivine et un point représentatif de lherzolites à plagioclases et/ou spinelles. En d'autres termes, en présence de plagioclases, l'hypersthène perdrait son caractère de minéral le plus réfractaire avec l'olivine. Dans les liquides formés en partant d'un « piercing point » assez éloigné des plans PY* en direction du plagioclase, la proportion normative opx/plagioclase augmenterait progressivement jusqu'à l'arrivée sur le plan de contrôle de fusion avancée, proche du plan PY*. Mais, dans la réalité, il est clair que les tholéïtes abyssales atteignent rarement ce plan limite, résultant d'une fusion modérée en équilibre avec opx, cpx et ol, le plagioclase étant la première phase hors d'équilibre. Le caractère modéré de cette fusion explique que l'orthopyroxène puisse rester très prépondérant sur le clinopyroxène dans certains des résidus de fusion, de caractère harzburgitique sans que ce cas ait valeur générale.

Si ce schéma est correct, il révèle des différences fondamentales entre les tholéïtes abyssales d'une part et le groupe des tholéïtes communes, tholéïtes à quartz et komatiites d'autre part. Pour les tholéïtes abyssales, le plan limite de contrôle de fusion avancée est proche du plan PY* et le plagioclase est le premier minéral en déséquilibre. Pour les tholéïtes intraplaques ou orogéniques et les komatiites, le plan limite de contrôle de fusion avancée est proche du plan GI* et le clinopyroxène est le premier minéral en déséquilibre.

Il s'agit là, naturellement, non d'une démonstration mais d'un commentaire pétrogénétique global des configurations observées dans le système F^*_{PY}, F^*_{GI} à la lumière des travaux expérimentaux. Dans cette tentative, les projections polaires (fig. 7, 11, 15) ont servi de contrôle pour l'explication principale menée sur les figures 3 et 4.

5 — Implications métallogéniques

a) Remarques préliminaires sur les relations entre la géochimie des traces (Cr, Ni) et celle des éléments majeurs

Une étude sommaire des teneurs en Cr et Ni, traitées en élévation dans les diagrammes F^*_{PY}, F^*_{GI} des figures 3 et 4 a permis des observations assez claires quant aux roches de profondeur, fort peu claires au contraire quant aux roches présumées effusives.

Le partage des roches de profondeur en deux sous-ensembles trouve une confirmation au niveau des traces. Le sous-ensemble allongé des gabbros norites aux pyroxénolites présente très peu de teneurs en Cr et en Ni supérieures à 1 000 ppm. Une courbe Ni = 1 500 ppm délimite à peu près le champ du sous-ensemble péridotique où les teneurs 2 500 à 3 000 ppm sont courantes. Il apparaît clairement que le nickel est lié à l'olivine tandis que le chrome est lié aux spinelles. C'est en effet peu au-dessus de l'origine des axes, autour de $F^*_{GI} = 300$ que l'on rencontre les valeurs de fond en nickel supérieures à

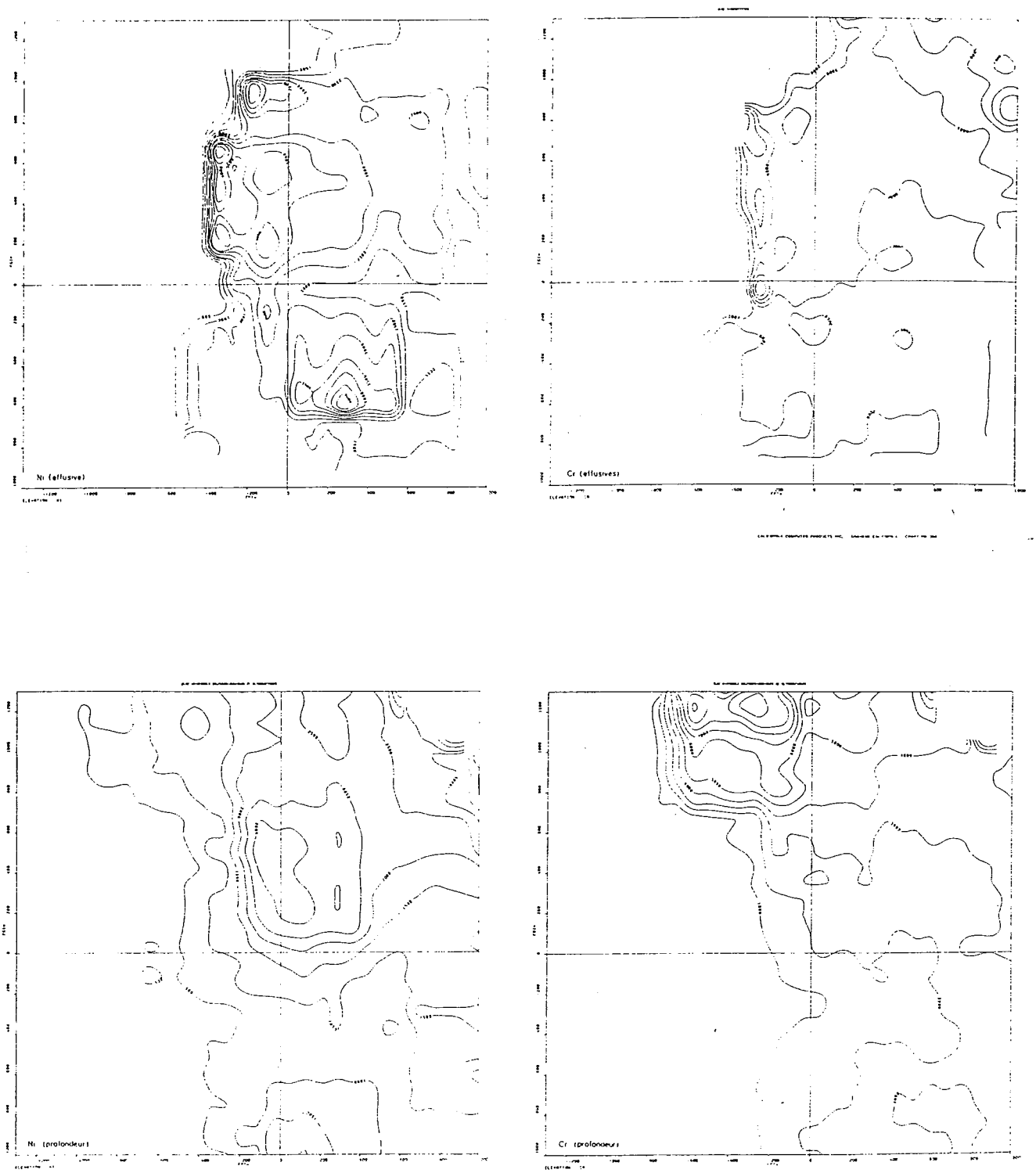


FIG. 20. — Diagrammes d'isoteneurs en nickel et chrome dans les roches effusives et de profondeur.

Les teneurs en nickel (fig. 20*a*) et chrome (fig. 20*b*) des roches effusives sont élevées et leur distribution est sensiblement identique. A l'opposé les diagrammes en élévation de Ni (fig. 20*c*) et de Cr (fig. 20*d*) des roches plutoniques montrent un comportement différentiel du Cr et du Ni (cf. texte). L'association oxydes-sulfures des komatiites est ainsi soulignée alors que dans les complexes plutoniques le chrome lié aux spinelles, et le métal associé à l'olivine et aux sulfures, ont été décantés différentiellement au sein de la chambre magmatique.

3 000 ppm. C'est au contraire à l'extrême bordure supérieure du diagramme, autour de $F^{\cdot}_{GI} = 1\,000$ et $F^{\cdot}_{PY} = -400$ que se trouvent les fortes valeurs en chrome supérieures à 5 000 ppm.

Dans le cas des roches présumées effusives, on ne voit pas de contraste majeur entre les cartes du chrome et du nickel, dont les teneurs sont du même ordre de grandeur (fourchettes principales 2 500 à 4 000 ppm pour Ni, 3 000 à 4 000 ppm pour Cr). La carte du nickel montre une frange de concentrations élevées à la bordure gauche de la distribution et une décroissance plus ou moins régulière vers les fortes valeurs de $F^{\cdot}_{PY}$ et $F^{\cdot}_{GI}$. Ceci pourrait indiquer une lixiviation partielle du nickel lors de l'altération ou du métamorphisme. Mais cet effet n'est pas très prononcé. En outre, il semble bien que la carte globale du nickel soit influencée par les particularités de certains gisements. Ce sont les gisements à sulfures disséminés, comme Dumont Nickel, qui expliquent la frange de haute concentration à gauche (du côté des sulfures).

Par comparaison avec la carte du nickel, celle du chrome apparaît assez plate.

b) Modèles génétiques et conditions favorables aux concentrations métallifères

Au stade magmatique, deux mécanismes de concentration peuvent intervenir principalement : d'une part la séparation par immiscibilité de magmas sulfurés, d'autre part l'accumulation par fractionnement de phases oxydées ou sulfurées. Le second n'est pas susceptible de jouer un rôle important dans le cas des roches effusives mais il est bien connu dans les roches de profondeur, notamment dans le cas des dépôts lités de chromite.

Au stade tardimagmatique ou métamorphique, la sulfurisation peut reprendre certains métaux aux silicates pour les concentrer, mais ce troisième mécanisme est habituellement tenu pour mineur vis-à-vis des deux précédents.

Les distributions du nickel et du chrome, avec les différences qu'elles font apparaître entre roches effusives et roches de profondeur, correspondent à des comportements géochimiques connus dans leurs grandes lignes.

Dans les komatiites, l'individualisation de la phase sulfurée dans le bain silicaté est précoce et contemporaine du dépôt des spinelles (EWERS W. E. et HUDSON D. R., 1972; BARRETT F. M. et *al.*, 1976; EWERS W. E. et *al.*, 1976). Après cet épisode précoce, dans lequel une partie du nickel se trouve entraînée, le comportement du nickel résiduel et celui du chrome seront peu contrastés.

A l'opposé, dans les complexes plutoniques stratifiés, les ségrégations minéralisées se font au fur et à mesure de la différenciation au sein d'une chambre magmatique. La formation de lits à chromite exprime le comportement autonome de Cr par rapport à Ni, d'où résultent les distributions beaucoup plus contrastées que dans les ensembles effusifs (NALDRETT A. J. et GASPARINI E. L., 1971; THAYER T. P., 1971; NALDRETT A. J., 1973; NALDRETT A. J. et CABRI, 1976; NALDRETT A. J. et ARNDT N. T., 1976; HENRY B. et OHNENSTETTER D., 1977).

Sur un plan plus général, l'étude chimique « éléments majeurs » présentée dans cet article ne nous paraît pas sans relations avec certains travaux récents portant directement sur les mécanismes magmatiques de concentration métallifère.

En effet, à propos des différences entre le magmatisme ultrabasique et le magmatisme tholéïtique, très communément discutées sur le triangle $MgO - CaO - Al_2O_3$, nous avons été conduits à « revaloriser » le rôle de la silice, ou de l'orthopyroxène par opposition au feldspath. C'est le plan PY * de la figure 2, et nullement le plan GI * régi par le rapport Ca/Al, qui nous paraît avoir valeur discriminante vis-à-vis de ces deux groupes magmatiques. Or ce plan PY *, articulé sur la droite cpx-ol, est de la même famille que le « plan de saturation » LP *, de sorte qu'il définit un « seuil de sursaturation » en silice. Cette sursaturation s'exprime dans les normes de komatiites par des quantités souvent importantes d'orthopyroxène calculé, mais ce fait est habituellement minimisé dans la présentation, comme s'il n'avait rien de caractéristique.

Or il a été montré par T. N. IRVINE (1974) que lors du fractionnement des magmas basiques dans des chambres ou des corps lopolithiques, l'addition de silice favorise la formation et la ségrégation des phases oxydées.

Par ailleurs, comme on l'a montré dans le système $F^{\cdot}_{PY} - F^{\cdot}_{GI}$, la richesse en opx normatif est la contrepartie d'un déficit en feldspath normatif. Or, d'après les travaux de J. W. GREIG (1927), T. B. IRVINE (1975), L. GELINAS et C. BROOKS (1976), ce déficit peut être considéré comme cause principale de fractionnement d'un même magma initial en magmas immiscibles (le cas des variolites archéennes étant le plus spectaculaire mais n'impliquant pas la séparation de magmas sulfurés).

En bref, et sans que ces aspects soient ici approfondis comme ils le mériteraient, la sursaturation en silice corollaire du déficit en feldspath apparaît comme favorable à la ségrégation des minerais ou à la séparation de magmas à hautes concentrations métallifères.

Ces caractères favorables sont normalement acquis, comme nous l'avons montré, au terme des mécanismes de fusion avancée dont résultent les magmas ultrabasiques. Dans ces magmas, mais aussi dans les magmas tholéïtiques, le rôle du soufre peut aller dans le même sens. G. KULLERUD et H. S. YODER (1963, 1964) ont montré que la sulfuration des olivines libérait la silice contenue dans leur fraction fayalitique. Fixant le fer (et le nickel), le soufre contribue à accroître le rapport Si/Mg dans les magmas et à accentuer leur caractère sursaturé en silice.

En définitive, le degré de sursaturation en silice, exprimé dans le système $F^{\cdot}_{PY} - F^{\cdot}_{GI}$ par des valeurs positives élevées de la fonction $F^{\cdot}_{PY}$ pourrait être pris en considération parmi les facteurs contrôlant les minéralisations en nickel sulfuré. Dans les laves ultrabasiques, ce degré de sursaturation s'exprime directement. Dans les complexes plutoniques, il s'exprime indirectement par les proportions plus ou moins fortes des cumulats péridotitiques par rapport aux systèmes résiduels gabbro-pyroxénolitiques.

Remerciements

Il n'est pas courant qu'un grand ensemble de données soit ouvert à une exploitation partagée aussitôt après avoir été produit. Cette innovation a permis que le CRPG, chargé de l'exécution des analyses dans le cadre de son activité de Service, soit ensuite associé à leur interprétation parallèlement aux groupes directement responsables de l'Action concertée (École des mines de Paris, Bureau de recherches géologiques et minières, Société Imetal, Université Nancy I). Nous en sommes particulièrement redevables à M. M. BESSON, coordonnateur général, qui a pris lui-même, selon une voie différente de la nôtre, une part essentielle dans l'interprétation des données chimiques. D'excellents contacts avec M. B. HENRY (BRGM), M. G. RANCHIN et M^lle L. MOHAMMED (Imetal) nous ont assuré l'information indispensable sur l'échantillonnage.

Nous espérons que notre étude approche du niveau de qualité des analyses elles-mêmes produites par M. K. GOVINDARAJU et son Service. Tout au long de sa réalisation nous avons reçu une assistance considérable du Service « Études documentaires et Traitement automatique de l'Information géochimique » du CRPG et exprimons nos remerciements particuliers à M. P. GRANDCLAUDE et M^me M. MARCHAL.

Références bibliographiques

ABBEY S. (1972). — Standards samples of silicate rocks and mineral. *Geol. Surv. Canada,* 72-30, 13 p.

ARNDT N. T. (1976*a*). — Ultramafic rocks of Munro Township : economic and tectonic implications. *Geol. Ass. Can. Spec. Paper,* **14,** pp. 617-657.

ARNDT N. T. (1976*b*). — Melting relations of ultramafic lavas (komatiites) at 1 atm and high pressure. *Carnegie Inst. Wash. Yearbook,* **75,** pp. 555-562.

ARNDT N. T., NALDRETT A. J. et PYKE D. R. (1977). — Komatiitic and iron rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. *J. Petrol. G.B.,* **18,** 2, pp. 319-369.

ARTH J. G., ARNDT N. T. et NALDRETT A. J. (1977). — Genesis of Archean komatiites from Munro Township, Ontario : trace element evidence. *Geology,* **5,** pp. 590-594.

BARRAGAR W. R. A., PLANT A. G., PRINGLE G. J. et MIKKELSCHAU (1977). — Petrology and alteration of selected units of mid-atlantic ridge basalts sampled from sites 332 and 335, DSDP. *Can. J. Earth Sci.,* **14,** 4, pp. 837-874.

BARRETT F. M., GROVES D. I. et BINNS R. A. (1976). — Importance of metamorphic processes at the Nepean nickel deposit (West. Australia). *Inst. Min. Metall.,* sect. B, pp. 252-273.

BESSON M. (1976). — Le chimisme des roches ultrabasiques minéralisées en sulfures de nickel d'Australie occidentale. *Bull. BRGM, Fr.* (2) sect., II, 2, pp. 185-213.

BESSON M. et CAPITANT B. (1976). — Note sur le chimisme de roches ultrabasiques minéralisées en sulfures de nickel dans l'Abitibi (Province supérieure archéenne, Canada). *Bull. BRGM, Fr.* (2) sect., II, 4, pp. 349-378.

BEYERS H. P. (1974). — NIMROL geochemical reference materials. South Africa Bureau of standards Letter 10/10/4/1.

BOISSONAS J. (1974). — Étude pétrographique des échantillons prélevés par B. HENRY au Canada : rapport préliminaire. Rapport DGRST inédit.

BROOKS C. et HART S. R. (1974). — On the significance of komatiite. *Geology,* **2,** pp. 107-110.

CAMERON E. M. (1972). — Three geochemical standards of sulphide-bearing ultramafic rock : UM1, UM2, UM4. *Geol. Surv. Canada,* 71-35, 10 p.

CAWTHORN R. G. et STRONG D. F. (1974). — The petrogenesis of komatiites and related rocks as evidence for a layered upper mantle. *Earth. Planet. Sci. Lett.,* **23,** pp. 369-375.

COLLINS W. H. (1934). — Life history of the Sudbury nickel irruptive. I Petrogenesis. Trans. r. Soc. Canad, sect. IV, 28, pp. 123-177.

COX K. G. et JAMIESON B. G. (1974). — The olivine-rich lavas of Nuanetsi : a study of polybasic magmatic evolution. *J. Petrol. G.B.,* **15,** 2, pp. 269-301.

DESMET A. (1977). — Contribution à l'étude de la croûte océanique mésozoïque de Méditerranée orientale : les pillow lavas du Troodos (Chypre). Thèse Univ. Nancy I.

DREVER H. I. et JOHNSTON R. (1967). — Picritic minor intrusions. In P. J. Wyllie ed. « Ultramafic and related rocks », John Willey ed., pp. 71-82.

ERIKSON E. H. (1977). — Petrology and petrogenesis of the Mount Stuart batholith. Plutonic equivalent of the high-alumina basalt association ? *Contrib. Mineral. Petrol.,* **60,** pp. 183-207.

EWERS W. E., GRAHAM J., HUDSON D. R. et ROLLS J. M. (1976). — Crystallization of chromite from nickel iron sulphide melts. *Contrib. Mineral. Petrol.,* **54,** pp. 61-64.

EWERS W. E. et HUDSON D. R. (1972). — An interpretation study of a nickel iron sulfide ore intersection, Lunnon shoot, Kambalda, Western Australia. *Econ. Geol., U.S.A.,* **67,** pp. 1075-1092.

FLANAGAN F. J. (1967). — U.S. Geol. Survey rock standards. *Geochim. Cosmochim. Acta, G.B.,* **31,** pp. 289-308.

FLANAGAN F. J. (1973). — 1972 values for international geochemical reference samples. *Geochim. Cosmochim. Acta, G.B.,* **37,** pp. 1189-1200.

GASS I. G. (1958). — Ultrabasic pillow lavas from Cyprus. *Geol. Mag.,* **95,** 3, pp. 241-251.

GELINAS L. et BROOKS C. (1976). — Ancient and modern volcanics and proposed miscibility in silicate systems. Ministère Rich. Nat. Québec DPV-427, 29 p.

GIBB F. G. F. (1968). — Flow differentiation in the xenolithic ultrabasic dykes of the Cuillins and the Strathaird peninsula, Isle of Skye, Scotland. *J. Petrol. G.B.,* **9,** 3, pp. 411-443.

GOVINDARAJU K. (1973). — New scheme of silicate analysis (16 major, minor and trace elements) based mainly on ion exchange dissolution and emission spectrometric methods. *Analusis,* **2,** n° 5, pp. 367-376.

GREEN D. H. (1975). — Genesis of Archean peridotite magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics. *Geology,* **3,** pp. 15-18.

GREEN D. M. et RINGWOOD A. E. (1967). — The genesis of basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **15**, pp. 103-190.

GREIG J. W. (1927). — Immiscibility in silicate melts. *Amer. J. Sci.*, **73**, pp. 1-44; **74**, pp. 133-154.

HAWESWORTH C. J. et O'NIONS R. K. (1977). — The petrogenesis of some archean volcanic rocks from southern Africa. *J. Petrol., G.B.*, **18**, 3, pp. 487-520.

HENRY B. (1973). — Minerais sulfurés de Ni. Échantillonnage de roches au Canada, été 1973. Rapport BRGM inédit.

HENRY B. (1974). — Minéralisations sulfurées nickélifères associées à un volcanisme ultrabasique à structure spinifex dans la région de Timmins (Canada). *Bull. BRGM, Fr.*, (2), sect. II, 4, pp. 385-395.

HENRY B. et OHNENSTETTER D. (1977). — Le volcanisme archéen de l'Abitibi (Canada) et les gisements de nickel sulfuré associés. *Bull. Soc. Géol., Fr.*, VII, **19**, pp. 979-982.

IMREH L. (1976). — Nouvelle stratigraphie à l'ouest de Val d'Or et son incidence gîtologique. Rapport du Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP 349 V, 73 p. et DP 361 V, 83 p.

IRVINE T. N. (1974). — Chromite layers in stratiform intrusions. *Carnegie Inst. Wash. Yb.*, **73**, pp. 300-316.

IRVINE T. B. (1975). — The silica immiscibility effect in magmas. *Carnegie Inst. Wash. Yb.*, **74**, pp. 484-492.

JAMIESON B. G. (1970). — Phase relations in some tholeiitic lavas illustrated by the system $R_2O_3 - XO - YO - ZO_2$. *Mineral. Mag.*, **37**, pp. 537-554.

JUTEAU T. (1975). — Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte tethysienne. Mém. Sci. de la Terre, Nancy, n° 32, 692 p.

KRISHNAMURTHY P. et COX K. G. (1977). — Picrite basalts and related lavas from the Deccan traps of Western India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**, pp. 53-75.

KULLERUD G. et YODER H. S. (1963). — Sulfide-silicate relations. *Carnegie Instn. Wash. Yb.*, **62**, pp. 215-218.

KULLERUD G. et YODER H. S. (1964). — Sulfide-silicate reactions. *Carnegie Instn. Wash. Yb.*, **63**, pp. 218-222.

LA ROCHE H. DE (1978). — La chimie des roches présentées et interprétée d'après la structure de leur faciès minéral dans l'espace des variables chimiques. Fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent. Application aux roches ignées. *Chemical Geology*, **21**, pp. 63-87.

LA ROCHE H. DE (1979). — Un problème de pétrologie quantitative : dans un tétraèdre projection sur un plan quelconque à partir d'un point quelconque. Exemple d'application à la chimie des roches basiques et ultrabasiques. « Sciences de la Terre » série Informatique géologique, n° 12, pp. 5-20.

LE MAÎTRE R. W. (1976). — The chemical variability of some common igneous rocks. *J. Petrol. G.B.*, **17**, 4, pp. 589-637.

LEYMARIE P., ISNARD P. et BEAUCOURT F. DE (1975). — Le traitement automatique des données géochimiques. Méthode utilisée au Centre de recherches pétrographiques et géochimiques. Sci. de la Terre, Nancy, série Informatique géologique, mém. n° 6, 69 p.

MAC GREGOR I. D. (1974). — The system $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ solubility of Al_2O_3 in enstatite from spinel and garnet peridotite compositions. *Amer. Mineralogist.*, 59, pp. 110-119.

MACIVER J. R. (1975). — Aspects of some magnesia eruptives in Southern Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **51**, pp. 99-118.

MACIVER J. R. et LENTHALL D. H. (1974). — Mafic and ultramafic extrusives of the Barberton Mountain Land in terms of the CMAS system. *Precamb. Res.*, **1**, pp. 327-343.

MOHAMMED L. (1974). — Rapport préliminaire sur les études des roches ultrabasiques de Western Australia : étude pétrographique générale. Rapport Minemet inédit.

MOHAMMED L. et RANCHIN G. (1974). — Rapport préliminaire sur les études de roches ultrabasiques de Western Australia : étude géochimique générale. Rapport Minemet inédit.

MYSAR Z. (1974). — The Ransko gabbro-peridotite massif and its mineralization (Czechoslovakia). Univ. Karlova, Prague.

NALDRETT A. J. (1966). — Talc-carbonate alteration of some serpentinized ultramafic rocks south of Timmins, Ontario. *J. Petrol., G.B.*, **7**, pp. 489-499.

NALDRETT A. J. (1973). — Nickel sulphide deposits — their classification and genesis, with special emphasis on deposits of volcanic association. CIM Transactions, **76**, pp. 183-201.

NALDRETT A. J. et ARNDT N. T. (1976). — Volcanogenic nickel deposits with some guides for exploration. AIME Transactions, **260**, pp. 13-15.

NALDRETT A. J. et GASPARRINI E. L. (1971). — Archean nickel sulfide deposits in Canada : their classification, geological setting and genesis with some suggestions as to exploration. *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.*, **3**, pp. 201-226.

NALDRETT A. J. et MASON G. D. (1968). — Contrasting archean ultramafic igneous bodies in Dundonald and Clergue Township, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, **5**, pp. 111-143.

NESBITT R. W. (1971). — Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn block, Western Australia : evidence for an archean ultramafic liquid. *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.*, **3**, pp. 331-347.

O'HARA M. J. (1968*a*). — The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth Sci. Rev.*, **4**, pp. 69-133.

O'HARA M. J. (1968*b*). — Are ocean floor basalts Primary magma ? *Nature*, **220**, pp. 683-686.

OHNENSTETTER D. (1975). — Première approche de la position géotectonique des gisements de nickel. Rapport DGRST inédit..

OHNENSTETTER D., BEBIEN J., GRANDCLAUDE P. et OHNENSTETTER M. (1977). — Essai d'interprétation des roches ignées océaniques d'après la structure de leur faciès minéral dans l'espace des variables chimiques. Metting IGBA, 7, Septembre 1977, Bochum.

OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1975). — Le puzzle ophiolitique corse : un bel exemple de paléodorsale océanique. Thèses 3e Cycle, Univ. Nancy I.

ROCCI G. OHNENSTETTER D. et HENRY B. (1978). — Position géotectonique des gîtes de nickel sulfuré associés aux komatiites (ce volume).

SEARLE D. L. et VOKES F. M. (1969). — Layered ultrabasic lavas from Cyprus. *Geol. Mag.*, **106**, pp. 515-530.

THAYER T. P. (1971). — Authigenic, polygenic, and allogenic ultramafic and gabbroic rocks as hosts for magmatic ore deposits. *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.*, **3**, pp. 239-251.

TROGER W. E. (1935). — Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchandlung, Stuttgart, réédition 1969.

VILJOEN R. P. et VILJOEN M. J. (1969*a*). — The effect of metamorphism and serpentinization on the volcanic and associated rocks of the Barberton region. In « Upper mantle project » *Geol. Soc. South Africa, Spec. Pub.*, n° 2, pp. 29-53.

VILJOEN M. J. et VILJOEN R. P. (1969*b*). — The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht group and a proposed new class of igneous rocks in « Upper mantle project » *Geol. Soc. South Africa, Spec. Pub.*, n° 2, pp. 55-85.

VILJOEN M. J. et VILJOEN R. P. (1969*c*). — Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati formation of the Onverwacht group. in « Upper mantle project » *Geol. Soc. South Africa, Spec. Pub.*, nº 2, pp. 87-112.

WAGER L. R. et BROWN G. M. (1968). — Layered igneous rocks. Oliver and Boyd ed.

WILLIAMS D. A. C. (1971). — Determination of primary mineralogy and textures in ultramafic rocks from Mt Monger, Western Australia. *Spec. Pub. Geol. Soc., Aust.*, **3**, pp. 259-268.

WILSON H. D. B., ANDREWS P., MOXHAM R. L. et RAMLAL K. (1965). — Archean volcanism in the Canadian shield. *Can. J. Earth Sci.*, **2**, pp. 161-175.

WYLLIE P. J. (1967). — Ultramafic and ultrabasic rocks. 1. Petrography and petrology. In P. J. Wyllie ed. « Ultramafic and related rocks », John Willey ed., pp. 1-7.

YODER H. S. et TILLEY C. E. (1962). — Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol., G.B.*, **3**, pp. 342-542.

INDICES DE CU-NI SULFURES LIES AU MAGMATISME MAFIQUE ET ULTRAMAFIQUE PROTEROZOIQUE DANS LA FOSSE DU LABRADOR (QUEBEC, CANADA)*

M.L. ROHON[1], M. BESSON[2], T. CLARK[3], J.L. JORON[4], D. OHNENSTETTER[5], G. ROGER[1], M. TREUIL[6] et Ph. VIDAL[7]

Résumé

Cette étude porte sur huit indices minéralisés en Cu-Ni associés à des roches mafiques et ultramafiques dans la zone orientale de la partie centrale de la fosse du Labrador, au Nord de Schefferville.

Le secteur d'étude s'étend sur une distance de 97 kilomètres. Les principales unités en présence sont : 1/ le Groupe de Montagnais caractérisé dans ce secteur par trois filons-couches constitués par des roches ultramafiques auxquelles sont associés des gabbros en quantité subordonnée ; 2/ la Formation de Willbob-Hellancourt composée de basalte ; 3/ la Formation essentiellement sédimentaire de Menihek (Thompson Lake). Les trois filons-couches occupent des positions bien distinctes, l'un dans la pile basaltique (Willbob-Hellancourt), l'autre au contact inférieur de cette pile et le troisième dans les sédiments (Menihek) sous-jacents. Le filon-couche médian contrôle fortement la minéralisation, puisqu'il renferme sept des huit indices étudiés.

Des mesures isotopiques par la méthode du plomb commun sur onze échantillons de basaltes, gabbros et cumulats indiquent un âge de 1863 $\pm$ 65 Ma, tout à fait en accord avec la position stratigraphique de ce magmatisme vers le sommet de l'Aphébien.

Les trois filons-couches montrent un même schéma d'organisation des différents faciès magmatiques, avec au centre les cumulats ultramafiques, soit à olivine et clinopyroxène (wehrlites), soit à olivine et pyrrhotite, encadrés

* Publié avec l'autorisation du Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec.

1. Laboratoire de Géologie Appliquée, UPMC, PARIS. – 2. ENSM, PARIS. – 3. MER, QUEBEC. – 4. Laboratoire P. Süe, CEN, SACLAY. – 5. CNRS, CRSCM, ORLEANS. – 6. Laboratoire de Géochimie comparée et systématique, UPMC, PARIS. – 7. CNRS, Laboratoire de Chronologie, CLERMONT-FERRAND II.

par la roche à trémolite-actinote, puis par le gabbro, nettement plus développé au toit qu'au mur. Des textures de type "crescumulat" ou "pattes d'oiseau", dans les péridotites, ont été identifiées pour la première fois dans la fosse du Labrador.

L'étude géochimique (majeurs et traces) amène à conclure à une relation co-magmatique entre la série basaltique et les filons-couches et au caractère tholéiitique de ce magmatisme. Le rapport Th/Ta voisin de 1, comme dans les basaltes des rides océaniques (MORB), permet d'identifier clairement un magma d'affinité océnanique, mis en place dans un contexte distensif sur une croûte continentale amincie. Par comparaison avec le volcanisme récent de l'Atlantique Nord et de la Mer Rouge, les spectres de terres rares et les éléments hygromagmaphiles montrent que ce volcanisme de la fosse (de composition proche de celle des chondrites primitives) est intermédiaire entre les MORB de type N et les MORB appauvris de type E. Il est comparable non pas au volcanisme le plus primitif (Assal, Famous, Leg 49-412) mais à un volcanisme émis à un stade déjà un peu plus évolué de l'ouverture (Golfe de Tadjoura, Famous, Leg 49-409).

Le comportement des éléments hygromagmaphiles et des éléments de transition 3d est en accord avec les critères d'identification du processus de cristallisation fractionnée. La différenciation aurait agi en deux temps : d'abord dans la chambre magmatique et pendant la montée du magma, ensuite in situ au cours de la mise en place et du refroidissement des filons-couches. Les faibles concentrations des éléments hygromagmaphiles indiquent un processus de différenciation peu poussé, pouvant correspondre à une montée relativement rapide du magma. L'ouverture ne s'est pas poursuivie jusqu'à un stade d'océanisation, d'où l'absence d'un véritable complexe ophiolitique.

La minéralisation sulfurée (pyrrhotite, chalcopyrite, pentlandite) massive à disséminée est toujours liée aux cumulats ultramafiques. Elle se présente dans deux contextes différents : soit vers le centre du filon-couche, soit vers sa base. Le premier cas coïncide avec la zone où sont représentées les textures de crescumulat ; cela peut être interprété comme le résultat d'un refroidissement rapide qui "fige" la minéralisation, alors que dans le deuxième cas un refroidissement plus lent lui aurait permis de s'accumuler par gravité.

Cette étude a permis de dégager certains métallotectes :

- Métallotecte litho-stratigraphique : le filon-couche médian contrôle sept des huit indices étudiés.
- Métallotecte lithologique : la minéralisation est localisée dans les cumulats riches en olivine, à clinopyroxène absent ou rare, et très serpentinisés.
- Métallotectes géochimiques : le filon-couche médian minéralisé présente de

plus faibles teneurs en Cr (2000 ppm) et en Na_2O (0,5 %) dans les péridotites et en FeO dans les gabbros.

- Métallotectes structuraux : six indices sont dans des flancs normaux, deux dans des charnières anticlinales, et il y a alors épaississement de la minéralisation ; des remobilisations d'allure filonienne peuvent être à l'origine de concentrations importantes.

Toutefois la minéralisation s'exprime aussi de façon plus ou moins diffuse en dehors des zones renfermant les indices principaux, un peu partout dans les trois filons-couches. Si on fait abstraction des petites concentrations, les métallotectes semblent efficaces pour les indices importants, surtout le métallotecte lithostratigraphique.

Abstract

This study concerns eight Cu-NI occurrences in mafic and ultramafic rocks from the Eastern zone of the central part of the Labrador Trough, North Schefferville.

The areas studies are distributed along a distance of 97 kilometers. The main geological formations are : 1/ The Montagnais group, composed in this area of three sills of ultramafic rocks, with minor amounts of gabbro ; 2/ The basaltic Willbob-Hellancourt Formation ; 3/ The mainly sedimentary Menihek (Thompson lake) Formation. Each of the three sills has a precise position, one intruded into the basaltic series (Willbob-Hellancourt), the second one at the lower contact of the basaltic series, the third into the underlying sedimentary formation (Menihek). The middle sill strongly controls the mineralization, since seven of the eight deposits occur in it.

$^{207}Pb/^{206}Pb$ analyses on eleven samples of basalts, gabbros and cumulates, indicate an age of 1863 $\pm$ 65 My, in good agreement with the stratigraphic position of this magmatism in the upper part of the Aphebian.

All three sills show a similar distribution of the magmatic facies, i.e. in the center ultramafic cumulates with olivine and clinopyroxene (wehrlite), or olivine and pyrrhotite, bordered on both sides by tremolite-actinolite rocks, and along the margins by gabbro clearly more developed at the top than at the bottom. Peridotite with crescumulate textures (bird-track) have been reported for the first time in the Labrador Trough.

Geochemical data (major and trace elements) support the hypothesis of a comagmatic relationship between the basaltic and intrusive rocks, and show the tholeiitic nature of the magmatic series. The value of Th/Ta ratio (~ 1), similar to that of mid-oceanic ridge basalts (MORB), suggests the uprise of an

oceanic-type magma through thin continental crust, in a distensional environment. Compared with recent volcanism in North Atlantic and Red Sea, REE patterns and hygromagmaphile elements show that the volcanism in the Labrador Trough has a composition intermediate between N-type MORB and E-type MORB. It cannot, however, be compared to the most primitive volcanism (Assal, Famous, Leg 49-412), but only to the volcanism erupted during a more advanced stage of distension (Tadjoura Gulf, Famous, Leg 49-409).

Hygromagmaphile and 3d transition element trends are consistent with crystal fractionation. The differentiation could be a two-stage process : the first stage in the magma chamber and during the ascent of the magma, the second one in situ during the intrusion and crystallization of sills. Low concentrations of hygromagmaphile elements indicate that crystal fractionation was been very efficient possibly in relation with a rather quick ascent of the magma. The opening did not reach an oceanization stage, as a true ophiolitic complex in lacking.

Massive to disseminated sulfide mineralization (pyrrhotite, chalcopyrite, pentlandite) is always linked to ultramafic cumulates. It can occur in two different positions : either in the central part, or near the base of the sill. The first position occurs within the area of crescumulate textures ; this could possibly be interpreted as a "chilled" mineralization, whereas in the second case gravity accumulation is favoured by slower cooling conditions.

This study emphasizes several metallotects :

- Lithostratigraphic metallotect : the middle sill controls seven of the eight ore occurrences.
- Lithological metallotect : mineralization is located in olivine-rich cumulates, with clinopyroxene rare or absent, and with strong serpentinization.
- Geochemical metallotect : the ore-bearing middle sill is characterized by lower contents of Cr (2000 ppm) and Na_2O (0.5 %) in peridotites, and of FeO in gabbros.
- Structural metallotects : six ore deposits are associated in normal flanks of folds, and two in the axis of anticlinal fold associated with more pronounced mineralization; lode-shaped remobilization can result in notable concentrations.

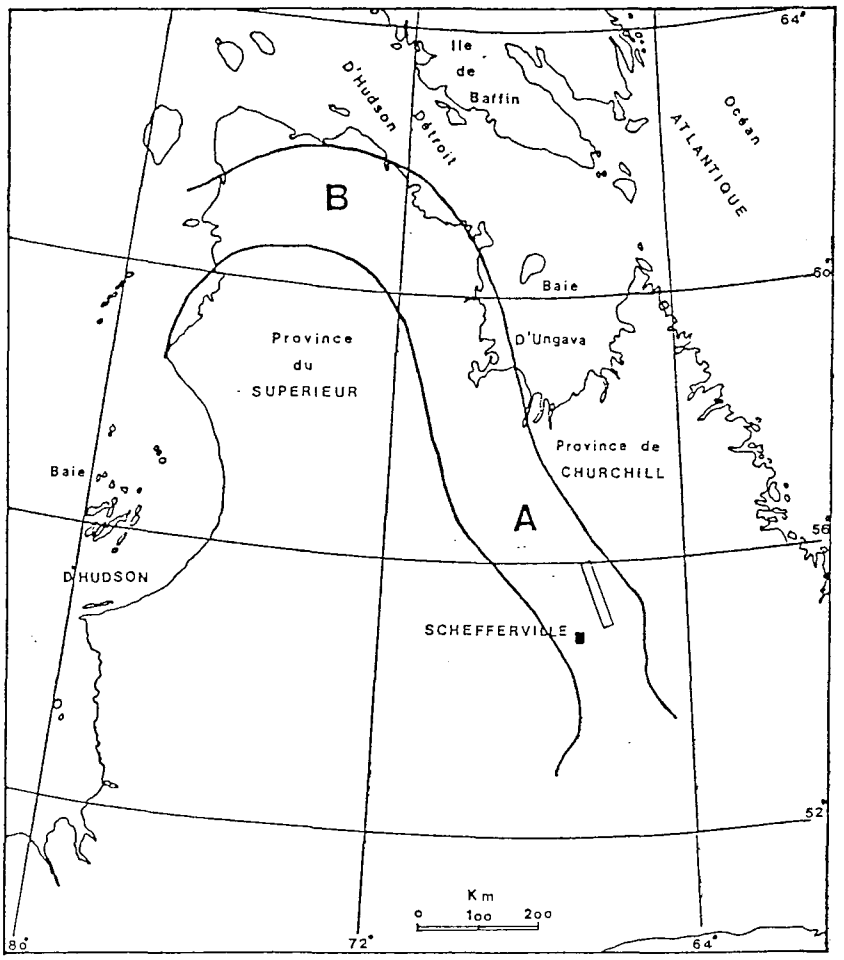
However, more or less disseminated mineralizations exist in the three sills, in many spots outside the zones bearing the main ore deposits. Except for these weak ore concentrations, the lithostratigraphy seems to be the more important metallotect.

1. Introduction

1.1. Situation géologique

La zone étudiée est localisée au NE de Schefferville dans la région Nord-Est du Québec, dans la partie orientale de la fosse du Labrador.

La fosse fait partie de la ceinture géosynclinale Circum-Ungava, d'âge protérozoïque inférieur (Aphébien), qui sépare les granites et gneiss quartzofeldspathiques de la Province du Supérieur des granites et granulites de la Province de Churchill (fig. 1).



Secteur étudié

Limites de la Ceinture CIRCUM-UNGAVA

A Fosse du LABRADOR

B Fosse de l'UNGAVA (bande de Cap Smit

Figure 1 – Localisation de la fosse du Labrador (d'après DIMROTH, 1971).

La fosse du Labrador a été affectée par l'orogenèse hudsonienne (1750 Ma) ; elle est divisée en deux zones (DIMROTH et al., 1970) :

- le "miogéosynclinal" à l'Ouest, composé de roches sédimentaires ;
- l'"eugéosynclinal" à l'Est, qui contient surtout des roches magmatiques

mafiques et ultramafiques, avec intercalations de roches sédimentaires, où se situe notre étude.

Le plissement aphébien, dont les structures principales ont une orientation NW-SE, s'accompagne d'un métamorphisme croissant d'Ouest en Est : de "faible degré" (faciès schistes verts) dans les secteurs étudiés, il atteint le "degré moyen" (faciès amphibolite) au-delà de la limite orientale de la fosse proprement dite.

Les unités rencontrées sont d'après BARAGAR (1967) et DIMROTH (1971, 1978) :

- le groupe de Montagnais, représenté dans la zone étudiée par trois filons-couches de roches ultramafiques et mafiques ;
- la formation de Willbob-Hellancourt, composée de basalte ;
- la formation de Menihek-Thompson Lake, essentiellement sédimentaire.

Les trois filons-couches ultramafiques occupent des positions bien distinctes, l'un dans la pile basaltique (F. de Willbob-Hellancourt), l'autre au contact inférieur de cette pile, et le troisième dans les sédiments (F. de Menihek) sous-jacents (fig. 2)

Les huit indices étudiés se répartissent sur une distance de 97 kilomètres (fig. 3), tous à minéralisations de Cu-Ni dans les péridotites, correspondant au type 1 de FOURNIER (1982, 1983). Le secteur renferme également quelques indices minéralisés en pyrite-pyrrhotite dans les ardoises noires (types 3 de FOURNIER), qui ne seront pas traités ici.

Les principaux indices minéralisés sont fortement contrôlés par le filon-couche médian (fig. 3) excepté l'indice du lac Berry (n° 8) localisé dans le filon-couche supérieur.

1.2. Objectifs

Nos objectifs sont les suivants :

- Etudier les caractères chimiques du magmatisme (volcanique et intrusif). Reconstituer son évolution antérieure à la mise en place des filons-couches et postérieure, et le comportement des phases sulfurées au cours de cette évolution.
- Rechercher des caractères spécifiques aux filons-couches porteurs de minéralisation, par rapport aux filons-couches stériles.
- Rechercher des contrôles de la minéralisation, d'ordre lithostratigraphique, lithologique, structural et géochimique.

Nous devrons nous limiter ici à l'essentiel des résultats, sans pouvoir toujours développer l'argumentation. Différents aspects seront complétés et développés dans des publications ultérieures.

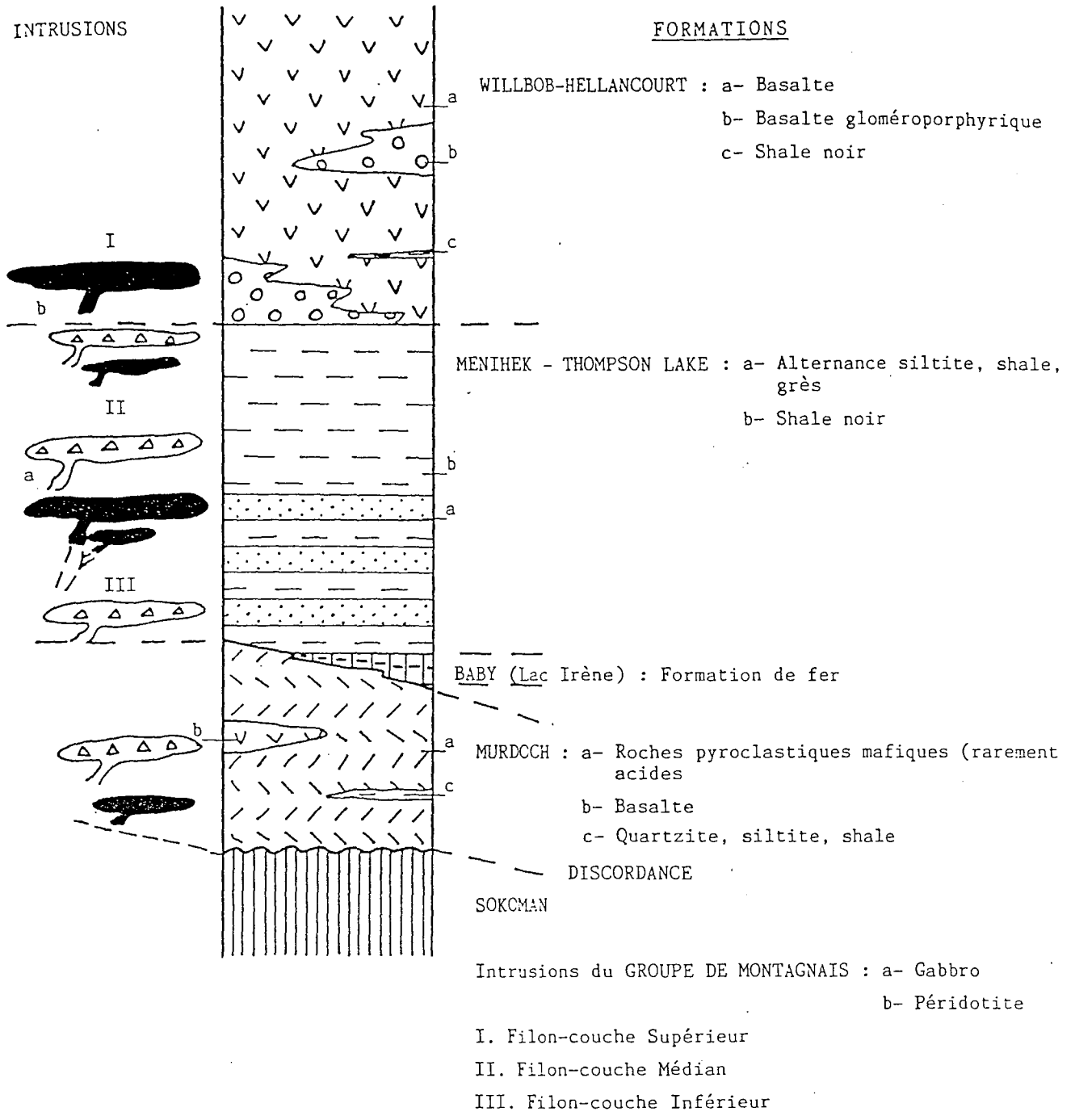


Figure 2 – Colonne litho-stratigraphique et position des filon-couches (d'après FOURNIER, 1982).

2. Lithologie, pétrologie et minéralisations

2.1. Age

Les rapports isotopiques du plomb, sur roche totale, ont été analysés dans onze échantillons du secteur du lac Retty : trois gabbros et cinq cumulats provenant de trois filons-couches, et trois basaltes (tab. 1).

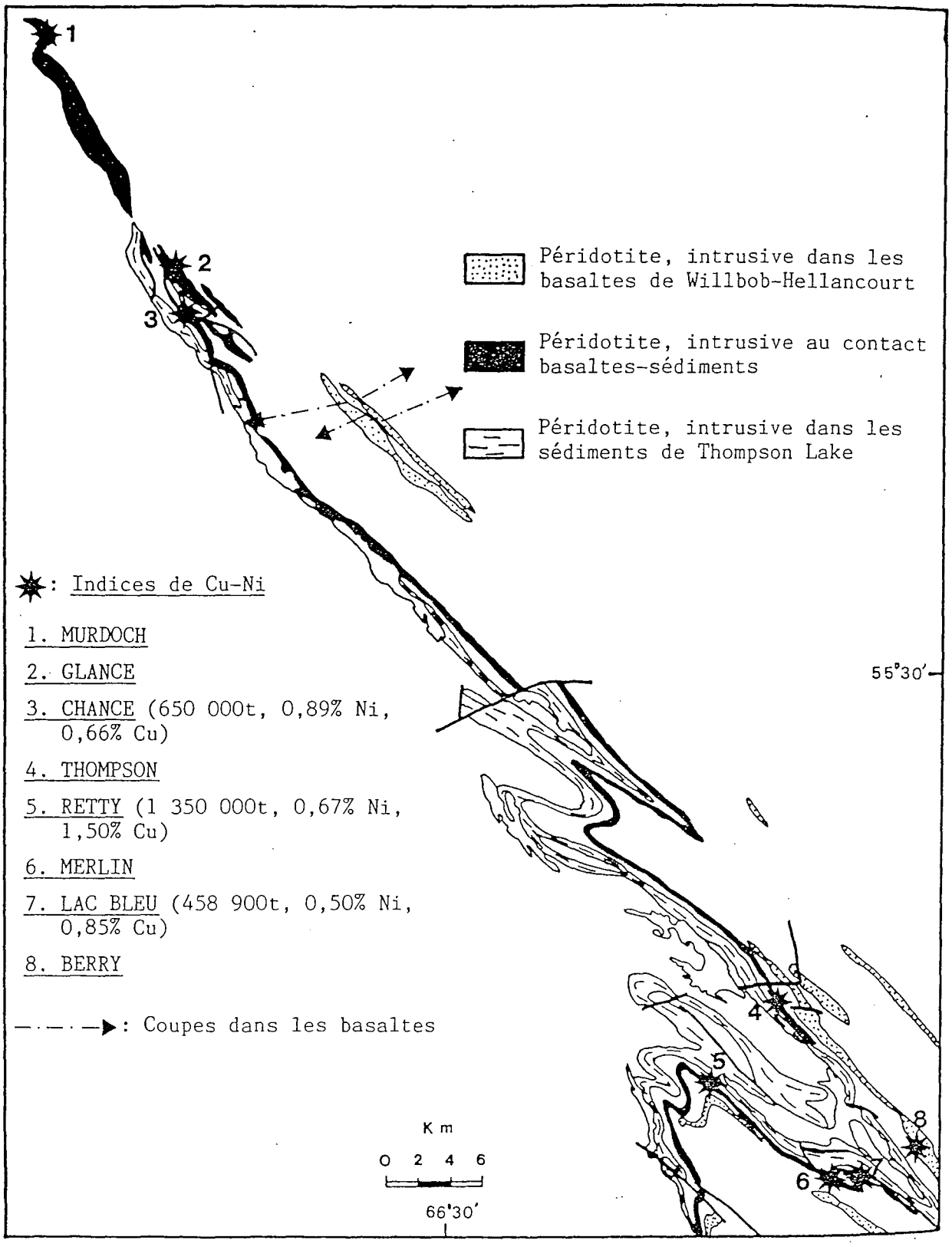


Figure 3 – Localisation des huit indices de Cu-Ni étudiés (après FOURNIER, 1982)

	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$
$26B_2$	22.863	16.046
106C	18.241	15.501
107A	16.307	15.282
103C	16.690	15.357
107C	17.912	15.522
111D	19.700	15.721
E_1	15.193	15.192
39A	16.888	15.395
$40D_1$	19.084	15.677
51A	19.223	15.679
110C	15.480	15.247

Tableau 1 – Rapport isotopiques du plomb dans les roches magmatiques du secteur lac Retty (VIDAL, Lab. de Géochronologie, Clermont-Ferrand).
$26B_2$, 106C et 107A : basaltes ; 103C, 107C et 111D : gabbros ; E_1, $40D_1$ et 110C : cumulats d'olivine à pyroxène ; 39A et 51A : cumulats minéralisés.

Les teneurs en Pb de ces roches sont très faibles : 3 ppm pour un cumulat, < 2 ppm (seuil de détection de la fluorescence X) pour tous les autres échantillons.

Dans le diagramme $^{207}Pb/^{204}Pb$ en fonction de $^{206}Pb/^{204}Pb$, les points représentatifs de ces échantillons s'alignent (fig. 4). L'isochrone secondaire ainsi définie donne un âge de 1863 $\pm$ 65 Ma. Cet âge est cohérent avec l'occurrence de ce magmatisme vers la fin de l'Aphébien. Il n'est pas significativement différent de l'âge Sm-Nd de 1871 $\pm$ 75 Ma obtenu par ZINDLER (1982) sur le magmatisme mafique et ultramafique du Cap Smith, autre segment de la ceinture Circum-Ungava situé au Nord de la fosse du Labrador. Il confirme l'extension du volcanisme basique qui a affecté le bouclier canadien au cours de la période 1800-1900 Ma (CUMMING, 1980 ; TODT et al. , 1986 ; CHAUVEL et al., 1986).

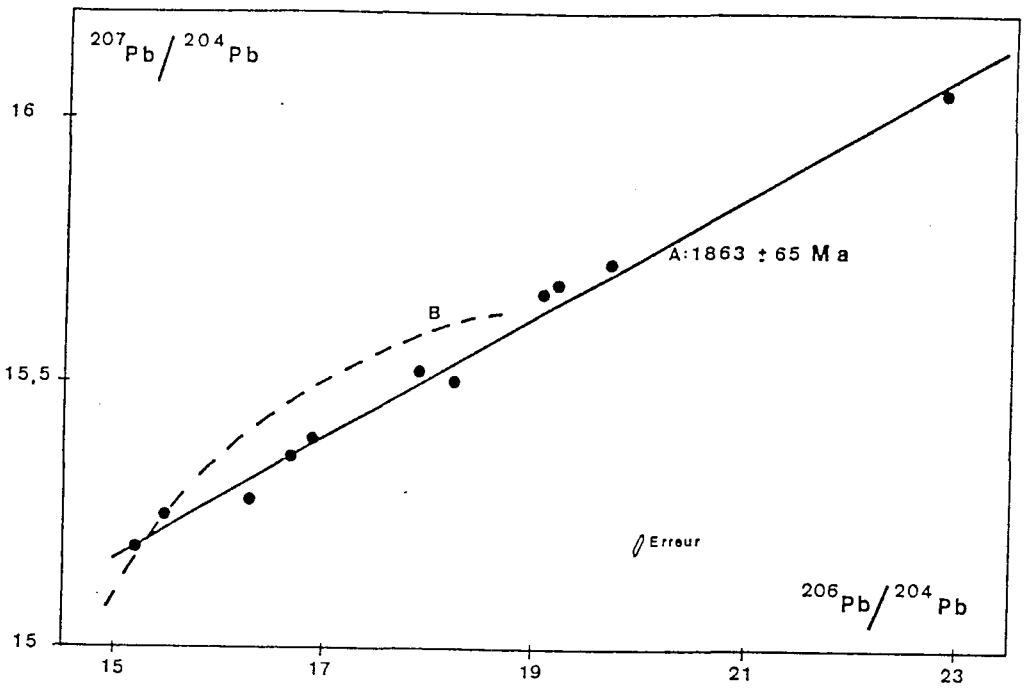


Figure 4 – Isochrone $^{206}Pb/^{207}Pb$ pour les roches magmatiques de la fosse.
A : isochrone ; B : courbe d'évolution de STACEY et KRAMERS (1978)

2.2. Organisation des filons-couches

Des coupes détaillées nous ont permis de mettre en évidence une même organisation générale des faciès au sein des trois filons-couches, avec les cumulats ultramafiques dans la partie centrale et les gabbros sur les bordures. Le développement des différents faciès est dissymétrique par rapport à l'axe central des filons-couches : la puissance des gabbros est nettement plus importante vers le sommet que vers la base (fig. 5). Cette dissymétrie indique une polarité.

La lithologie du filon-couche médian (porteur de l'essentiel des minéralisations) diffère de celle des deux autres sur un seul point : les faciès ultramafiques y sont toujours très serpentinisés, alors que des cumulats d'olivine à pyroxène poecilitique peu ou pas serpentinisés existent dans les filons-couches inférieur et supérieur.

Les roches magmatiques ultramafiques et mafiques sont représentées par différents faciès, qui peuvent être succinctement caractérisés de la façon suivante : la partie centrale du filon-couche est occupée par des wehrlites à texture d'hétéradcumulat (cf. la nomenclature de WAGER et al., 1960) : soit une wehrlite peu ou pas serpentinisée, composée d'olivine et de clinopyroxène poecilitique dans les filons-couches inférieur et supérieur, soit un cumulat d'olivine à clinopyroxène intercumulus et pyrrhotite poecilitique, très serpentinisé, dans le filon-couche médian.

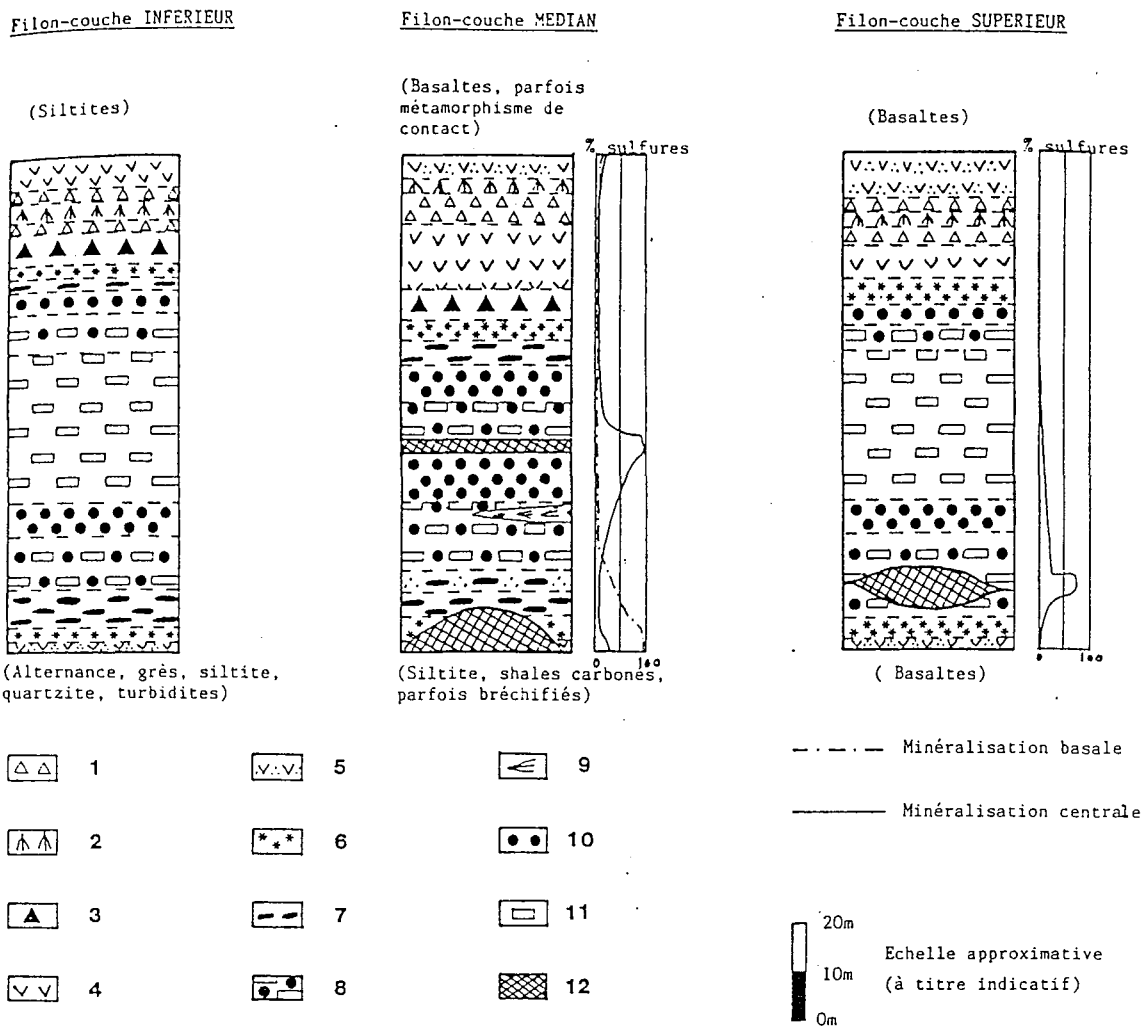


Figure 5 – Composition lithologique schématisée des trois filons-couches.

1 : gabbro à quartz bleus et amphiboles ; 2 : gabbro à crescumulat ; 3 : gabbro mélanocrate ; 4 : gabbro ; 5 : gabbro fin (bordure figée) ; 6 roche à trémolite-actinote ; 7 : pyroxénite ; 8 : cumulat d'olivine à clinopyroxènes poecilitiques serpentinisés ; 9 : cumulat d'olivine et clinopyroxène texture en "pattes d'oiseau" ; 10 : cumulat d'olivine et clinopyroxène serpentinisé ; 11 : cumulat d'olivine à clinopyroxènes poecilitiques ; 12 : minéralisation.

En s'éloignant du centre, de part et d'autre des cumulats ultramafiques, on note une diminution du pourcentage d'olivine et de sulfures (dans le cas du filon-couche médian), accompagnée d'un enrichissement en clinopyroxène (l'orthopyroxène est exceptionnel) et amphibole. Cette évolution est marquée par la succession des faciès suivants :

- cumulat d'olivine à pyroxène intercumulus serpentinisé ;
- cumulat d'olivine à pyroxène en grands cristaux poecilitiques serpentinisé, les cristaux de pyroxène devenant de plus en plus nombreux. Dans le filon-couche

médian des secteurs Chance et Glance, ce faciès renferme localement des passées où le pyroxène et l'olivine en grands cristaux forment une texture de type "crescumulat" ou "pattes d'oiseau" (photos 1 et 2) ;
- adcumulat de pyroxène et d'amphibole ;
- roche à trémolite-actinote, pouvant dériver par altération plus intense de ce dernier type de roche.

A la base des trois filons-couches, un gabbro fin de teinte claire, contenant jusqu'à 20 % environ de sulfures disséminés, peut représenter la bordure figée. Sa puissance est limitée à quelques mètres.

Le sommet des trois filons-couches est également occupé par des gabbros, dont la puissance atteint souvent une dizaine de mètres. Cinq faciès peuvent être distingués :
- un gabbro mélanocrate à grain moyen à grossier, immédiatement au-dessus de la roche à trémolite-actinote ;
- un gabbro mésocrate à grain moyen ;
- un gabbro à quartz bleu et amphibole, de granulométrie moyenne à grossière ;
- un gabbro à texture de crescumulat, présentant de grandes amphiboles en gerbes (photo 3), les éventails étant ouverts vers la base du filon-couche ;
- enfin, un gabbro fin identique à celui qui borde la base des filons-couches, contenant jusqu'à 15 à 20 % de sulfures disséminés.

Si des "basaltes komatiitiques" à texture spinifex (NESBITT, 1971) étaient déjà connus dans la ceinture du Cap Smith (HYNES et FRANCIS, 1982), ainsi que les textures de crescumulats dans les gabbros de la fosse du Labrador, par contre les textures en "pattes d'oiseau" dans les roches ultramafiques n'avaient pas encore été décrites, à notre connaissance, dans la fosse. Nous les avons observées dans un cumulat d'olivine et pyroxène au centre du filon-couche médian du lac Glance. Les crescumulats dans les gabbros ont été observés en plusieurs points : lacs Chance et Glance, dans le filon-couche médian d'une part, secteur du lac Kimo (coupes dans les basaltes), dans le gabbro du filon-couche supérieur d'autre part. En ce dernier point, les gerbes de cristaux d'amphiboles évasées vers le bas fournissent un critère de polarité, et indiquent un pendage du filon-couche entre 40° et 60° vers l'E-NE, comparable à celui des basaltes proches. Ces textures peuvent être comparées à celles des roches volcaniques spinifex et des roches plutoniques harristiques, qui traduiraient une croissance rapide (DONALSON, 1982). En environnement plutonique, ces conditions de cristallisation résulteraient d'une sursaturation pouvant être liée à une variation

de teneur en eau ou à une expansion adiabatique du magma (DONALSON, 1974 ; OHNENSTETTER, 1975).

De telles textures ne peuvent pas avoir été transportées ; elles se sont développées in situ, lors du refroidissement du magma. D'autre part, le passage entre les différents faciès est généralement graduel, et se fait par contact de proportion (JACKSON, 1971) ; en un seul point (lac Chance), des contacts francs ont été observés entre des rubanements mafiques et ultramafiques, au sommet du filon-couche médian. Ces observations confortent l'hypothèse d'une injection magmatique unique, et d'un processus de différenciation in situ, lors de la mise en place et du refroidissement des filons-couches.

2.3. Les minéralisations

La minéralisation la plus importante est celle de type 1 (FOURNIER, 1983) : Cu-Ni dans les péridotites ; elle se présente dans deux contextes différents (fig. 5 et 6).

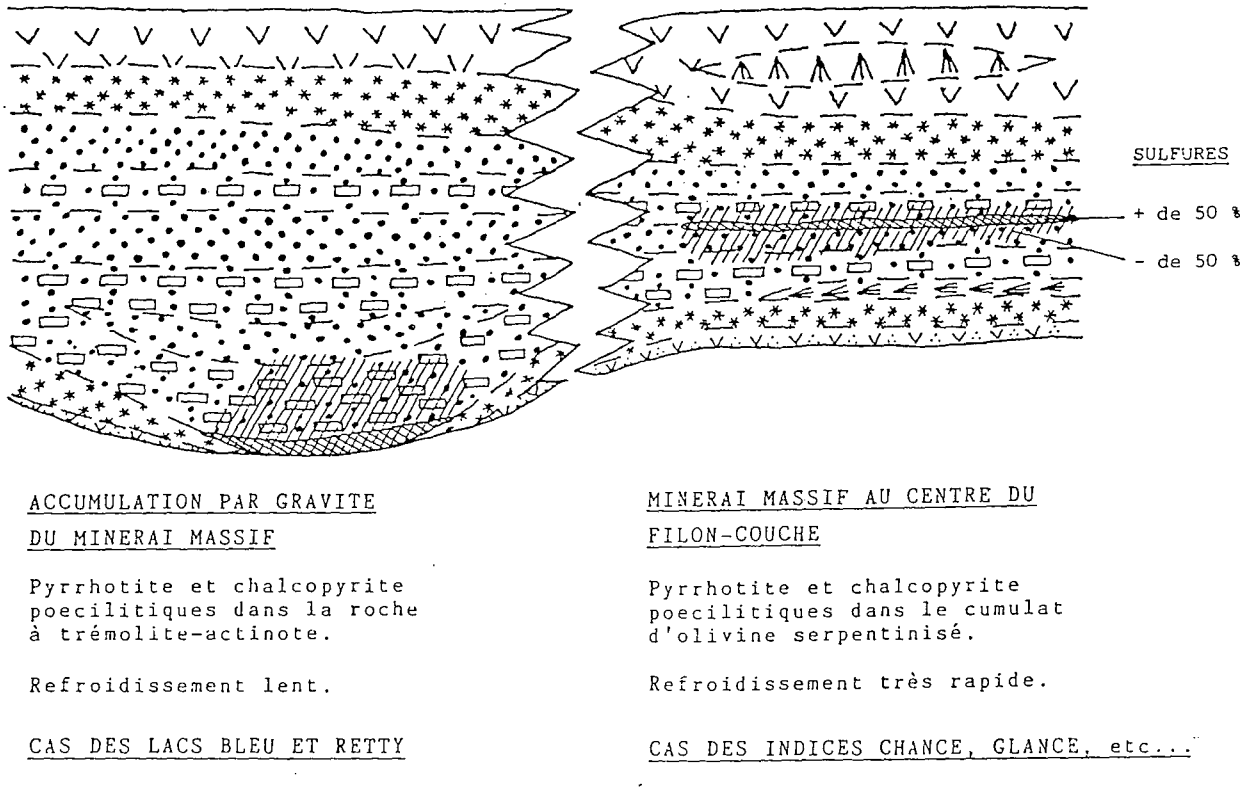


Figure 6 – Distribution de la minéralisation dans deux contextes différents ; mise en place et refroidissement des roches hôtes (---- limites transitionnelles, contact de proportion —— limites nettes, contact de phase) (légende : voir fig. 5).

• La **minéralisation "centrale"** (secteurs Chance, Glance, Thompson, Merlin e Berry)

Elle coïncide avec la présence de textures en pattes d'oiseau dans le péridotites et de crescumulats dans les gabbros. Il est probable que, lors de l mise en place, les liquides étaient très chauds et que la cristallisation a ét rapide, empêchant les sulfures démixés de s'accumuler par gravité, ceux-ci étan piégés par la cristallisation des minéraux silicatés (olivine et pyroxène).

• La **minéralisation "basale"** (secteurs des lacs Retty et Bleu)

Il n'y a pas de développement de textures telles que les pattes d'oiseau o les crescumulats dans ce cas (fig. 6). L'accumulation par gravité des sulfures a été possible, la cristallisation devant être plus lente.

La paragenèse des minéraux opaques (fig. 7) est la même dans les deux cas :

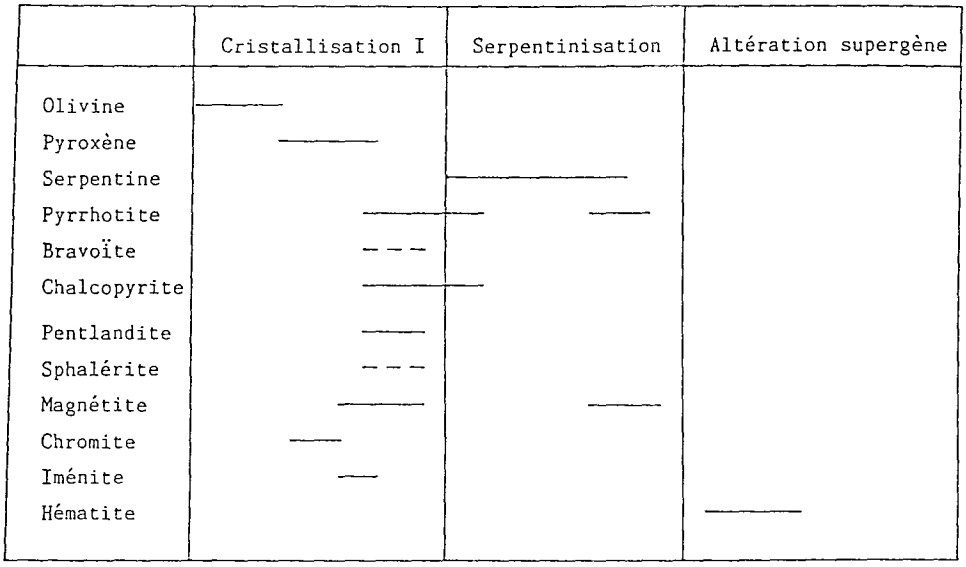


Figure 7 – Succession minéralogique.

– pyrrhotite, soit en remplacement des cristaux d'olivine, soit en larges plages poecilitiques, c'est-à-dire en position intercumulus comme les pyroxènes, soit en masses arrondies associées à la chalcopyrite ;
– chalcopyrite qui a le même habitus que la pyrrhotite ;
– pentlandite, surtout développée dans la pyrrhotite, soit en flammèches, soit au contact des cristaux de chalcopyrite ;
– bravoïte qui a le même habitus que la pentlandite ;
– blende, apparemment contemporaine de la chalcopyrite et de la pyrrhotite ;
– spinelle, souvent en cristaux zonés (photo 4), le coeur plus foncé chromifère étant entouré de magnétite, subautomorphes ou en larges plages.

Le rapport Ni/Cu des indices explorés par les compagnies minières varie, dans le domaine étudié, de 0,44 à 1,49 (travaux statutaires – MERQ), chiffres particulièrement bas pour ce type de gîte sulfuré dont les faibles valeurs Ni/Cu sont en général de 1 à 4 (BESSON, 1979). Cela peut sans doute être corrélé à la relativement grande abondance des liquides de composition basique par rapport aux cumulats ultramafiques.

2.4. Caractères généraux du magmatisme

Les analyses chimiques (éléments majeurs) des roches magmatiques de la zone étudiée sont rassemblées dans le tableau 2.

	A : n = 6		B : n = 22		C : n = 14		D : n = 20	
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
SiO_2	49.66	1.1	49.15	1.3	47.11	1.1	44.43	1.2
Al_2O_3	13.80	0.6	13.49	1.3	9.11	1.3	5.56	2.3
Fe_2O_3	2.25	0.3	1.92	0.6	1.56	0.9	5.84	2.3
FeO	8.79	1.2	8.56	1.7	11.47	1.5	8.41	2.1
MnO	0.18	0.02	0.23	0.07	0.26	0.1	0.23	0.05
MgO	8.41	1.7	9.47	2.4	20.67	3.8	30.26	3.9
CaO	10.24	1.4	10.33	1.8	9.07	1.5	3.99	1.8
Na_2O	1.95	0.5	2.05	0.8	0.18	0.3	0.06	0.1
K_2O	0.16	0.2	0.47	0.6	0.05	0.07	0.02	0.02
TiO_2	0.89	0.2	0.78	0.3	0.47	0.1	0.32	0.09
P_2O_5	0.08	0.02	0.07	0.03	0.04	0.01	0.04	0.01
P.F.	2.52	0.6	2.44	1.00	4.92	1.2	8.65	1.68

Tableau 2 – Composition chimique (éléments majeurs) des roches magmatiques de la zone étudiée. Analyse par fluorescence X, Laboratoire de Pétrographie, UPMC, Paris (BERARD, LENOBLE et VASSARD, analystes).

$\bar{X}$: moyenne arithmétique ; n : nombre d'échantillons ; σ : écart-type ; A : basaltes ; B : gabbros ; C : roche à trémolite-actinote ; D : péridotites.
Pour les péridotites et les roches à trémolite-actinote, les teneurs sont ramenées à 100 après élimination de la perte au feu.

2.4.1. Co-magmatisme

L'étude géochimique indique que les basaltes et les roches intrusives (cumulats à olivine-pyroxène et gabbros) sont cogénétiques. Cette conclusion est étayée par des données concordantes. Nous présenterons d'abord celles qui

concernent les éléments majeurs ; d'autres, fournies par les éléments en traces, seront mentionnées dans la partie 3.1.

Les diagrammes Ni-MgO et MgO-CaO-Al_2O_3 (Mc QUEEN, 1981) (fig. 8 et 9) montrent une bonne corrélation conforme à un passage continu entre les basaltes, les gabbros et les péridotites ; de plus, le regroupement des basaltes avec les gabbros traduit leur similitude chimique.

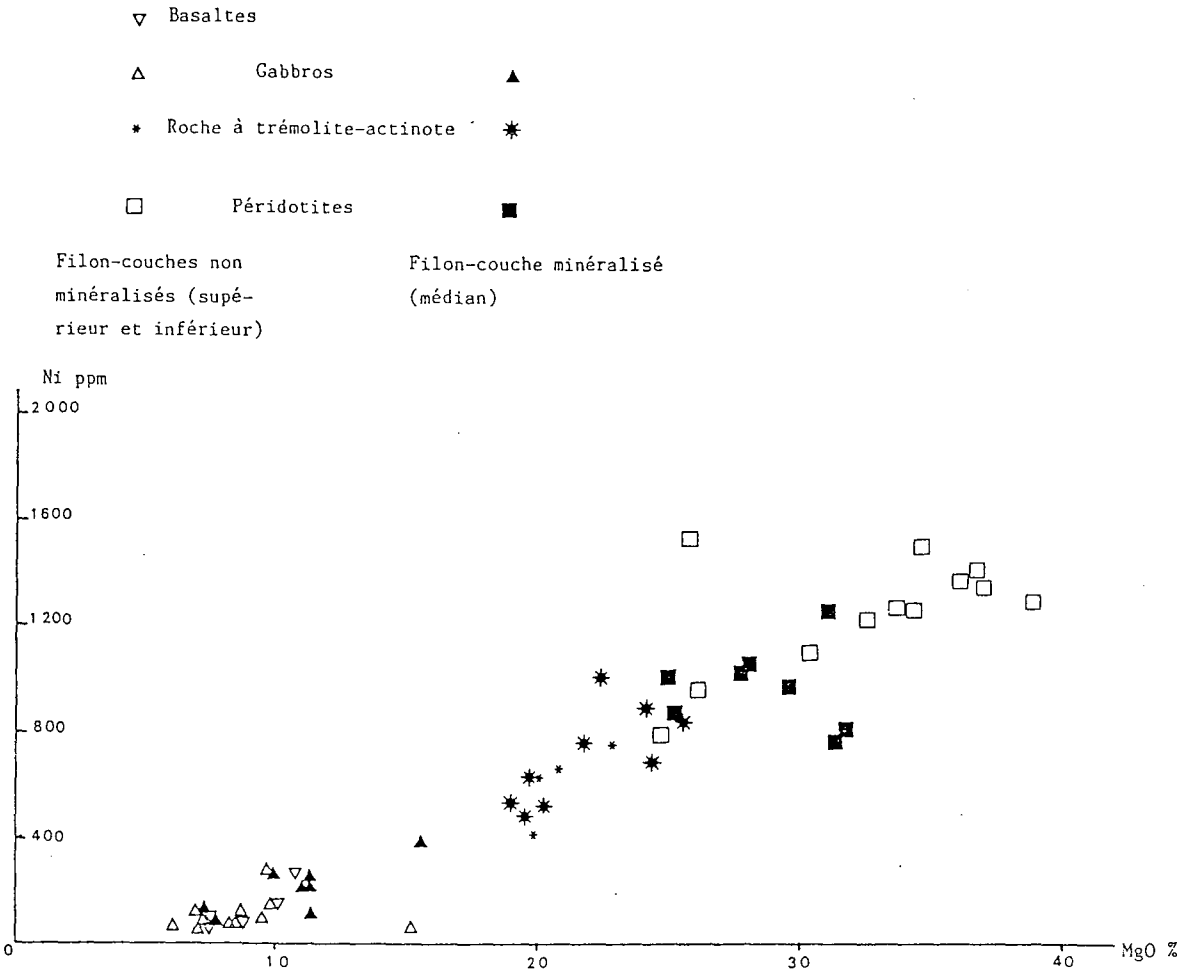


Figure 8 – Diagramme Ni-MgO (Mc QUEEN, 1981).

Le diagramme Ni-MgO (fig. 8) montre également que les péridotites et les gabbros du filon-couche médian (minéralisé) ne peuvent être séparés des péridotites et gabbros des deux autres filons-couches (non minéralisés). Cette observation est conforme à l'hypothèse de Mc QUEEN (1981), selon laquelle les liquides sulfurés se seraient démixés en profondeur avant la mise en place du magma. Les raisons de la localisation préférentielle des sulfures dans le filon-couche médian seront évoquées dans la partie 4.

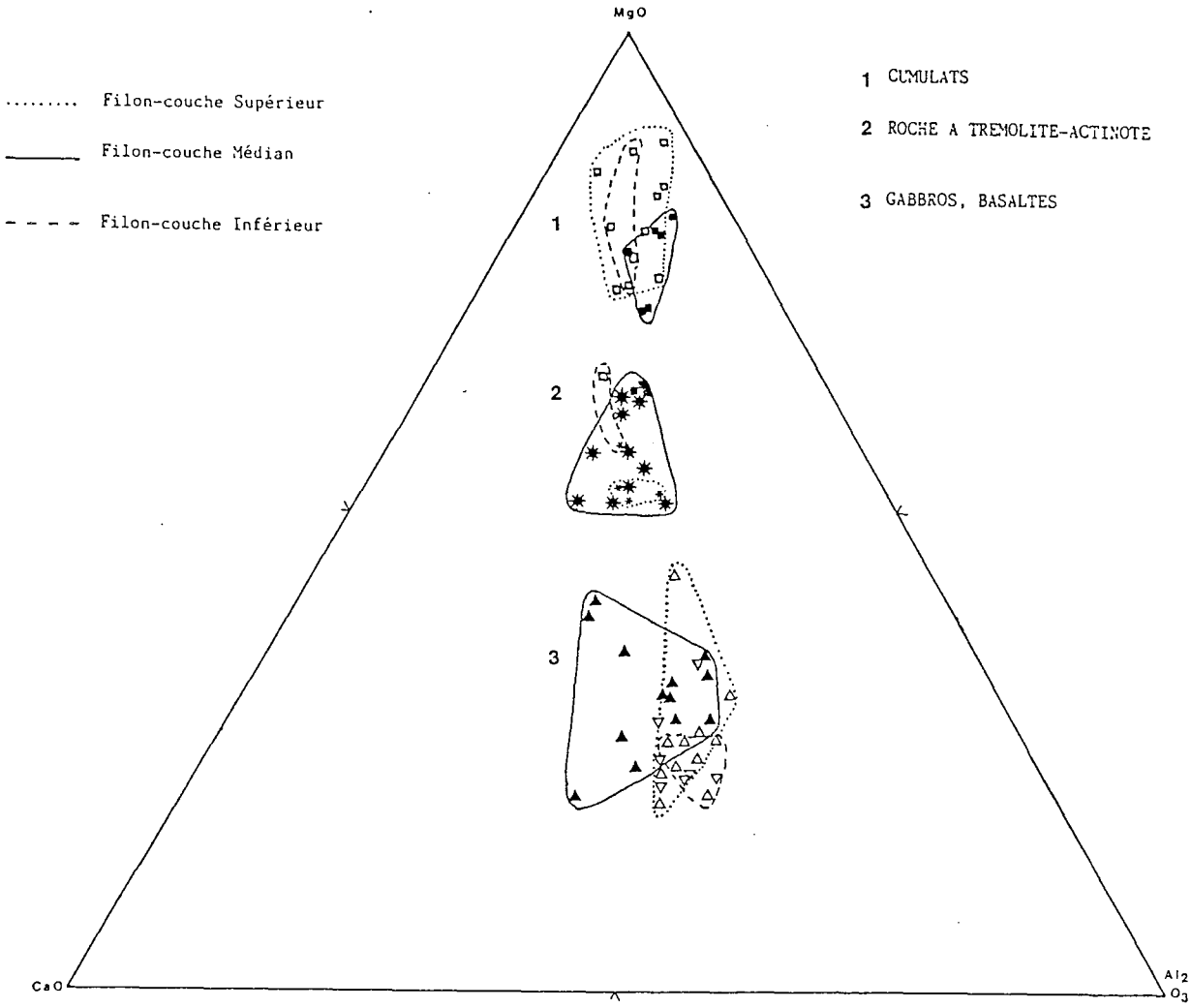


Figure 9 – Diagramme MgO-CaO-Al_2O_3 (légende : voir fig. 8).

Dans le diagramme MgO-CaO-Al_2O_3 de NESBITT (1971) (fig. 9), les roches du filon-couche médian (minéralisé) montrent une variation des péridotites aux gabbros correspondant uniquement à une diminution de la proportion de MgO. Pour les deux autres filons-couches, la même variation lithologique se traduit également par une augmentation de la proportion de Al_2O_3. Cela peut être interprété comme une différenciation contrôlée uniquement par la cristallisation de l'olivine dans le filon-couche médian, par la cristallisation de l'olivine et du clinopyroxène dans les deux autres filons-couches.

Dans cet ensemble magmatique, les basaltes et certains gabbros représentent les liquides, tandis que les roches ultramafiques représentent un mélange de liquide interstitiel et de cristaux cumulatifs. Cela peut être quantifié par l'indice de solidification (S.I. = MgO x 100/MgO+FeO+Fe_2O_3+Na_2O+K_2O) défini par KUNO (1967).

L'indice de solidification de nos roches est le suivant :

- cumulats d'olivine ..... : 63 < S.I. < 79
- roche à trémolite-actinote : 58 < S.I. < 71
- gabbros ..... : 25 < S.I. < 60
- basaltes ..... : 30 < S.I. < 40

Selon KUNO (1967), les basaltes indifférenciés ont des valeurs de S.I. comprises entre 35 et 40, ce qui correspond aux basaltes et à certains gabbros de la fosse. Les valeurs de S.I. > 40 sont dues à une accumulation de cristaux d'olivine ; de telles valeurs correspondent à nos cumulats d'olivine, aux roches à trémolite-actinote et à certains gabbros.

2.4.2. Lignée magmatique

Nous avons caractérisé la lignée magmatique à l'aide de diagrammes utilisant des éléments majeurs stables dans les transformations métamorphiques, par exemple les diagrammes de FLOYD et WINCHESTER (1975) et de JENSEN (1976). Les basaltes et les gabbros sont localisés dans le secteur des tholéiites sur ces deux diagrammes (fig. 10 et 11).

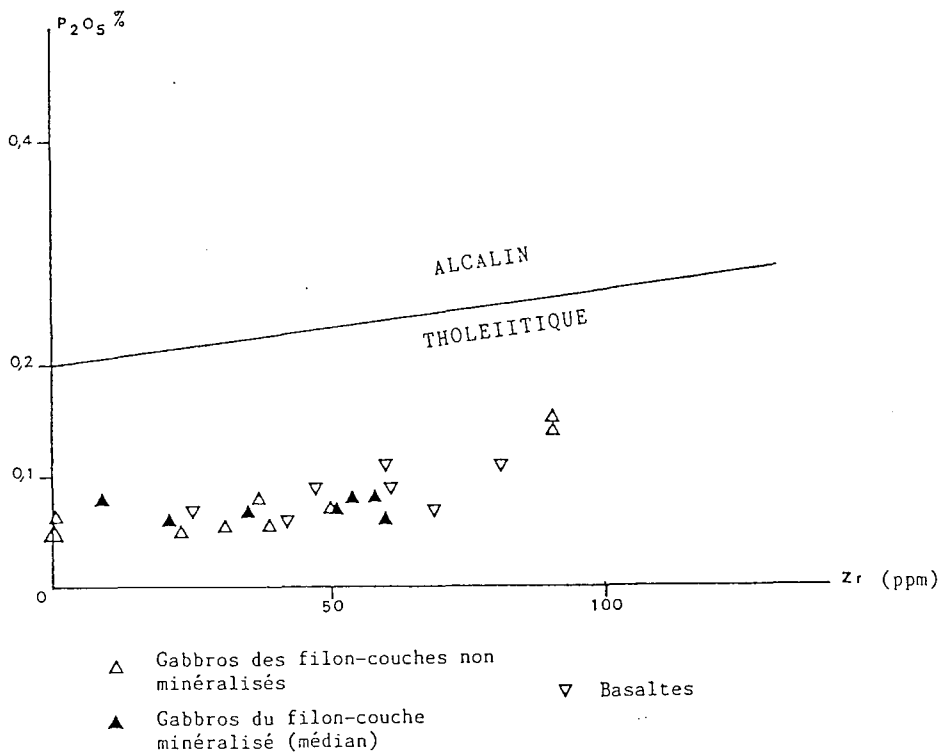


Figure 10 – Diagramme P_2O_5-Zr (FLOYD et WINCHESTER, 1975).

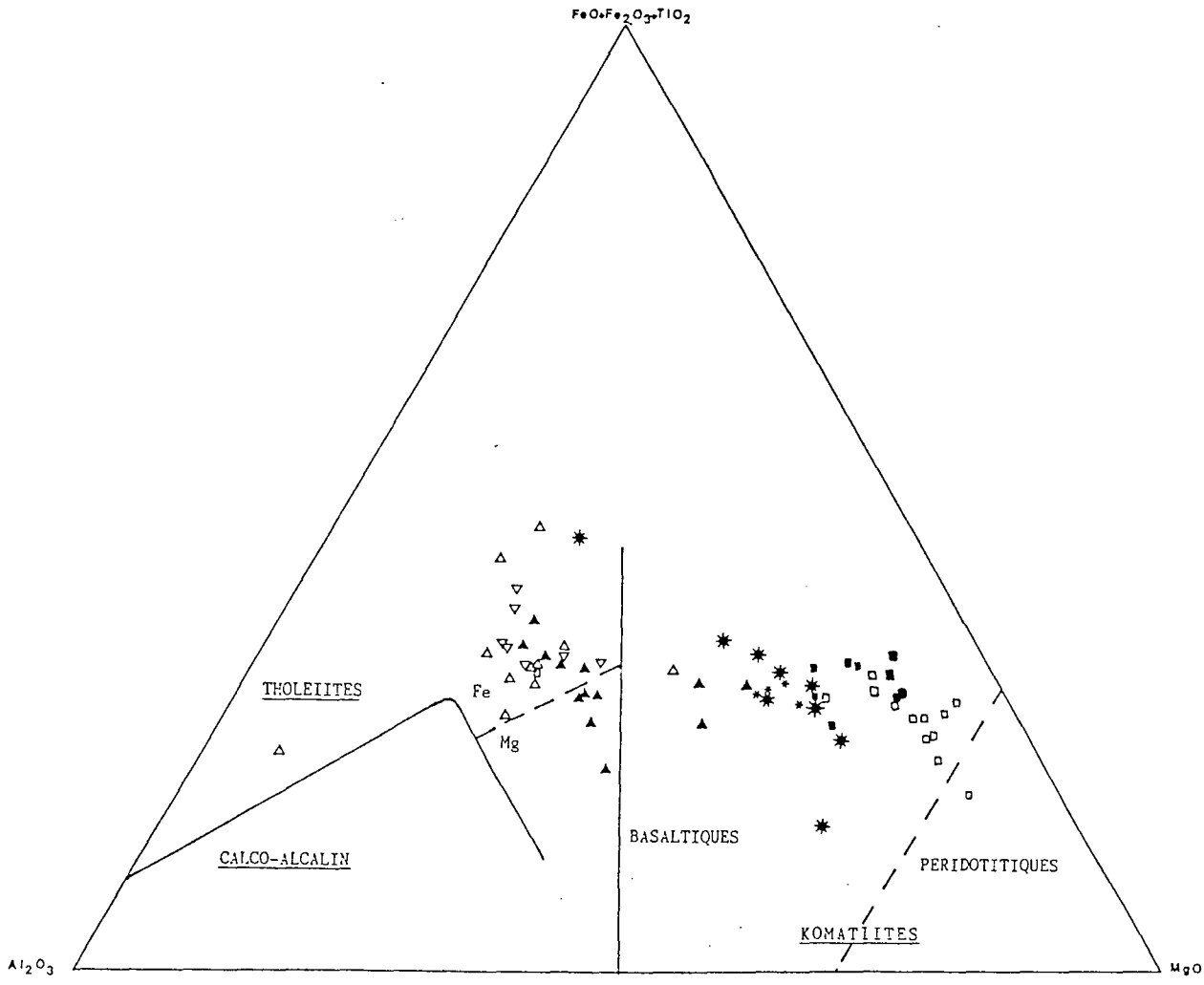


Figure 11 – Diagramme Al_2O_3-($FeO+Fe_2O_3+TiO_2$)-MgO (JENSEN, 1976).
(Légende, voir fig. 8. Fe : basalte tholéiitique riche en fer ; Mg : basalte tholéiitique riche en magnésium).

Deux observations amènent cependant à poser la question de l'existence d'une lignée komatiitique dans la fosse du Labrador :

1/ dans le diagramme de JENSEN (fig. 11), les cumulats se placent dans le champ des "komatiites basaltiques" ;

- 2/ les textures en "pattes d'oiseau" et de crescumulat peuvent évoquer la texture spinifex fréquente dans les komatiites archéennes. ARNDT et NISBET (1982) définissent les komatiites comme des roches volcaniques de composition ultramafique (> 18 % MgO, ramené à 100 après élimination de la perte au feu), dont l'origine extrusive est attestée par leurs textures ou structures. Les roches de la fosse, riches en MgO et/ou à texture de crescumulat ne correspondent donc pas à cette définition, à cause de leur nature intrusive.

Notre conclusion rejoint donc celle de HYNES et FRANCIS (1982), qui considèrent les "basaltes komatiitiques" de la ceinture du Cap Smith comme des termes riches en Mg d'une série tholéiitique.

3. Géochimie du magmatisme

Les résultats des dosages d'éléments en traces dans les roches magmatiques du secteur étudié sont résumés dans le tableau 3.

	A : n= 10		B : n= 22		B' : n= 3		C : n= 15		D : n= 20		D' : n= 8	
PPM	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ
Sr	85.8	36.2	131	80	162	42	7.7	14	2.05	1.5	2.6	2.1
Rb	3.3	3.8	12.4	19	1.7	0.6	1.5	1.1	1.2	0.5	1.7	1.7
Cu	70.4	20.2	114	124	63	34	65	80	126	140	2930	6020
Ni	105.3	67.8	156	86	124	37	661	242	1175	222	2280	3160
Co	43.1	7.9	47	10	38.3	8.6	87	7.5	114	17	134	67
Cr	300	346	519	451	706	413	1872	332	2900	860	2270	955
Ta	0.19	0.3	0.16	0.08	0.12	0.06	0.07	0.02	0.05	0.03	0.09	0.08
Hf	1.39	0.2	1.14	0.5	0.92	0.5	0.56	0.1	0.35	0.17	0.45	0.22
Sc	42.1	1.4	41.2	3.8	39.9	3.6	30	3.8	18.2	3.8	20.9	4
Th	0.23	0.05	0.19	0.1	0.22	0.07	0.11	0.07	0.07	0.04	0.2	0.1
U	0.08	0.04	0.05	0.04	0.06	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.18	0.26
Zr	48	18	43	26	37	29	14	17	6.5	3.9	10	13
Ba	52	72	115	172	12	10	9	13	5.9	3	< 5	-
Cs	0.16	0.2	0.35	0.28	0.08	0.04	0.13	0.14	0.2	0.1	0.17	0.06
Sb	0.35	0.5	0.43	0.8	0.21	0.1	0.17	0.14	1.5	3.1	0.4	0.4
La	2.6	0.4	2.1	0.9	2	0.5	1.5	0.6	0.6	0.3	1.1	0.6
Ce	6.6	1.1	5.4	2.2	5.1	2.4	3.5	1.9	2.2	1.3	< 1.5	-
Eu	0.7	0.1	0.8	0.4	0.7	0.4	0.3	0.18	0.15	0.07	0.22	0.15
Tb	0.43	0.05	0.36	0.1	0.3	0.1	0.19	0.05	0.11	0.05	0.15	0.04
Sm (1)	1.6	0.2	1.3	0.5	1.1	0.5	0.7	0.2	0.4	0.15	0.6	0.2
Yb (1)	2.2	0.3	1.6	0.6	1.5	0.7	0.9	0.2	0.5	0.2	0.8	0.3

Tableau 3 – Analyse (éléments en traces) des roches magmatiques de la zone étudiée. Sr, Rb et Cu : dosage par fluorescence X, Laboratoire de Géologie Appliquée, UPMC, Paris (MARTIN). Pour tous les autres éléments : dosage par activation neutronique, Laboratoire P. Süe, CEN, Saclay (JORON, précision : $\pm$ 10 % pour Sm et Yb, $\pm$ 5 % pour les autres éléments).

$\bar{X}$: moyenne arithmétique ; n : nombre d'échantillons ; σ : écart-type ; A : basaltes ; B : gabbros non minéralisés ; B' : gabbros minéralisés ; C : roche à trémolite-actinote ; D : péridotites-pyroxénites non minéralisées ; D' : péridotites-pyroxénites minéralisées.

Les méthodes d'étude par la géochimie des éléments en traces des séries volcaniques anciennes comparées au volcanisme présent (TREUIL et JORON, 1975 ; JORON et al., 1976, 1977, 1978, 1980, 1983 ; WOOD et al., 1979 ; CABANIS, 1986) permettent une première identification du magmatisme de la fosse et du processus de différenciation. Une étude plus complète de la géochimie de ce magmatisme fera l'objet d'une publication ultérieure.

3.1. Identification du magmatisme et contexte géotectonique

Ce sont principalement les éléments hygromagmaphiles les plus stables dans les processus d'altération et de métamorphisme qui sont appropriés à la caractérisation de la source mantellique et à la discrimination du site géotectonique. Les différents diagrammes sont fondés sur le comportement géochimique des éléments très hygromagmaphiles (D ~ 0,01) : Th, Ta, La, Ce, et moins hygromagmaphiles (D - 0,1) : Zr, Hf, Ti, terres rares moyennes et lourdes (WOOD et al., 1979 ; JORON et al., 1983).

Le couple Th-Ta permet une discrimination rapide du site géotectonique : la valeur voisine de 1 du rapport Th/Ta (fig. 12) caractérise le volcanisme de la fosse ; elle est comparable à celle des rides médio-océniques en environnement distensif (par ex. l'Atlantique Nord et la Mer Rouge), qui se distingue clairement des séries calco-alcalines et des tholéiites d'arcs (Japon), dans lesquelles ce rapport est beaucoup plus élevé, souvent supérieur à 10 ou même 20 (JORON et TREUIL, 1977 ; JORON et al., 1983). Le site géotectonique distensif présente toutefois une différence par rapport aux rides médio-océaniques, puisque nos laves se sont mises en place sur une croûte continentale amincie.

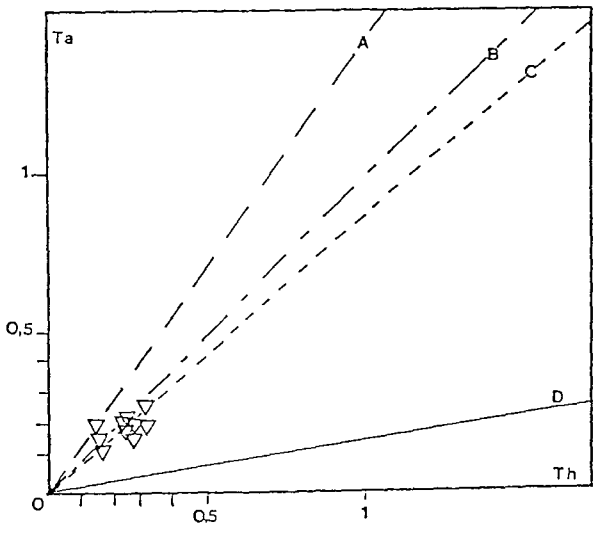


Figure 12 – Diagramme Ta-Th : discrimination du site géotectonique (JORON et al., 1983). ▽ Basaltes de la Fosse du Labrador
A : Atlantique 22°N, Legs 45-46 ; B : Famous ; C : Mer Rouge ; D : Japon.

La bonne corrélation positive entre deux éléments très hygromagmaphiles (La/Ta – fig. 13) souligne le cogénétisme entre le basalte et les roches intrusives de la fosse, et montre une seule tendance évolutive (rapport La/Ta = 13,7) ; cela traduirait l'homogénéité de la source mantellique dont provient cet ensemble magmatique (JORON et al., 1983).

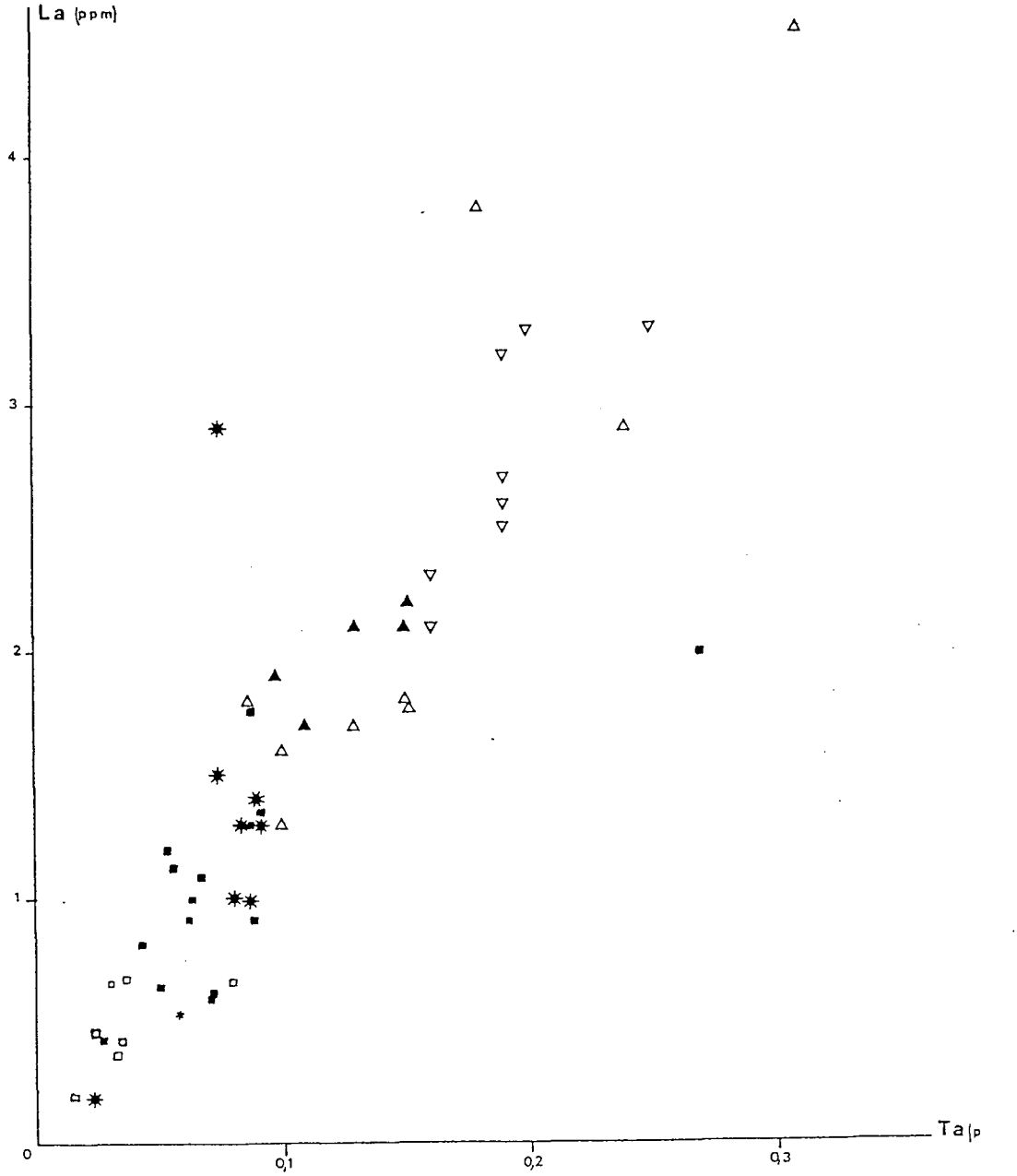


Figure 13 – Diagramme La-Ta : corrélation linéaire (légende : voir fig. 8).

Les éléments hygromagmaphiles permettent enfin d'affiner la comparaison avec les basaltes océaniques (MORB). Sur le diagramme triangulaire Th-Hf/3-Ta (fig. 14), les basaltes de la fosse du Labrador se placent en partie dans le champ des MORB de type E, souvent enrichis ou parfois appauvris en éléments hygromagma-

philes par rapport aux MORB-N de composition chondritique normale, et en partie dans un domaine transitionnel entre les types E et N.

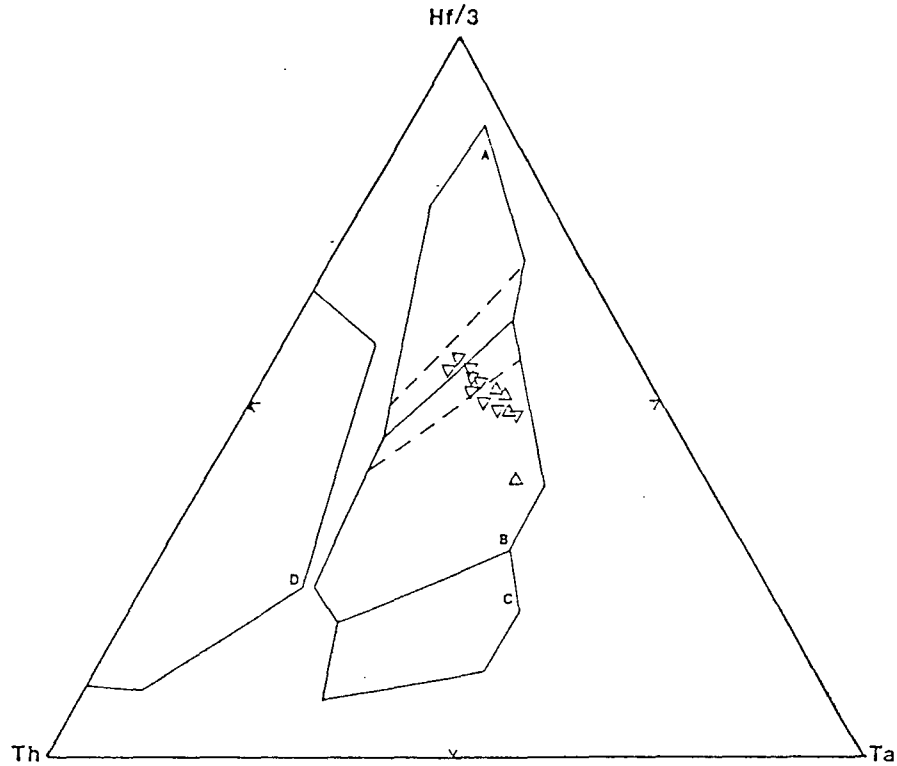


Figure 14 – Diagramme Th-Hf/3-Ta : position des basaltes de la fosse du Labrador par rapport aux champs des différents sites géotectoniques.
A : MORB N ; B : MORB E (les lignes discontinues limitent la zone transitionnelle entre les champs A et B) ; C : basaltes intra-plaques ; D : série magmatique de marges actives (d'après WOOD et al., 1979).

Différents rapports entre éléments hygromagmaphiles, susceptibles d'établir une discrimination du site géotectonique (tab. 4), situent également les basaltes de la fosse en position intermédiaire entre les MORB de types N et E. Les limites entre ces deux types ne seraient d'ailleurs pas tranchées, et il y aurait toutes les gradations de l'un à l'autre (WOOD et al., 1979).

Les différents termes magmatiques de la fosse montrent des spectres de terres rares semblables entre eux, très peu fractionnés, avec un appauvrissement progressif de l'ensemble des terres rares depuis les basaltes jusqu'aux cumulats à olivine (fig. 15). Cette évolution progressive est un indice supplémentaire en faveur de la liaison cogénétique entre le basalte et les roches intrusives. Le spectre du gabbro est presque identique à celui du basalte, excepté une légère anomalie positive en europium liée à une plus grande abondance du plagioclase dans cette roche.

	Arcs insulaires et Intra-plaques	MORB-N	MORB - E	MORB (1) "intermédiaire"	Fosse du (2) Labrador
Rb/Sr		< 0,01	~ 0,04	0,02	< 0,04 (3)
Hf/Ta	< 2	> 7	< 7- >2	6,8	7,26
La/Ta		~ 15	~10	10,8	13,7
Th/U		~ 2	~ 4		3

Tableau 4 – Eléments hygromagmaphiles : rapports discriminants pour la classification des basaltes de fonds océaniques.

(1) : type E appauvri passant progressivement au type N, exemple de la ride de Reykjanes (WOOD et al., 1979), Leg 49, moyenne des forages 409-1 et 409-2 ; (2) : basaltes moyennes de 10 échantillons ; (3) moyenne de trois valeurs ; pour les autres échantillons, la teneur en Rb est inférieure au seuil de détection (2 ppm).

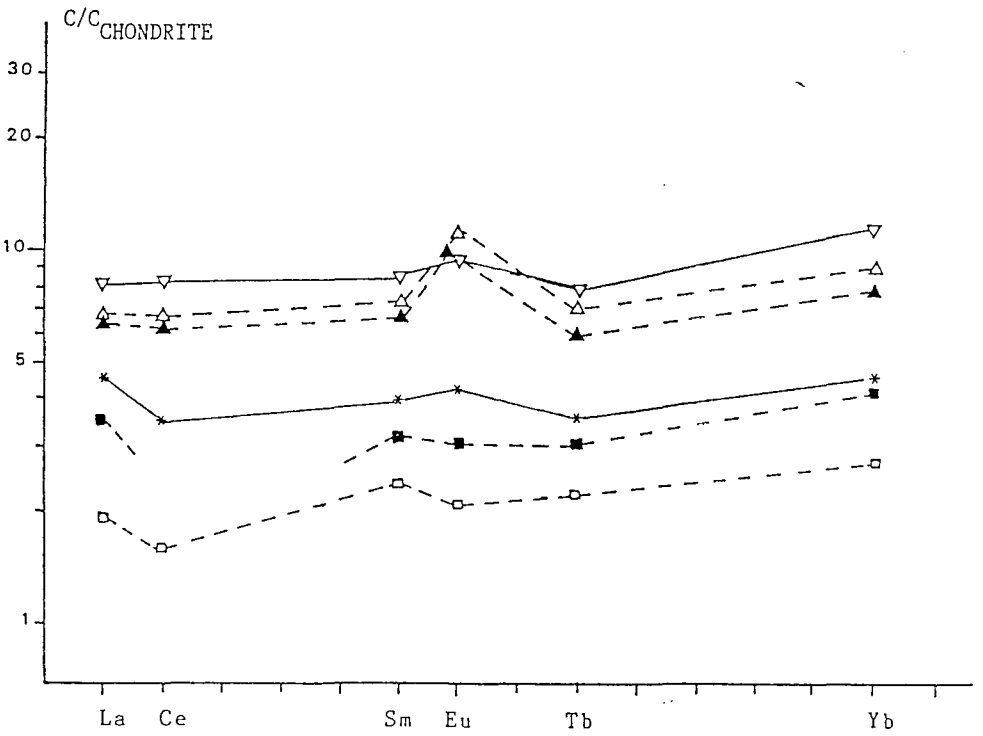


Figure 15 – Spectres de terres rares normalisées aux chondrites : teneurs moyennes des différents faciès magmatiques de la fosse (légende : voir fig. 8).

Les spectres de normalisation au MORB (fig. 16) montrent que les basaltes et les gabbros ont une signature géochimique comparable. Cette similitude complète l'ensemble des données compatibles avec l'hypothèse du cogénétisme.

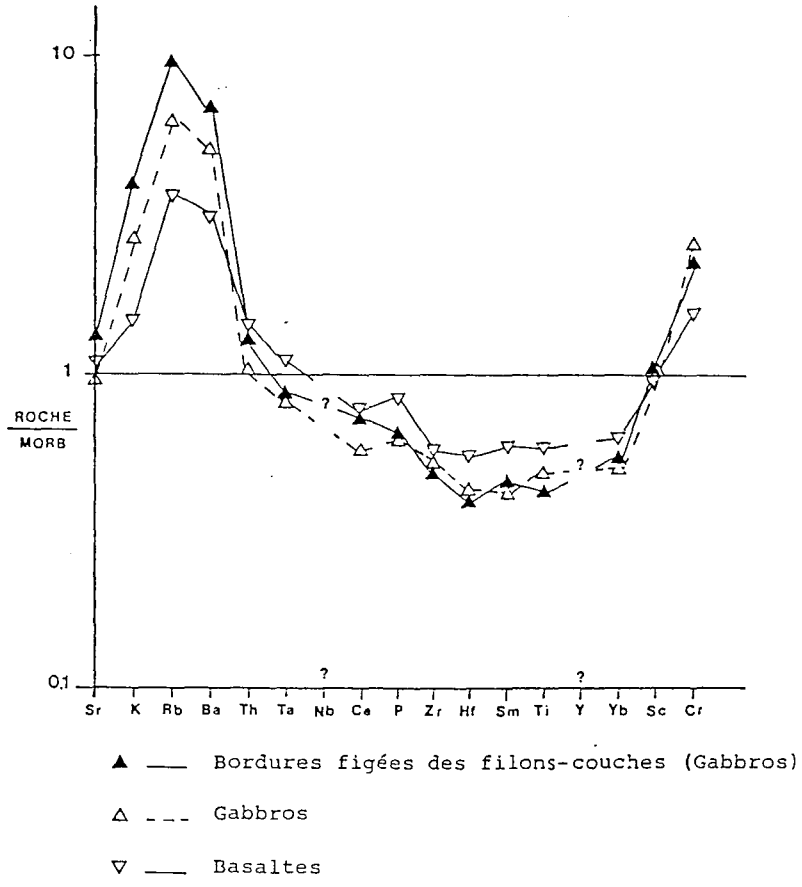


Figure 16 – Spectres de normalisation au MORB. Les valeurs de normalisation sont celles de PEARCE (1982).

Les spectres de terres rares des basaltes de la fosse sont comparables à ceux de tholéiites abyssales de caractère chondritique, comme par exemple les basaltes de la zone Famous dans l'Atlantique Nord (fig. 17a). La comparaison avec la structure Mer Rouge-Afar-Golfe d'Aden (fig. 17b) montre toutefois que les spectres plats des basaltes de la fosse diffèrent de ceux du volcanisme chondritique le plus primitif (Assal) enrichis en terres rares légères. Ils sont très proches de ceux du volcanisme du Golfe de Tadjoura, émis à un stade déjà un peu plus évolué de l'ouverture, sans toutefois atteindre le profil très appauvri en terres rares légères du volcanisme le plus récent de type Mer Rouge (JORON et al., 1980).

Les spectres de terres rares des basaltes du Cap Smith (FRANCIS et al., 1981) sont comparables à ceux de la fosse du Labrador (fig. 17a), avec toutefois une tendance à l'appauvrissemnt en terres rares légères (La/Sm : $\bar{X}$ = 0,75).

Le comportement des éléments fortement hygromagmaphiles permet de poursuivre la comparaison avec le volcanisme récent de deux régions particulièrement étudiées et montrant une évolution magmatique semblable : l'Atlantique Nord et la zone Mer Rouge-Afar-Golfe de Tadjoura (JORON et al., 1980 ; 1983). De faibles

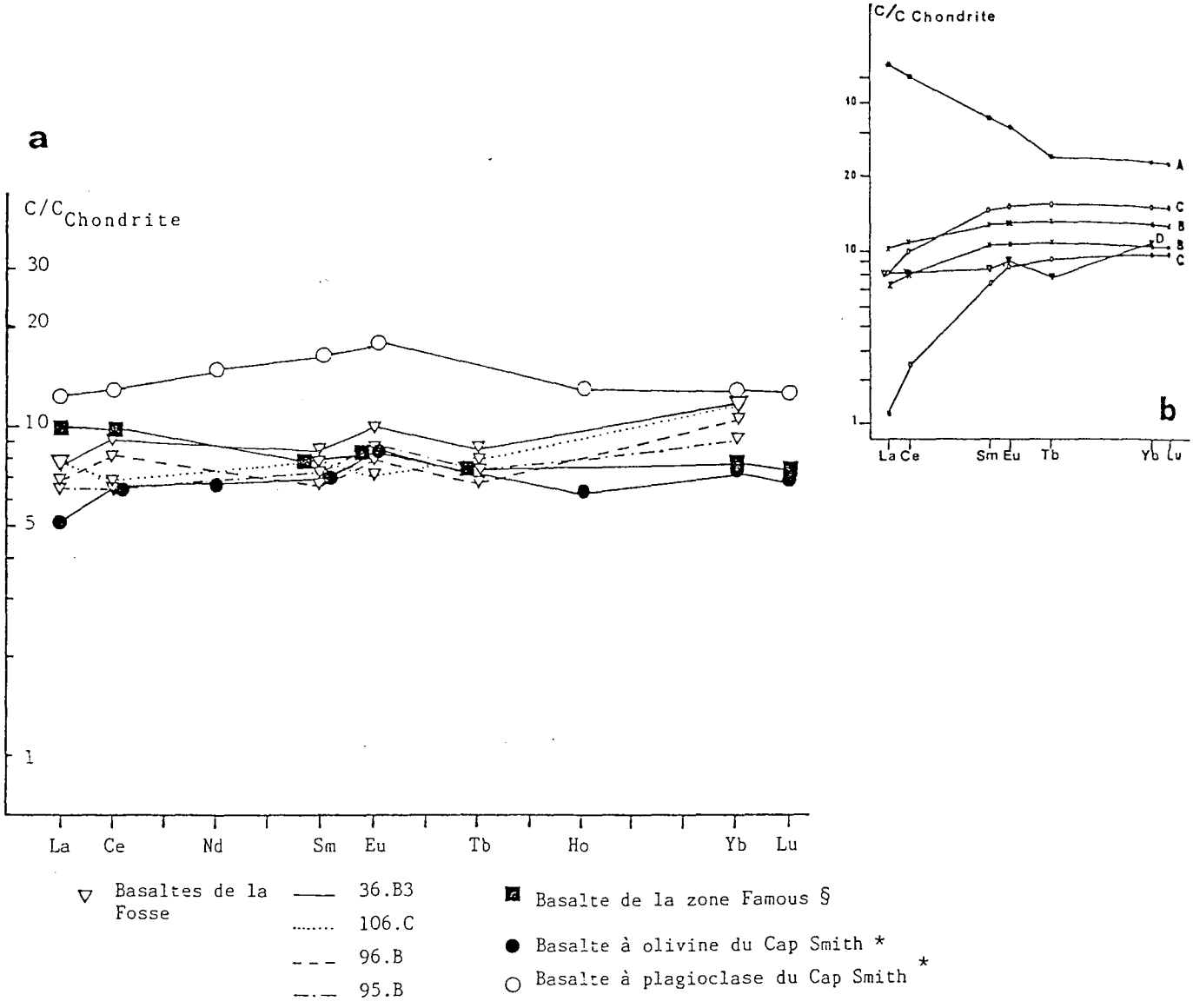


Figure 17 – Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des basaltes de la fosse du Labrador, comparés à ceux des séries volcaniques récentes de l'Atlantique Nord (a) et de la Mer Rouge-Afar-Golfe d'Aden (b).
Figure 17a – d'après JORON et al., 1976 (*d'après FRANCIS et al., 1981).
Figure 17b – A : Assal ; B : Golfe d'Aden, Tadjoura ; C : Mer Rouge ; D : basaltes de la fosse (A, B, C : d'après JORON et al., 1983).

concentrations en éléments fortement hygromagmaphiles, par rapport aux chondrites, sont enregistrées dans les basaltes de la fosse du Labrador (Ta : $\bar{X}$ = 0,19 ppm ; Th : $\bar{X}$ = 0,24 ppm), comme dans les basaltes du Golfe de Tadjoura (Ta : $\bar{X}$ = 0,44 ppm ; Th : $\bar{X}$ = 0,31 ppm, d'après JORON et al., 1980 ; tab. 2). Sur le diagramme Th/Ta = F(Th/Hf) (fig. 18), les basaltes de la fosse du Labrador se situent en même position que les tholéiites appauvries en éléments fortement hygromagmaphiles (Golfe de Tadjoura, Famous, Leg 49-409), et non avec le volcanisme le plus primitif (Assal, Famous, Leg 49-412).

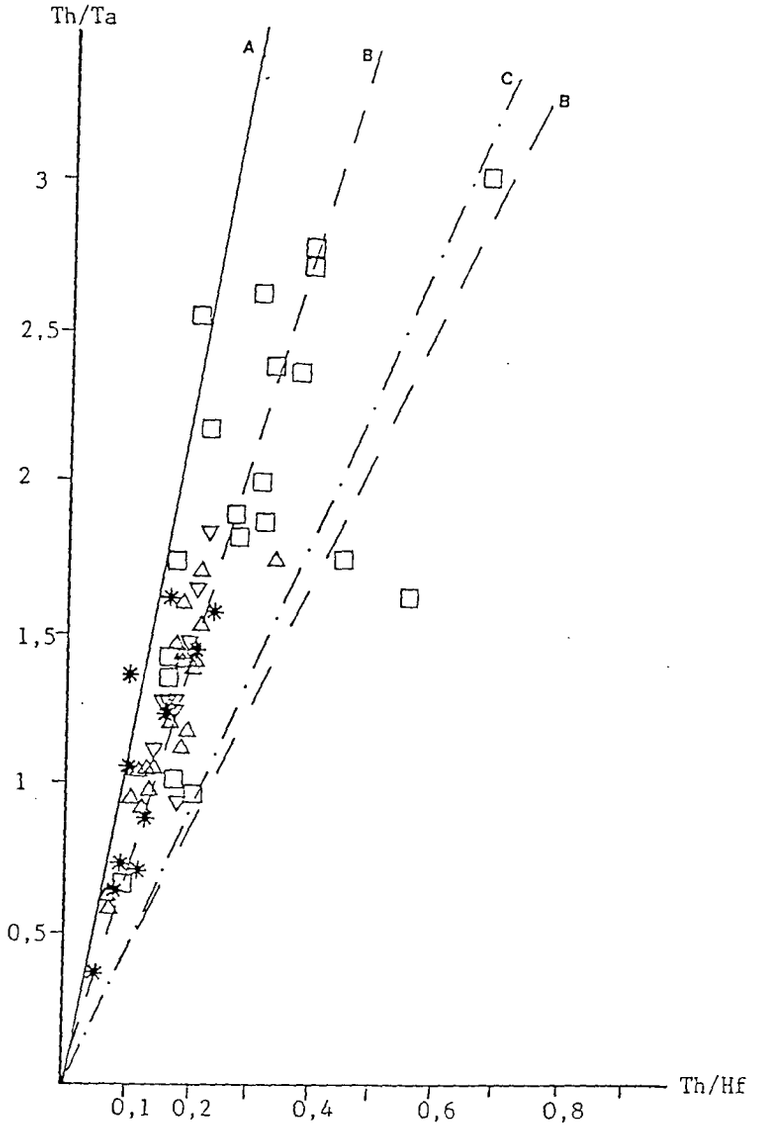


Figure 18 – Diagramme Th/Ta-Th/Hf (d'après JORON et al., 1983).

A : Mer Rouge ; B : Golfe d'Aden, Tadjoura ; C : Atlantique Nord, Leg 49-409 (légende : voir fig. 8, les faciès minéralisés ne sont pas différenciés des non minéralisés).

3.2. Modalités de la différenciation magmatique

Le comportement des éléments hygromagmaphiles et des éléments de transition 3d fournit des critères d'identification du processus de différenciation magmatique (TREUIL et JORON, 1975 ; TREUIL et al., 1979). La forte décroissance des éléments de transition alliée à l'enrichissement des éléments hygromagmaphiles dans le liquide, et les corrélations linéaires passant par l'origine sur les diagrammes associant deux à deux les éléments hygromagmaphiles, caractérisent le processus de cristallisation fractionnée. Les roches magmatiques de la fosse du Labrador étudiées ici répondent à ces critères, comme le montrent par exemple les diagrammes Cr-Th (fig. 19) et La-Ta (fig. 13). Sur la figure 19, les fortes teneurs en Cr dans les péridotites et roche à trémolite-actinote traduisent un phénomène d'accumulation des spinelles, alors que la décroissance rapide du chrome observée pour l'ensemble "gabbros-basaltes" résulte de leur cristallisation. Les faibles concentrations des éléments hygromagmaphiles dans les échantillons analysés indiquent un processus de cristallisation fractionnée peu poussé, peut-être à cause d'une montée relativement rapide du magma.

Le processus de cristallisation fractionnée a joué en deux temps : le premier au niveau des chambres magmatiques et pendant la montée, le second lors de la mise en place et du refroidissement des filons-couches. Le premier temps se traduit principalement par la séparation entre les liquides qui donnent les épanchements basaltiques et le mélange phase cumulative-liquide qui se met en place ensuite sous forme intrusive (filons-couches). A l'échelle de l'ensemble de la fosse, la nature de ces intrusions n'est pas uniforme : dans la partie centrale, des filons-couches ultramafiques (dont ceux sur lesquels porte cette étude) accompagnent les filons-couches gabbroïques, alors que plus au Nord ce sont essentiellement des filons-couches de gabbros et de gabbros glomérophyriques, les faciès ultramafiques étant plus rares. A l'échelle d'un filon-couche, la concentration des termes cumulatifs vers le centre et des liquides à composition de gabbro vers les parois (effet Bagnold) implique que la cristallisation fractionnée ait débuté au niveau des chambres magmatiques, avant la mise en place. De même, la composition déjà assez évoluée (Fo_{80}) des olivines dans les cumulats implique un fractionnement au cours de la montée du magma.

Mais l'organisation interne des filons-couches indique que la mise en place s'est faite sous forme en partie liquide, même pour le matériel cumulatif, et que la cristallisation fractionnée a continué à jouer in situ au cours du refroidissement.

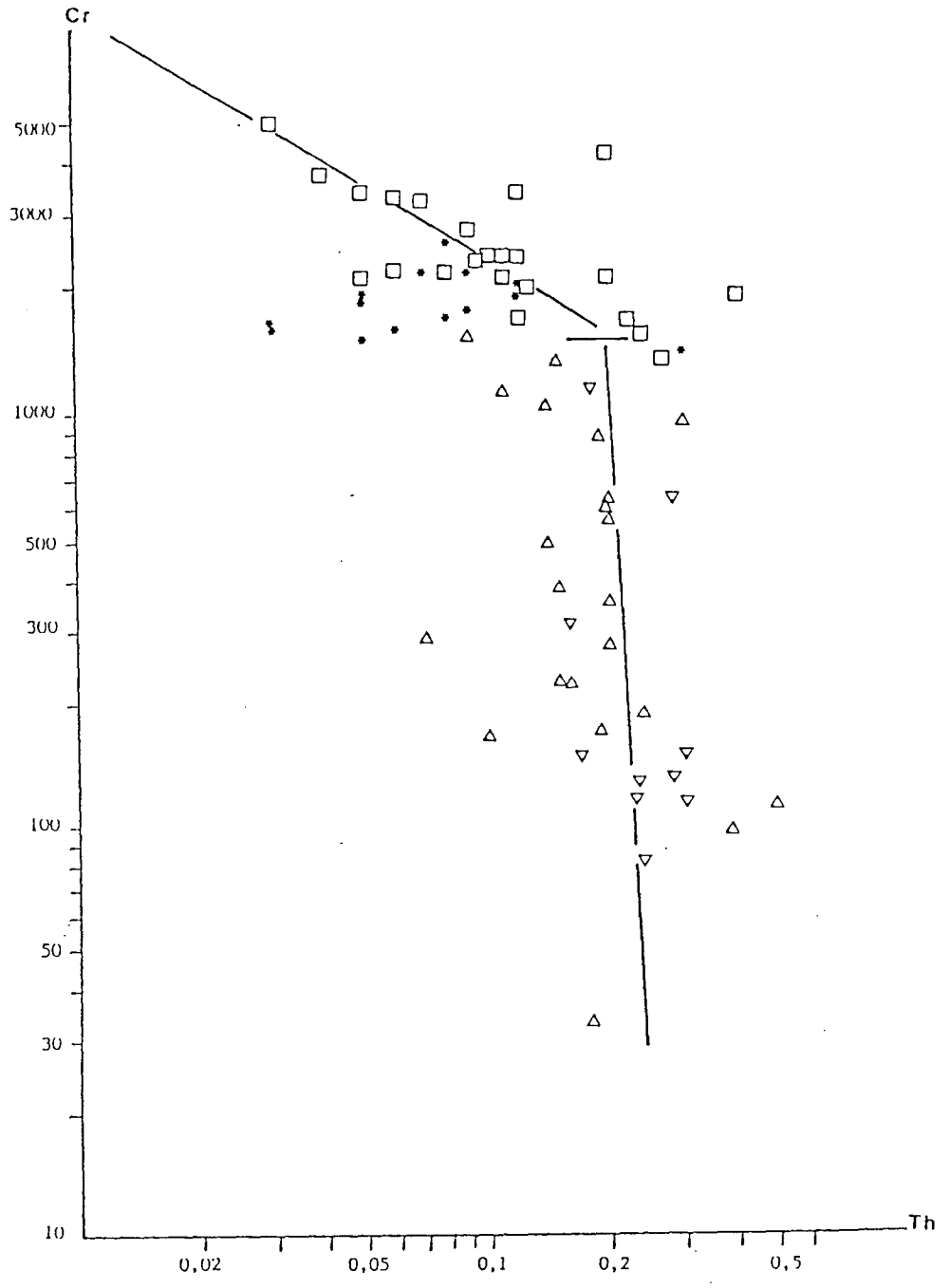


Figure 19 – Diagramme Log Cr - Log Th (légende : voir fig. 8, les faciès minéralisés ne sont pas différenciés des non minéralisés).

4. Relations entre magmatisme et minéralisations

4.1. Particularités du filon-couche médian

La différence la plus nette entre le filon-couche médian et les filons-couches inférieur et supérieur est d'ordre minéralogique : la différenciation du cumulat minéralisé est contrôlée uniquement par la cristallisation de l'olivine

et l'intervention du clinopyroxène est négligeable (fig. 9). En effet le champ des gabbros du filon-couche médian est aligné verticalement sur le pôle MgO, c'est-à-dire que la différenciation est principalement contrôlée par la cristallisation de l'olivine, sans intervention importante des autres minéraux (ferromagnésiens (clinopyroxène et amphiboles). Cela peut traduire un caractère plus ultramafique et moins différencié du filon-couche médian. Pour les deux autres filons-couches le décalage du champ des gabbros vers le pôle Al_2O_3 correspond à la cristallisation de clinopyroxène et d'olivine. Les teneurs en MgO sont toutefois plus basses dans le filon-couche médian que dans les deux autres (fig. 9), ce qui paraît contradictoire avec son caractère moins différencié. Une explication peut être recherchée dans la serpentinisation intense qui caractérise les zones minéralisées, et dont peut résulter une perte de MgO.

Au point de vue géochimique (tab. 5), les différences les plus sensibles portent sur les concentrations de Na_2O et Cr dans les péridotites, de FeO et du rapport FeO/MgO dans les gabbros, toutes plus faibles dans le filon-couche médian que dans les deux autres.

	PERIDOTITE			R.A TREMOLITE-ACTINOTE			GABBRO		
	F.-C. Sup.	F.-C. Médian.	F.-C. Inf.	F.-C. Sup.	F.-C. Médian.	F.-C. Inf.	F.-C. Sup.	F.-C. Médian.	F.-C. Inf.
Na_2O %	0.89	0.49	0.66	0.44	0.50	0.63	3.2	2.14	2.38
Cr ppm	2491	2293	3873	2125	1776	1690	200.5	971	422
FeO %	7.92	10.11	6.82	10.89	11.69	11.04	10.56	8.40	8.91
FeO/MgO	0.32	0.36	0.20	0.47	0.64	0.40	1.43	0.76	0.94

Tableau 5 – Particularités géochimiques du filon-couche supérieur.
F.-C. : filon-couche ; Inf. : inférieur ; Sup. : supérieur ; = valeurs caractéristiques.

Cela peut s'expliquer par le fait que les faibles teneurs en Na_2O et en FeO diminuent la solubilité du soufre dans le magma, et favorisent la cristallisation des sulfures, alors que la cristallisation en abondance du spinelle chromifère bloque la formation des mattes sulfurées (HAUGHTON et al., 1974 ; BESSON et al., 1979).

4.2. Schéma d'évolution

Les concentrations de Cu-Ni sulfurées étroitement liées au filon-couche médian résultent d'une évolution en trois étapes principales : deux étapes de différenciation (cf. 3.2.), puis d'éventuelles remobilisations liées à des facteurs structuraux.

4.2.1. Différenciation antérieure à la mise en place du magmatisme

Une partie du nickel s'incorpore dans les cristaux, principalement l'olivine, et il y a probablement aussi démixtion de gouttelettes sulfurées piégées dans ces cumulats, comme le suggèrent les valeurs similaires du rapport Ni/MgO dans les faciès minéralisés et stériles (fig. 8). Le filon-couche médian à caractère plus ultramafique que les deux autres, représente sans doute un cumulat précoce qui a pu concentrer une partie importante du stock métal initial. Il est également possible d'envisager, à titre d'hypothèse, que sa montée plus rapide lui ait permis de conserver une proportion plus importante du soufre incorporé dans le magma.

4.2.2. Différenciation lors de la mise en place et du refroidissement

Lors de leur mise en place, les filons-couches renfermaient une importante proportion de liquide, même dans les parties cumulative les plus ultramafiques. La cristallisation fractionnée a donc continué à jouer in situ, lors du refroidissement. L'ordre de cristallisation des minéraux conditionne certaines structures, par exemple les pyroxènes poecilitiques englobant des cristaux d'olivine et de spinelle. Les sulfures ont pu s'individualiser sous forme de gouttelettes piégées entre les cristaux de silicates, et les structures observées (par ex. pyrrhotite poecilitique englobant des cristaux de pyroxène) montrent que leur cristallisation a couvert une large période. La mise en place des filons-couches à relativement faible profondeur vers la base de la série basaltique sous-marine permet de supposer que l'altération océanique a pu jouer un rôle important dans le processus de serpentinisation et de libération des métaux préalablement incorporés dans l'olivine.

4.3.2. Remobilisations post-mise en place

Au cours de l'orogenèse hudsonienne, le plissement et le métamorphisme puis les fracturations ont pu entraîner des modifications plus ou moins importantes des corps minéralisés.

Les indices Berry et lac Bleu se situent dans des charnières anticlinales, et on note alors un épaississement de la zone minéralisée.

Les remobilisations de sulfures dans des plans de foliation et de schistosité sont rares dans les indices intramagmatiques étudiés, mais parfois bien marquées dans les ardoises minéralisées au contact des filons-couches, où elles affectent à la fois la chalcopyrite et la pyrrhotite.

Des remobilisations d'allure filonienne, négligeables dans le domaine étudié, peuvent se développer dans des zones très tectonisées : c'est par exemple le cas des veines cuprifères de l'indice Aulneau, 240 kilomètres au N-NW de notre secteur (FOURNIER, 1983).

5. Conclusions

Nous insisterons sur deux aspects de cette étude : d'abord sur ses implications métallogéniques, et ensuite sur les informations fournies par la géochimie du magmatisme.

5.1. Implications métallogéniques

Cette étude a permis de dégager certains métallotectes :

. Métallotecte lithostratigraphique : le filon-couche médian contrôle sept des huit indices étudiés.

. Métallotectes lithologiques : la minéralisation est localisée dans les cumulats riches en olivine, à clinopyroxène absent ou rare, et très fortement serpentinisés.

. Métallotectes géochimiques : le filon-couche médian minéralisé est caractérisé par de faibles teneurs en Cr (2000 ppm) et en Na_2O (0,5 %) dans les péridotites et de faibles teneurs en FeO dans les gabbros.

. Métallotectes structuraux :

- tous les indices étudiés se trouvent dans des flancs normaux de plis de la phase principale, ce qui pourrait résulter d'un amincissement et d'un écaillage des flancs inverses ;
- il y a épaississement de la minéralisation dans les charnières de plis ;
- des remobilisations d'allure filonienne peuvent être à l'origine de concentrations importantes.

Mais l'efficacité de ces métallotectes semble faible, car de nombreuses petites concentrations jalonnent les trois filons-couches, même en dehors des zones renfermant les indices les plus importants. Pour aboutir à de fortes concentrations d'intérêt économique possible, il faudrait une conjonction exceptionnelle des différents métallotectes, et en particulier des remobilisations de type filonien.

5.2. Identification et géochimie du magmatisme

Le volcanisme de la fosse du Labrador étudié ici présente les caractères de tholéiites océaniques mises en place dans un site distensif. Sa composition est intermédiaire entre les MORB normaux (type N) et les MORB appauvris de type E : léger appauvrissement en terres rares légères (spectres plats), faibles concentrations des éléments très hygromagmaphiles.

La cristallisation fractionnée a commencé à jouer au niveau des chambres magmatiques et pendant la montée du magma, et c'est au cours de ce premier processus qu'une grande partie du stock métal initial a pu se concentrer dans les cumulats les plus ultramafiques.

La cristallisation fractionnée s'est poursuivie in situ à partir du mélange de phases cumulatives et de liquides mis en place sous forme de filons-couches. Il en résulte un schéma d'organisation interne des différents faciès commun aux trois filons-couches, avec les cumulats vers le centre, encadrés par des roches à trémolite-actinote puis par des gabbros plus développés au toit qu'au mur. Des textures harrisitiques ou de crescumulat sont décrites ici pour la première fois dans la fosse. Elles indiqueraient une croissance rapide en milieu sursaturé. Des bouffées ou filons granophyriques représenteraient les liquides résiduels les plus différenciés.

Cette zonation particulièrement claire semble offrir de bonnes conditions d'étude du processus de cristallisation fractionnée in situ ; cet aspect sera approfondi et fera l'objet d'une publication ultérieure.

Remerciements

Cette recherche a fait l'objet d'une coopération franco-québécoise effective quoique non officielle, et a bénéficié du soutien logistique du Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec (MERQ) pour le travail sur le terrain, soutien indispensable dans ces régions dépourvues d'infrastructures. Deux rapports sont en cours de publication au MERQ (ROHON, 1985 et 1986).

Elle a été financée conjointement par le CNRS et l'AFME dans le cadre d'un contrat du CNRS (PIRSEM). Le rapport de fin de contrat de l'ATP "Gîtologie", projet n° 2043 intitulé "Ni-Cu et Cu-Zn-Pb (Ag, Au) sulfurés liés au magmatisme protérozoïque dans la fosse du Labrador (Québec)", a été établi par Guy ROGER, responsable scientifique, en juillet 1986. Les auteurs remercient B. HENRY (BRGM) et A. NALDRETT (Université de Toronto) pour la lecture critique de cet article.

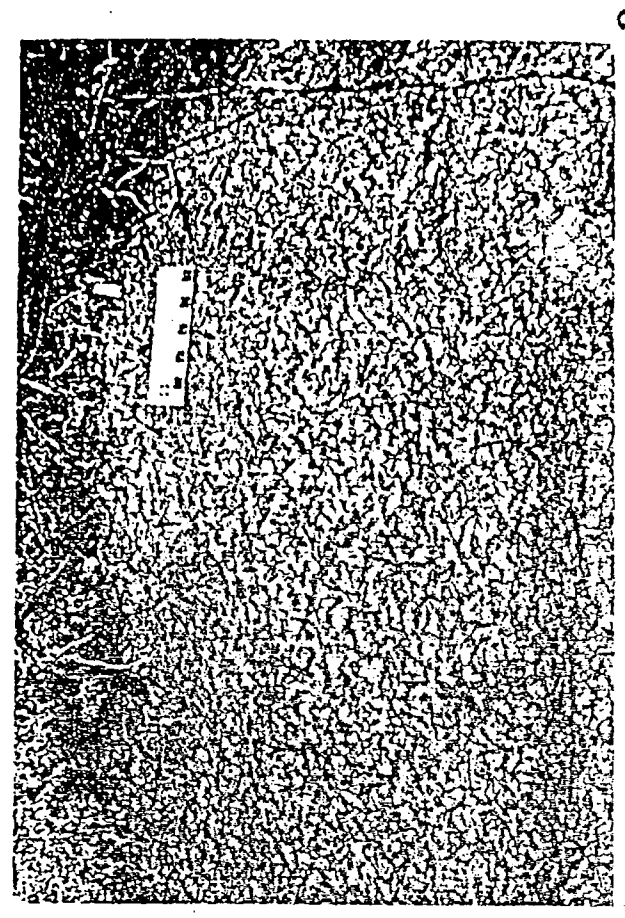
PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE

Photo 1 – Cumulat d'olivine et clinopyroxène à texture de crescumulat ou "pattes d'oiseau" – Lac Glance, filon-couche médian (clinopyroxène en gerbes).

Photo 2 – Crescumulat de pyroxène (gris clair) dans une matrice d'olivine (gris foncé) montrant un rubanement magmatique – Lac Glance, filon-couche médian.

Photo 3 – Gabbro à texture de crescumulat, présentant de grands cristaux d'amphibole disposés en gerbes (grands cristaux noirs) – Lac Kimo (au niveau des coupes dans les basaltes fig. 3), filon-couche supérieur.

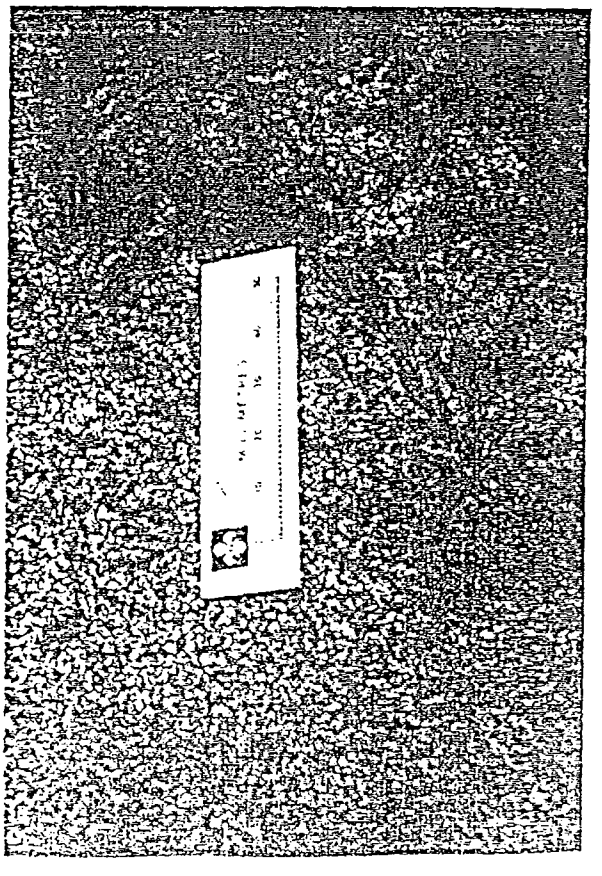
Photo 4 – Minéralisation dans un cumulat d'olivine. Pyrrhotite (PO) et chalcopyrite (CP) poecilitiques – Secteur du lac Glance (SP : spinelle ; PN : pentlandite ; SE : serpentine), section polie 2033A.



2

4

1



3

Bibliographie

ARNDT N.T. et NISBET E.G. (1982) What is a komatiite ? In : Komatiites, ARNDT N.T. et NISBET E.G. Ed., London, 19-27.

BARAGAR W.R.A. (1967) Wakuach Lake Map Area, Québec, Labrador. Commission géol. du Canada, Mémoire 344.

BESSON M., MEYER G. et TREUIL M. (1979) Eléments traces et Terres Rares dans quelques métapicrites d'Australie occidentale. Mémoire BRGM n° 97, Facteurs contrôlant les minéralisations sulfurées de nickel, M. Besson ed., 159-166.

CABANIS B. (1986) Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Exemples d'application dans le Massif Armoricain. Implications géodynamiques. Contribution à une méthode d'étude basée sur les éléments traces. Thèse Doctorat d'Etat, UPMC, Paris, 640 p.

CHAUVEL C., ARNDT N.T., KIELINZCUK S. et THOM A. (1986) Formation of 1.9 ga continental crust on Hudson orogen, Canada : Nd isotopic data. Canad. J. Earth Sci., sous presse.

CUMMING G.L. (1980) Lead isochron dating of the Seton Formation, East Arm of Great Slave Lake, Northwest Territories. Canad. J. Earth. Sci., 17, 1591-1593.

DIMROTH E. (1971) The evolution of the central segment of the Labrador geosyncline. Part 2 : The ophiolitic suite. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., vol. 137, 208-248.

DIMROTH E. (1978) Région de la Fosse du Labrador (50°30'-56°30'). MRNQ, RG 193.

DIMROTH E., BARAGAR W.R.A., BERGERON R. et JACKSON G.D. (1970) The filling of the Circum-Ungava geosyncline. In : Symposium of basins and geosynclines of the Canadian Shield. Geol. Surv. Can. Paper 70-40.

DONALDSON C.H. (1974) Olivine crystal types in harrisitic rocks of the Rhum Pluton and in archean spinifex rocks. Geol. Soc. Amer. Bull., 85, 1721-1726.

DONALDSON C.H. (1982) Spinifex-textured komatiites : a review of textures, compositions and layering. In : Komatiites, ARNDT N.T. et NISBET E.G. ed., George ALLEN and UNWIN, London.

FLOYD A.D. et WINCHESTER S.A. (1975) Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth and planet Soc. Lett., 27, 211-218.

FOURNIER D. (1982) Gîtes de Cu-Zn et Cu-Ni dans la partie centrale de la Fosse du Labrador. MER, DPV 929.

FOURNIER D. (1983) Gîtes de Cu-Zn et Cu-Ni dans la partie centrale de la Fosse du Labrador. Thèse Doctorat de 3ème cycle, UPMC, Paris.

FRANCIS D.M., HYNES A.J., LUDDEN J.N. et BEDARD J. (1981) Crystal fractionation and partial melting in the petrogenesis of a Proterozoïc High-MgO volcanic suite, Ungava, Quebec. Contr. Mineral. Petrol., 78, 27-36.

HAUGHTON D.R., ROEDER P.L. et SKINNER B.J. (1974) Solubility of sulfur in mafic magmas. Econ. geol., 69, 451-468.

HYNES A. et FRANCIS D.M. (1982) Komatiitic basalts of the Cape Smith foldbelt, New Quebec, Canada. In : Komatiites, ARDNT N.T. et NISBETG E.G. Ed., London, 159-170.

JACKSON E.D. (1971) The origin of ultramafic rocks by cumulus process. Fortschr. Mineral., 48, 128-174.

JENSEN L.S. (1976) A new cation plot for classifying sub-alkalic volcanic rocks. Ont. Dept. Mines Mix Paper 66.

JORON J.L., BOUGAULT H., TREUIL M. et ALLEGRE C.J. (1976) Etude géochimique des roches magmatiques de la zone Famous et de l'archipel des Açores. Bull. Soc. géol. France (7), 18, 811-818.

JORON J.L., BOUGAULT H., WOOD D.A. et TREUIL M. (1978) Application de la géochimie des éléments en traces à l'étude des propriétés et des processus de genèse de la croûte océanique et du manteau supérieur. Bull. Soc. géol. France (7), 20, 521-531.

JORON J.L., CABANIS B. et TREUIL M. (1983) Méthodes d'identification des séries volcaniques anciennes basées sur la géochimie des éléments en traces. Comparaison avec les séries récentes : exemples d'application. Bull. Centre Rech. Exploration Production Elf-Aquitaine, 7, 273-284.

JORON J.L. et TREUIL M. (1977) Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. Bull. Soc. géol. France (7), 19, 1197-1205.

JORON J.L., TREUIL M., JAFFREZIC H., VILLEMANT B. et RICHARD O. (1980) Géochimie des éléments en traces du magmatisme de l'Afar et de la mégastructure Mer Rouge-Afar-Golfe d'Aden. Implications pétrogénétiques et géodynamiques. Bull. Soc. géol. France (7), 22, 945-957.

KUNO H. (1967) Differentiation of basalt magma. In : HESS H.H. et POLDERVAART A. Ed. : Basalts. Interscience Publ., 2, 623-688.

Mc QUEEN K.G. (1981) Volcanic-associated nickel deposits, from around the Widgiemooltha Dome, Western Australia. Econ. Geol., 76, 1417-1443.

NESBITT R.W. (1971) Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks in the Yilgarn block, Western Autralia : evidence for an archean ultramafic liquid. Special Pub. Geol. Soc. Aust., 3, 331-347.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. et ROCCI G. (1975) Tholeiite cumulate in a high pressure metamorphic belt. Petrologie, I, 291-317.

ROHON M.L. (1985) Indices de Cu-Ni et de pyrite-pyrrhotite des lacs Retty et Doublet, Fosse du Labrador. MERQ, MB 86-52.

ROHON M.L. (1986) Indices de Cu-Ni, de Ni-Cu et de pyrite-pyrrhotite des lacs Retty et Low, Fosse du Labrador, Québec. MERQ, MB à paraître.

STACEY J.S. et KRAMERS J.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth and planet. Sci. Lett., 26, 207-223.

TODT W., ARNDT N.T. et HOFMANN A.W. (1986) Formation of canadian 1.9 ga continental crust : Pb isotopic data. Canad. J. Earth Sci., sous presse.

TREUIL M. et JORON J.L. (1975) Utilisation des éléments hygromagmaphiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques : exemples de l'Afar et de la dorsale médio-atlantique. Soc. Ital. Petr. Milano, XXXI, 125-174.

TREUIL M., JORON J.L., JAFFREZIC H., VILLEMANT B. et CALAS G. (1979) Géochimie des éléments hygromagmaphiles, coefficients de partage minéraux et propriétés structurales de ces éléments dans les liquides magmatiques. Bull. Minéral., 102, 402-409.

WAGER L.S., BROWN G.M. et WADSSWORTH W.J. (1960) Types of igneous cumulates. J. Petrol., 1, 73-85.

WOOD D.A., JORON J.L. et TREUIL M. (1979) A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. Earth and planet. Sci. Lett., 45, 326-336.

ZINDLER A. (1982) Nd and Sr isotopic studies of komatiites and related rocks. In : Komatiites, ARNDT N.T. et NISBET E.G. Ed., George ALLEN and UNWIN, London, 399-420.

Economic Geology
Vol. 81, 1986, pp. 1159–1168

Cryptic Compositional Variation in Laurite and Enclosing Chromite from the Bird River Sill, Manitoba

DANIEL OHNENSTETTER,

Centre de Recherche sur la Synthèse et la Chimie des Minéraux, GIS BRGM-CNRS, 1A rue de la Ferollerie, 45045 Orléans Cedex, France

DAVID H. WATKINSON, PETER C. JONES,

Ottawa-Carleton Centre for Geoscience Studies, Carleton University, Ottawa, Canada K1S 5B6

AND RAYMOND TALKINGTON

Department of Geology, Stockton State College, Pomona, New Jersey 08240

Abstract

Cryptic variation in laurite inclusions in cumulus chromite from the upper main chromitite, section 225-180E, of the Bird River sill provides significant evidence that platinum-group minerals are trapped during chromite precipitation and are not exsolved from chromite. Only one laurite grain was found outside chromite in about 100 specimens. Laurite varies in composition from $(Ru_{0.96}Ir_{0.03}Os_{0.01})S_2$ to $(Ru_{0.80}Ir_{0.04}Os_{0.16})S_2$. In general, there is little variation in Ir. However, in large grains, strong zonation from core to rim is evident; $(Ru_{0.92}Ir_{0.03}Os_{0.06})S_2$ in the core area of one grain ranges to the most Os-rich values measured. Euhedral laurite, enclosed partly by chromite and partly by a pargasitic amphibole inclusion, is similarly but less strikingly zoned. The microprobe data show that there are cycles in the Os content of laurite through the stratigraphic section which are directly related to increases in Mn, and to a lesser extent, the Mg/(Mg + Fe) ratio of the host chromite. The Ti content of chromite varies directly with the Cr/(Cr + Al) ratio but inversely with the Os content of laurite. These variations are more likely related to a cyclic appearance of a second fluid phase in the magma than to injections of new batches of magma.

Geologic Setting of the Bird River Sill Chromitites

THE Bird River sill is an Archean subvolcanic intrusion (Trueman, 1971; Scoates, 1983) or complex of intrusions (Theyer, 1985) which crops out in southeastern Manitoba. It is emplaced in the Rice Lake Group of the English River Structural Subprovince of the Canadian Shield (Fig. 1). The rocks have been metamorphosed in the greenschist facies (Cerny et al., 1981), but primary textures are commonly preserved. The sill is characterized by a lower ultramafic series and an upper mafic series (J. Scoates and M. Duke, pers. commun.); the total thickness is about 700 m and the length more than 20 km. The ultramafic series consists of dozens of serpentinized peridotite layers with intervening chromitites. The detailed stratigraphic section from the "Chrome Claim" (Scoates, 1983, fig. GS-12.1) shows the relationship of six different groups of chromitites in a chromitite zone: lower layers, disrupted layers, lower main, banded diffuse, upper main, and upper chromitites. Chromitites begin about 135 m above the inferred base of the ultramafic series and are found as close as 2 m from the base of the mafic series (Scoates, 1983).

Platinum-group mineral inclusions in chromite have been described by Talkington et al. (1983) throughout the chromitite zone. As in many other tholeiitic rocks, such as in ophiolites (Constantinides et al., 1980; Augé, 1985, for examples) or in the Still-

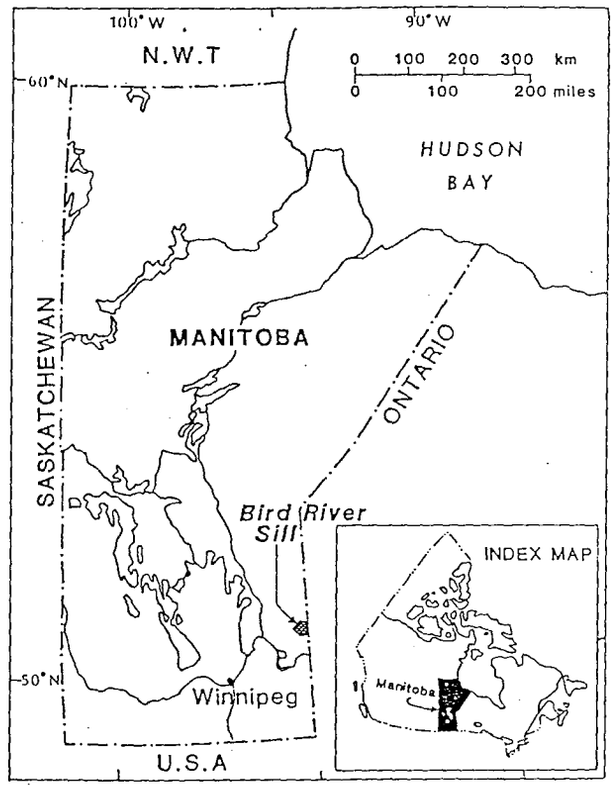


FIG. 1. Location of the Bird River sill, Manitoba, after Talkington et al. (1983).

0361-0128/86/569/1159-10$2.50

TABLE 1. Petrographic Data for Chromite-Bearing Rocks, Stratigraphic Section 225-180E, Upper Main Chromitite, Bird River Sill

Specimen no.	Cumulus minerals	Member	Chromite (%)	Size (mm)	Habit	Percent with silicate inclusions	Opaque inclusions	Ferrit-chromit rims
26	Cr		70	0.1; 0.3	s	5	Lau, Cpy	rare
25	Ol-Cr		30–40	0.1; 0.25	s-e	10		rare
24	Cr-Ol	Upper chromitite	50–60	0.1; 0.3	s-e	10–20		thick
23	Ol-Cr		40	0.1; 0.25	s-a	10		thick
22	Cr-Ol		50-70	0.1–0.6	s-e	5	Lau	thick
21	Ol-Cr		15; 50	0.3; 0.1	s-e, r	10, 40		thick
20	Ol-Cr		10	0.1–0.6	s-e	5	Cpy, Po, Py	thick
19	Ol-Cr	Upper peridotite	10	0.2–0.5	s-e	5	Cpy, Po, Py	thick
18	Ol-Cr		10	0.1; 0.25	r	5–10	Po, Py, Cpy	thick
17	Cr,Ol		25	0.1; 0.3	s, a-e	10–15	Lau, Cpy + Py	thick
16	Cr-Ol		30–50	0.1	s-e	15–20	Lau	thick
15	Cr-Ol		30–50	0.1; 0.3	s, a-e	10	Lau	thin
14	Cr-Ol		50–70	0.1; 0.3	r	5–10	Lau	irreg
13	Cr, tr, Ol	Middle chromitite	50	0.1; 0.3–0.7	e-a	5	Lau	irreg
12	Cr, tr, Ol		50–70	0.1; 0.3	s-e	5–10	Lau	irreg
11	Cr		50–70	0.1; 0.3	a-s-e	5–10	Lau	irreg
10	Cr		50	0.1; 0.25	s, r	5	Lau	irreg + Mte
9	Ol-Cr		rare; 40	0.15; 0.6	r	rare	Cpy, Po, Py	thick
8	Ol	Lower peridotite	2	0.1	a	4	Cpy, Po, Py	thick + Mte
7	Ol		rare	0.3	a	rare	Cpy, Po, Py	thick + Mte
6	Ol,Cr layer		1–2; Cr layer	0.1; 0.2	a	rare		thick
5	Cr		50	0.1–0.7	s-a	5–10		thin
4	Cr		50–70	0.3; 0.1–0.7	s	5–10		none
3	Cr	Lower chromitite	70	0.1, 0.3	s-e	10–15	Lau	rare
2	Cr		50–70	0.05–0.6	s-a, em		Lau, Cpy	thin
1	Cr		50–70	0.1–0.7	e-s	10	Lau	thin

Abbreviations: Cpy = chalcopyrite, Cr = chromite, Lau = laurite, Mte = magnetite; Ol = olivine, Po = pyrrhotite, Py = pyrite; a = anhedral, em = embayed, e = euhedral, irreg = irregular, r = round, s = subhedral, tr = trace.

Two sizes separated by a semicolon indicate bimodal chromite.

TABLE 2. Major Element Compositions in Weight Percent (standard deviation) of Chromite, Section 225-180E

Specimen no.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
TiO_2	0.51 (0.17)	0.42 (0.05)	0.36 (0.18)	0.30 (0.02)	0.55 (0.10)	0.75 (0.28)	1.02 (0.16)	1.38 (0.35)	0.34 (0.06)	0.24 (0.09)	0.30 (0.08)	0.31 (0.08)	0.37 (0.10)
Al_2O_3	17.53 (0.60)	18.73 (0.35)	19.41 (1.65)	20.20 (0.62)	18.32 (0.38)	16.20 (1.09)	15.77 (0.12)	11.68 (0.69)	17.99 (0.94)	17.82 (2.88)	20.16 (0.65)	20.84 (1.04)	19.65 (0.83)
Cr_2O_3	43.69 (2.77)	43.29 (0.33)	43.83 (1.57)	42.53 (0.54)	43.31 (0.27)	42.88 (0.72)	41.14 (0.43)	39.90 (0.52)	41.98 (0.97)	43.06 (1.97)	42.89 (0.55)	42.43 (0.73)	42.65 (0.71)
Fe_2O_3	6.26 (1.58)	6.98 (0.42)	4.56 (1.76)	5.74 (0.95)	6.22 (0.72)	6.94 (1.14)	7.95 (0.49)	13.35 (0.89)	7.74 (0.38)	7.12 (1.32)	5.19 (1.30)	5.16 (0.75)	6.13 (0.45)
FeO	23.94 (0.56)	20.85 (0.35)	23.06 (0.94)	22.03 (0.52)	24.42 (2.40)	29.88 (0.73)	31.10 (0.35)	32.35 (0.40)	25.55 (4.69)	24.98 (3.58)	23.26 (0.79)	23.57 (0.62)	23.05 (1.20)
MnO	0.84 (0.07)	0.55 (0.10)	0.65 (0.10)	0.66 (0.08)	0.38 (0.09)	0.33 (0.12)	0.29 (0.10)	0.31 (0.07)	0.25 (0.09)	0.41 (0.12)	0.42 (0.09)	0.47 (0.06)	0.53 (0.11)
MgO	6.71 (0.27)	9.06 (0.29)	7.56 (0.75)	8.28 (0.41)	6.92 (1.52)	3.24 (0.52)	2.57 (0.11)	1.69 (0.19)	6.06 (3.29)	6.26 (2.72)	7.81 (0.39)	7.47 (0.32)	7.90 (1.07)
Total	99.48	99.88	99.49	99.74	100.12	100.22	99.84	100.56	99.91	99.89	100.03	100.25	100.28
n =	7	9	24	6	5	16	5	14	5	9	16	15	18

Specimen no.	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
TiO_2	0.68 (0.09)	0.54 (0.14)	0.74 (0.25)	0.75 (0.14)	0.68 (0.12)	0.87 (0.17)	0.79 (0.04)	0.59 (0.08)	0.48 (0.07)	0.64 (0.08)	0.66 (0.23)	0.50 (0.08)	0.57 (0.11)
Al_2O_3	16.90 (0.28)	17.97 (1.03)	17.18 (1.58)	16.74 (0.95)	16.37 (0.37)	16.90 (1.37)	16.55 (0.92)	18.14 (0.53)	20.16 (1.08)	18.62 (0.74)	18.78 (1.64)	20.04 (0.52)	18.50 (1.18)
Cr_2O_3	43.70 (0.46)	42.41 (0.96)	42.84 (0.53)	42.86 (0.70)	43.00 (0.32)	41.87 (0.58)	42.80 (0.55)	41.98 (0.53)	41.26 (0.52)	40.97 (0.65)	41.53 (0.87)	40.25 (0.58)	41.52 (2.30)
Fe_2O_3	6.25 (0.41)	7.21 (0.40)	7.38 (0.72)	7.11 (0.68)	6.90 (0.52)	7.38 (0.72)	6.86 (0.84)	7.32 (0.55)	7.48 (0.55)	7.98 (0.45)	7.39 (0.62)	8.28 (0.77)	7.54 (1.13)
FeO	25.86 (0.32)	24.21 (1.26)	24.39 (3.76)	26.15 (4.07)	28.00 (1.99)	29.31 (3.61)	29.44 (3.85)	26.37 (1.24)	22.63 (2.64)	24.20 (0.83)	24.57 (1.93)	21.83 (3.07)	26.37 (2.10)
MnO	0.62 (0.17)	0.44 (0.08)	0.43 (0.15)	0.37 (0.05)	0.32 (0.13)	0.26 (0.05)	0.26 (0.11)	0.37 (0.11)	0.42 (0.06)	0.49 (0.08)	0.38 (0.09)	0.40 (0.11)	0.99 (0.16)
MgO	5.72 (0.18)	6.88 (0.87)	6.52 (2.66)	5.65 (2.67)	4.40 (1.27)	3.94 (2.46)	3.75 (2.73)	5.74 (0.80)	8.33 (1.75)	7.05 (0.54)	6.98 (1.31)	8.72 (2.11)	5.95 (1.60)
Total	99.73	99.66	99.48	99.61	99.67	100.53	100.45	100.51	100.76	99.95	100.29	100.02	100.44
n =	15	21	9	6	19	15	5	9	15	19	18	15	21

water chromitites (Talkington and Lipin, 1986) laurite is the most common one. We interpret the laurite in the Bird River sill to be primary. Jen and Teng (1973) have argued that the primary Ru-Os-Ir minerals trapped in chromite are alloys and that laurite is a product of sulfidation during serpentinization. This is considered to be unlikely for the Bird River rocks because the Ru-rich alloys are hexagonal, whereas the laurite grains examined have cross sections indicating cubic symmetry; conversion by sulfidation of a hexagonal to cubic mineral would necessitate an increase in volume or a loss of platinum-group elements, neither of which is apparent.

Chromite-rich rocks of the Bird River sill were analyzed for platinum-group elements and Cr (Talkington and Watkinson, 1986); the general abundance trend is Ru > Os > Ir > Rh > Pt > Pd, compatible with the abundances of laurite and rare ruthenirodosmine observed in petrographic studies. The results of Talkington and Watkinson (1986) and those presented below clearly indicate that platinum-group minerals are not the result of platinum-group element exsolution from chromite.

Petrography of the Upper Main Chromitite

Samples of the upper main chromitite in the Chrome Claim area (Watkinson, Talkington, and Jones; unpub. final rept. OSR82-00053, Canada Geol. Survey) were selected for detailed study of laurite in chromite. This chromitite group is about 190 m above the inferred base of the ultramafic series; the data presented in this paper are from a section at line 225-180E where the group is about 3.1 m thick and consists of three chromitite members separated by peridotite (olivine-chromite cumulate) layers. This location is near the easternmost trench on the Chrome Claim area. Samples 1 to 26 (Table 1) are from adjacent hand specimens from the base to the top of this group. Chromite grain size and other textural data are presented in Table 1. The abundance of silicate inclusions is striking (Fig. 2b); they are predominantly altered olivine (serpentine or chlorite aggregates), but many are amphiboles and pyroxenes, not unlike the primary sodic chain silicates described by Talkington et al. (1984) and Watkinson and Mainwaring (1982). Laurite was found attached to and in amphibole inclusions (Fig. 2c, e) in a relationship similar to that described for pyroxenes by Legendre (1982).

Laurite was the only platinum-group mineral found in the upper main chromitite; it is always euhedral or subhedral with triangular, square, or hexagonal outlines (Fig. 2d, f). Composite pyrrhotite-chalcopyrite-pyrite grains do occur but were found associated with laurite in only one specimen; they are more common in the olivine cumulate layers.

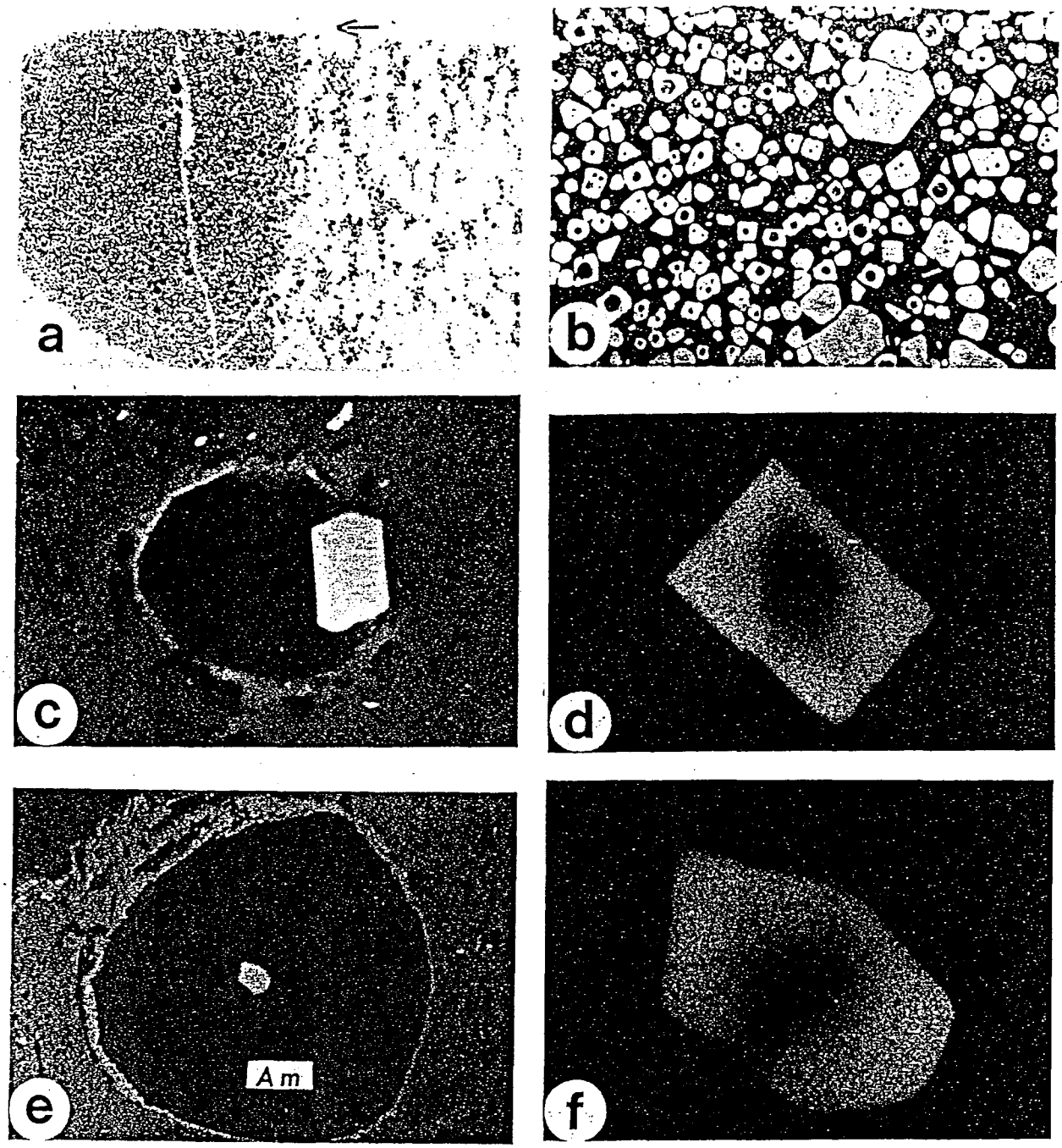


FIG. 2. Photomicrographs of chromite and inclusions. (a). Size gradation in cumulus chromite on olivine-chromite cumulate, specimen 21. Transmitted light; arrow points to stratigraphic top. Length of photo = 3 cm. (b). Silicate inclusions in chromite from specimen 21. Reflected light. Length of photo = 2 mm. (c). Secondary electron image of 8-μm-long laurite adjacent to and partly enclosed by amphibole in chromite from specimen 8. (d). Euhedral, 8-μm-long laurite in chromite showing zoning from Ru-rich core to Os-rich rim as shown by reflected electron image from specimen 3. (e) and (f). Zoned, 5-μm-long laurite in pargasitic amphibole within chromite from specimen 12. Secondary electron image.

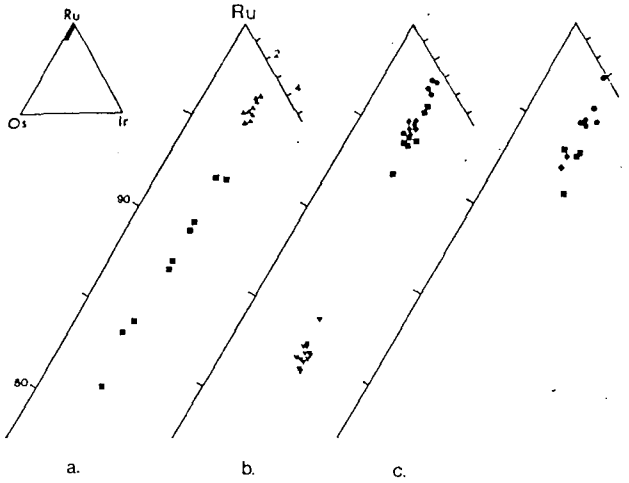


FIG. 3. Projection of laurite compositions onto the diagram Ru-Os-Ir (atomic percent), (a). Triangles = specimen 2, filled squares = specimen 3. (b). Filled circles = specimen 10, diamonds = specimen 11, squares = specimen 12, inverted triangles = specimen 13. (c). Squares = specimen 14, diamonds = specimen 15. Circles = specimen 16.

Chemical Composition of Laurite and Enclosing Chromite

Methods of electron microprobe analysis

Electron microprobe analyses (Tables 2–4) were performed on the Camebax microprobe of CNRS-BRGM, Orléans, France; the operating conditions for platinum-group minerals were: accelerating voltage 25 kV, reference current 30 nA, beam diameter 0.5 μm, counting time 10 s (5 s for background). Pure metal standards were used except for S in pyrite. Lines used were SKα, AsLβ, RuLα, RhLα, IrLα, PtLα, PdLα, NiKα, CuKα, FeKα, and CrKα. Because of the small size of the platinum-group minerals the totals are often low; the Fe and Cr are presumed to be due to fluorescence of the host chromite and/or excitation of the host chromite. An overlap of RuLβ and RhLα observed for pure Ru gave about 2.5 percent Rh; suitable corrections were made for this overlap. For trace element analyses in chromite, the voltage was 20 kV, current 20 nA, counting time 60 s, and the background was measured on both sides of Kα peaks (only one side for Mn). Standards were $MnTiO_3$, NiO, ZnO, YVO_4 (for V), and albite (for Si). No correction of V for TiKβ overlap was deemed necessary. Routine analyses for major elements of spinels and silicates were made at 15 kV, 10 nA, and 10 s counting time.

Platinum-group minerals: Laurite (Fig. 2c–f) is commonly about 1.5 μm in diamater, but some grains are as large as 12 μm. The largest laurite is zoned from $(Ru_{0.92}Os_{0.06}Ir_{0.03})S_2$ in the core area to $(Ru_{0.80}Os_{0.17}Ir_{0.03})S_2$ at the rim. Only one laurite grain was found outside chromite; it is similarly zoned from $(Ru_{0.96}Os_{0.01}Ir_{0.03})S_2$ to $(Ru_{0.80}Os_{0.16}Ir_{0.04})S_2$. Three cycles of cryptic variation are evident with strati-

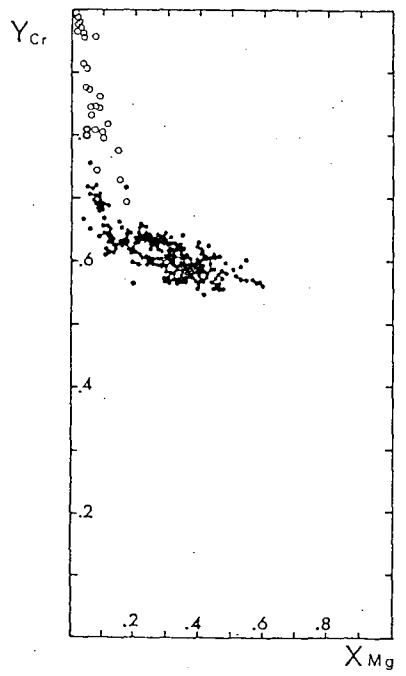


FIG. 4. Projection of chromite compositions onto X_{Mg} vs. Y_{Cr} diagram. Filled circles = cores of least altered chromite; open circles = ferritchromit rims.

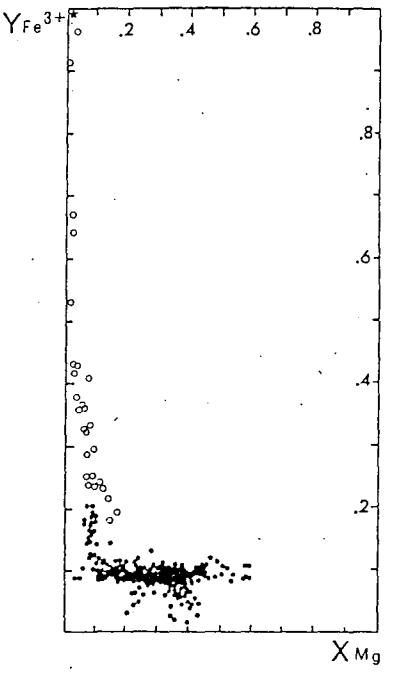


FIG. 5. Projection of chromite compositions onto X_{Mg} vs. $Y_{Fe^{+3}}$ diagram. Symbols as in Figure 4.

TABLE 3. Trace Element Analyses of Chromite in ppm (standard deviation) from Section 225-180E

Specimen no.	1	2	3	4	5	6	7
Ti	3,340 (290)	2,350 (340)	2,220 (730)	2,036 (370)	2,945 (250)	4,340 (620)	6,060 (540)
Ni	890 (60)	750 (110)	790 (400)	840 (320)	825 (160)	670 (80)	770 (110)
Si	100 (30)	130 (30)	110 (30)	150 (80)	100 (20)	120 (30)	90 (50)
Zn	790 (90)	520 (90)	500 (120)	495 (90)	580 (100)	610 (110)	820 (80)
V	1,170 (50)	1,240 (40)	1,280 (90)	1,210 (70)	1,240 (60)	1,300 (60)	1,810 (60)
Mn	7,060 (390)	4,480 (110)	5,100 (320)	5,460 (270)	3,020 (150)	2,130 (150)	2,150 (90)
n =	10	12	10	10	12	9	10

Specimen no.	13	14	15	16	17	18	19
Ti	2,440 (90)	5,240 (300)	3,600 (350)	4,950 (790)	3,710 (520)	5,010 (70)	4,870 (410)
Ni	880 (120)	680 (90)	810 (90)	810 (60)	750 (40)	770 (90)	770 (50)
Si	110 (30)	110 (30)	90 (40)	130 (50)	100 (30)	110 (30)	130 (50)
Zn	500 (80)	600 (90)	460 (100)	600 (90)	680 (110)	660 (100)	600 (70)
V	1,320 (40)	1,340 (50)	1,260 (50)	1,300 (90)	1,290 (70)	1,370 (80)	1,400 (80)
Mn	4,720 (200)	5,240 (110)	3,500 (260)	3,260 (150)	2,730 (170)	2,570 (110)	2,310 (80)
n =	10	10	10	12	10	10	9

graphic height from the data in Table 2 and Figure 3. In each cycle the evolution is from the Ru-rich to more Os-rich compositions. In the middle chromitite member it appears that Os increases and then decreases, but the data are few.

Chromite: The major element data are presented in Table 2. The Mg/(Mg + Fe) ratio (X_{Mg} in Fig. 4), ranges from 0.08 to 0.44; the Cr/(Cr + Al) ratio (Y_{Cr} in Fig. 4) ranges from 0.57 to 0.69. The increase is related to alteration, mainly by Al loss to and Fe gain from enclosing silicates. A complete evolution from Al chromite to magnetite, probably related to ser-

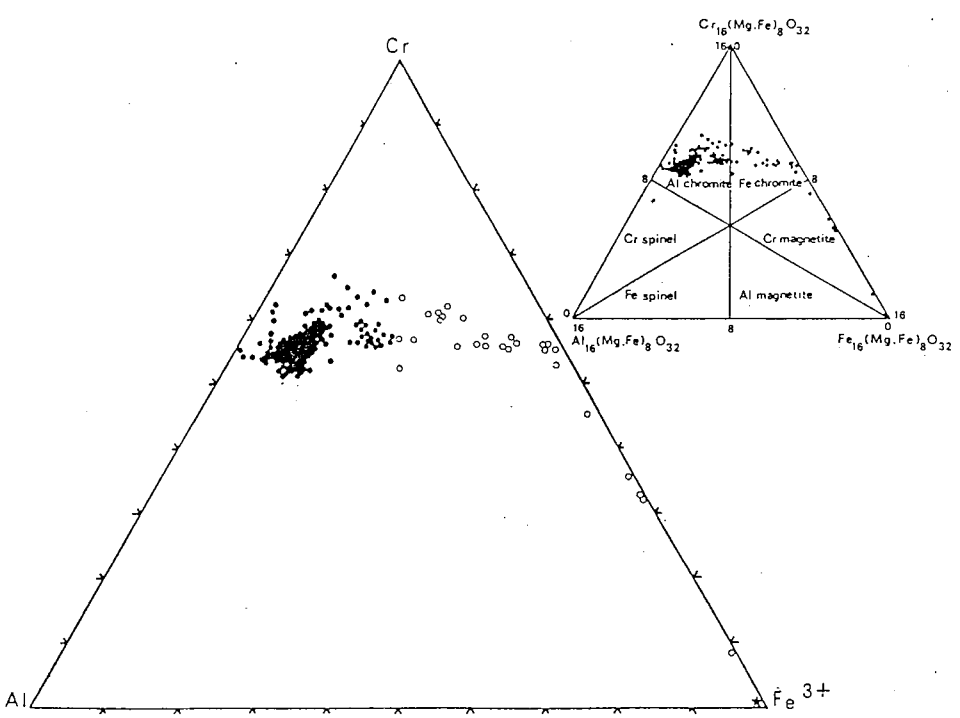


FIG. 6. Cr-Al-Fe^{+3} diagram and spinel compositions. Symbols as in Figure 4.

Fe-Chr 7	8	9	Fe-Chr 9	10	11	12
330 (320)	6,330 (1,570)	3,020 (330)	170 (30)	2,180 (150)	2,180 (550)	2,150 (390)
2,050 (340)	845 (85)	630 (470)	1,930 (70)	780 (140)	880 (230)	1,030 (270)
920 (1,300)	130 (30)	100 (50)	1,470 (1,550)	150 (50)	140 (40)	180 (80)
45 (50)	645 (110)	650 (90)	30 (30)	620 (110)	470 (90)	570 (130)
230 (70)	2,500 (160)	1,340 (50)	200 (70)	1,070 (100)	1,280 (60)	1,280 (70)
180 (540)	2,620 (180)	2,000 (90)		2,500 (210)	3,740 (150)	3,910 (170)
9	7	10	5	9	9	11

20	21	22	23	24	25	26
4,480 (200)	3,220 (150)	2,509 (140)	4,280 (120)	2,740 (110)	3,360 (370)	3,950 (100)
810 (80)	860 (90)	920 (280)	800 (110)	880 (50)	830 (50)	870 (80)
140 (40)	120 (60)	130 (30)	100 (30)	110 (40)	130 (30)	100 (30)
630 (80)	580 (120)	600 (130)	585 (100)	610 (110)	700 (100)	620 (110)
1,340 (40)	1,270 (40)	1,260 (60)	1,610 (90)	1,320 (40)	1,500 (80)	1,600 (300)
2,420 (110)	2,370 (270)	3,350 (190)	3,740 (130)	3,360 (120)	4,170 (250)	7,230 (990)
8	15	15	11	9	10	10

pentinization, is evident in Figures 4, 5, and 6; however, chromite compositions from core areas, presumably primary compositions, project onto the field for stratiform intrusions. Chromite from sample 8 and some others especially in olivine-rich cumulates are very Ti-rich; the Ti trend interpreted to be due to magmatic fractionation is indicated in Figure 7 (as is the metamorphic trend at low Ti values).

From more than 300 trace element analyses (Table 3) Gaussian distributions of Si, Ni, Zn, and V exist for chromite in contrast to more complex distributions for Ti and Mn (each with three maxima). Ti is highest

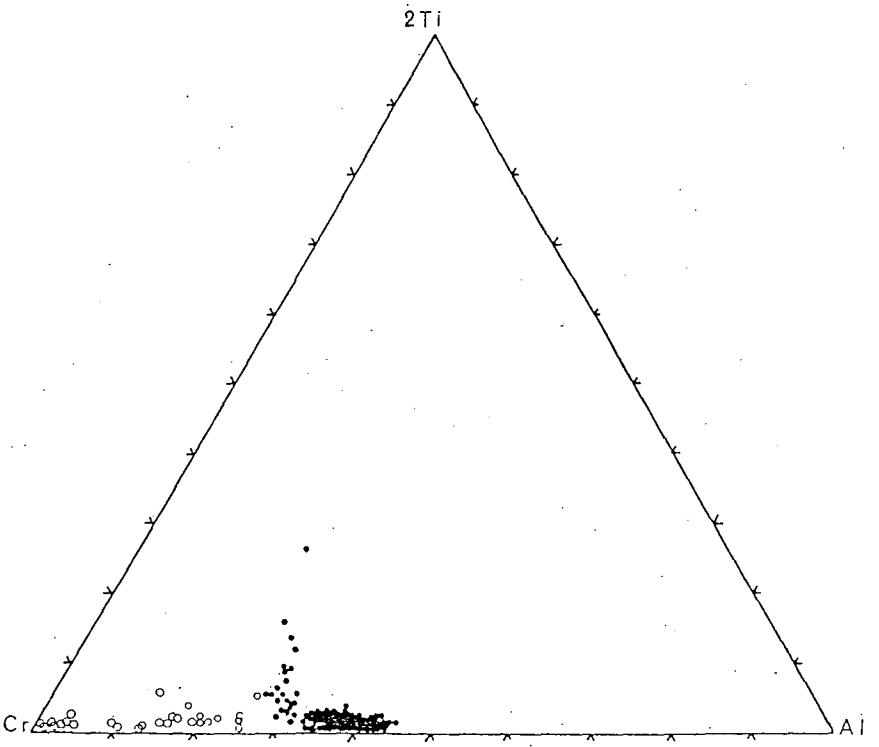


FIG. 7. Cr-Al-2Ti diagram showing metamorphic and magmatic trends of chromite compositions. Symbols as in Figure 4.

TABLE 4. Selected Analyses in Weight Percent of Laurite in Chromite with Average Atomic Percent (standard deviation) of Significant Platinum-Group Elements

Specimen no.	2	3	10	11	12	13	14	15	16	26
S	33.81	37.32	34.44	37.69	34.74	35.27	33.93	32.04	31.78	36.44
Os	2.11	10.36	1.05	2.94	3.30	13.95	4.00	4.38	2.27	5.11
As	0.00	0.09	0.00	0.00	0.04	0.07	0.08	0.18	0.00	0.00
Ir	2.73	3.20	2.45	3.03	2.81	4.21	2.85	3.00	2.97	3.47
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
Ru	49.12	46.14	48.83	52.43	48.83	42.77	48.10	45.18	47.67	46.70
Ni	0.01	0.07	0.04	0.08	0.10	0.01	0.10	0.07	0.03	0.11
Rh	1.58	1.06	1.49	1.62	1.69	1.25	1.69	1.77	2.04	1.67
Pt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.17	0.00
Pd	0.02	0.09	0.00	0.01	0.09	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
Fe	2.55	0.53	3.87	1.28	1.12	0.53	0.95	0.85	2.80	2.99
Cr	5.11	0.75	7.85	2.32	2.11	0.59	1.35	1.30	5.21	4.21
Total	97.04	99.61	100.02	101.41	94.89	98.65	93.09	88.83	94.99	100.70
Ru	95.23 (0.45)	86.77 (3.93)	95.99 (1.19)	94.36 (0.24)	94.02 (1.11)	81.93 (0.66)	92.28 (1.12)	92.30 (0.37)	94.63 (0.40)	91.85 (0.88)
Os	2.10 (0.43)	10.22 (3.99)	1.43 (1.19)	2.87 (0.26)	3.04 (1.07)	14.10 (0.57)	4.12 (0.83)	4.44 (0.43)	2.09 (0.42)	4.77 (0.70)
Ir	2.68 (0.14)	3.02 (0.19)	2.58 (0.08)	2.77 (0.14)	2.93 (0.19)	3.96 (0.19)	3.61 (0.50)	3.26 (0.06)	3.20 (0.26)	3.38 (0.19)
Os/Ir	0.79 (0.17)	3.42 (1.41)	0.56 (0.47)	1.04 (0.13)	1.03 (0.35)	3.57 (0.19)	1.15 (0.24)	1.36 (0.15)	0.66 (0.17)	1.41 (0.13)
n =	11	9	5	7	9	17	4	2	5	5

in disseminated chromite in contrast to Mn which is highest in chromitites from the stratigraphically lowest and highest specimens analyzed.

Cryptic variation with stratigraphic position

It seems that variation from Ru-rich to more Os-rich compositions may be indicative of magmatic cyclicity as is suggested from the comparison of laurite compositions with those of chromite (Fig. 8). The variations of Os content (and Os/Ir) with Mn (and to a lesser degree X_{Mg}) in the host chromite are particularly interesting; the correlation coefficient of Mn in chromite with Os in laurite is 0.37 for the ten pairs of data. While this is not statistically significant, it may be a useful measure of cryptic variation especially if primary chromite compositions are not available because of drastic modification by deuteric or metamorphic overprinting.

It is interesting to note that in the section examined there is little variation of $Y_{Fe^{+3}}$ with stratigraphic height (except in specimen 8, an olivine-rich cumulate), implying that f_{O_2} variation was not significant except in deuteric or serpentinization processes. X_{Mg} changes considerably, inversely with Y_{Cr}, and is lowest in disseminated chromite; these variations are difficult to explain solely by postconsolidation reequilibration with intercumulus minerals. These data suggest that although cryptic variation in laurite is generally related to fractionation, there is no simple relationship from the available data. The complexity of chromite and platinum-group mineral precipitation mechanisms in seemingly simple magmatic rocks has been amply pointed out by Johan and Watkinson (1985) and Talkington et al. (1984), among others.

Conclusions

Three main hypotheses concerning the occurrence of platinum-group minerals in chromite have been proposed: platinum-group minerals are exsolved from their host (Gijbels et al., 1974), platinum-group elements are mobilized and precipitated during serpentinization (Rucklidge, 1971; Snetsinger, 1973; Stumpfl and Tarkian, 1976, for examples), and platinum-group minerals are early magmatic minerals trapped in accumulating chromite (Legendre, 1982; Talkington et al., 1983; Augé, 1985; Whittaker and Watkinson. 1985, for examples). The existence within the chromite zone of the Bird River sill of platinum-group minerals in apparently only slightly altered chromite (and rarely in the intercumulus minerals), their association with abundant pargasitic amphibole inclusions, and the cryptic variation in their composition, are suggestive of magmatic crystallization of platinum-group minerals and chromite in the presence of a sodic fluid phase (Talkington et al., 1984; Johan and Watkinson, 1985).

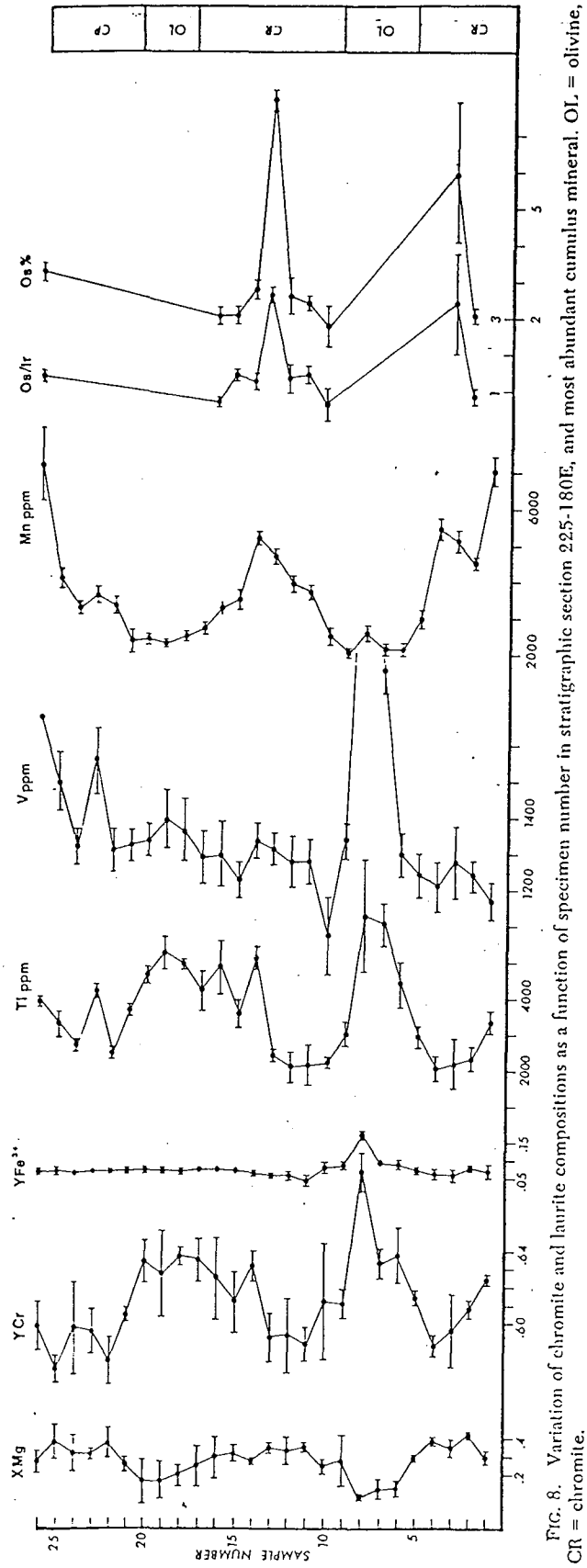


FIG. 8. Variation of chromite and laurite compositions as a function of specimen number in stratigraphic section 225-180E, and most abundant cumulus mineral. OL = olivine, CR = chromite.

Scoates (1983) concluded from his stratigraphic examination of the Bird River sill that the intrusion represents the fractional crystallization of a single pulse of magma because of the lack of cyclic units of different cumulus silicates. There is, however, cyclicity in olivine and chromite cumulates, of Ru/Os in laurite, and in X_{Mg}, Mn, and other trace elements in host chromite of the upper main chromitite. If a single magmatic pulse is an acceptable hypothesis, one may explain the cyclicity and the minor cryptic variation as a function of periodic appearance at the crystal-magma interface of a second fluid phase. The repeated appearance of a second fluid phase in crystallizing magma may more readily explain the cyclicity of Ru-Os substitution in laurite and the strong spatial association with sodic hydrous silicates than do anhydrous or fluid-absent models of chromite (and platinum-group mineral) precipitation invoking pressure or temperature variations, or magma mixing.

Acknowledgments

The following are gratefully acknowledged for their assistance: in the field, D. M. Watson, Manitoba Division of Mines and Energy; in the BRGM, France, scanning electron microprobe laboratory, J. Breton; in the BRGM-CNRS, France, microprobe laboratory, G. Vard, R. Giraud, G. Remond, and C. Gilles; and for fruitful discussions, Z. Johan, CNRS, France. J. Scoates and M. Duke of the Geological Survey of Canada were instrumental in the initiation of this project and kindly made unpublished data available for this paper. Financial support from the Geological Survey of Canada and from the Natural Sciences and Engineering Research Council, Canada, to DHW is gratefully acknowledged.

October 1, 1985; February 26, 1986

REFERENCES

Augé, T., 1985, Platinum group mineral inclusions in ophiolitic chromites from the Vourinos complex, Greece: Canadian Mineralogist, v. 23, p. 163–171.

Černy, P., Trueman, D. L., Ziehlke, D. V., Goad, B. E., and Paul, B. J., 1981, The Cat Lake-Winnipeg River and the Wekusko Lake pegmatite fields, Manitoba: Manitoba Mineral Resources Div. Econ. Geology Rept. ER80-1, 240 p.

Constantinides, C. C., Kingston, G. A., and Fisher, P. C., 1980, The occurrences of platinum group minerals in the chromitites of the Kokkinorotsos chrome mine, Cyprus, *in* Panayiotou, A., ed., Ophiolites: Proceedings of the International Ophiolite Symposium, 1979, Cyprus: Nicosia, Cyprus Ministry Agriculture Nat. Resources, Geol. Survey Dept., p. 93–101.

Gijbels, R., Millard, H. T., Desborough, G. A., and Bartel, A. J., 1974, Osmium, ruthenium, iridium and uranium in silicates and chromite from the eastern Bushveld complex, South Africa: Geochem. et Cosmochim. Acta, v. 38, p. 319–337.

Jen, Y-C., and Teng, Y.-J., 1973, Isomorphous system RuS_2-OsS_2-IrS_2 and the mineral system PdS-PtS: Geochimica, no. 4, p. 254-263 (in Chinese with English abs.).

Johan, Z., and Watkinson, D. H., 1985, Significance of a fluid phase in platinum-group-element concentration: Evidence from

the critical zone, Bushveld Complex: Canadian Mineralogist, v. 23, p. 305–306.

Legendre, O., 1982, Minéralogie et géochimie des platinoides dans les chromitites ophiolitiques. Comparison avec d'autres types de concentrations en platinoides: Unpub. thesis, 3rd cycle, Univ. Paris, 171 p.

Rucklidge, J., 1971, Chlorine in partially serpentinized dunite: ECON. GEOL., v. 67, p. 38–40.

Scoates, R. F. J., 1983, Preliminary stratigraphic examination of the ultramafic zone of the Bird River sill: Manitoba Mineral Resources Div. Rept. Field Activities, p. 70–83.

Snetsinger, K. G., 1973, Chromium aluminiun magnetite and two rhodium alloys in a platinum nugget from Goodnews Bay, Alaska: Am. Mineralogist, v. 58, p. 189–194.

Stumpfl, E. F., and Tarkian, M., 1976, Platinum genesis: New mineralogical evidence: ECON. GEOL., v. 71, p. 1451–1460.

Talkington, R. W., and Lipin, B. R., 1986, Platinum-group minerals in chromite seams of the Stillwater Complex, Montana: ECON. GEOL., v. 81, p. 1179–1186.

Talkington, R. W., and Watkinson, D. H., 1986, Whole-rock platinum-group-element trends in chromite-rich rocks in ophiolitic and stratiform igneous complexes, *in* Gallagher, M. J., Ixer, R. A., Neary, C. R., and Prichard, H. M., eds., Metallogeny of basic and ultrabasic rocks: London, Inst. Mining Metallurgy, p. 427–440.

Talkington, R. W., Watkinson, D. H., Whittaker, P. J., and Jones, P. C., 1983, Platinum-group-mineral inclusions in chromite from the Bird River sill, Manitoba: Mineralium Deposita, v. 18, p. 245–255.

—— 1984, Platinum-group minerals and other solid inclusions in chromite of ophiolitic complexes: Occurrences and petrological significance: Tschermaks Mineralog. Petrog. Mitt., v. 32, p. 285–301.

Theyer, P., 1985, Platinum-palladium distribution in ultramafic rocks of the Bird River Complex, southeastern Manitoba: Manitoba Energy Mines Open-File Rept. OF85-4, 46 p.

Trueman, D., 1971, Petrological, structural and magmatic studies of a layered basic intrusion, Bird River sill, Manitoba: Unpub. M.Sc. thesis, Univ. Manitoba, 67 p.

Watkinson, D. H., and Mainwaring, P. R., 1982, Potential for chromite deposits in Ontario: Ontario Geol. Survey Open-File Rept. 5389, 142 p.

Whittaker, P. J., and Watkinson, D. H., 1985, Platinum-group minerals from chromitite in alpine-type peridotite of the Cache Creek group, British Columbia [abs.]: Canadian Mineralogist, v. 23, p. 320.

FIRST REPORT OF PLATINUM GROUP MINERALS AT BLUE LAKE, LABRADOR TROUGH, QUEBEC[1]

GEORGES BEAUDOIN[2], ROGER LAURENT

Département de Géologie, Université Laval

Ste-Foy, Québec G1K 7P4 Canada

and

DANIEL OHNENSTETTER

Centre de recherches sur la synthèse et la chimie des minéraux

1a, rue de la Férollerie F 45071, Orléans CEDEX 2

France

1. Published with the authorization of the Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec

2. Current address: Centre géoscientifique d'Ottawa-Carleton, Laboratoire Derry, Département de Géologie, Université d'Ottawa, Ottawa, Ontario K1N 6N5

ABSTRACT

We describe for the first time a suite of platinum-group minerals (PGM) from the Labrador Trough, Québec: sudburyite PdSb, temagamite Pd_3HgTe_3 associated with bismuthian kotulskite Pd(Te, Bi), kotulskite PdTe, and michenerite PdBiTe intergrown with altaite PbTe and an unnamed mineral Pd(Sb, Te, Bi) close in chemical composition to UN1976-4 from Sudbury. The PGM have been found in the Center and Pogo Lake zones of the Blue Lake Cu-Ni-PGE massive sulfide deposit. The massive sulfides are hosted by a peridotitic and gabbroic sill. The PGM are closely associated with Cu-rich sheared margins of massive sulfide lenses and their adjacent chloritized host rock. Occurrences and textures of the PGM suggest that the PGE and Cu were remobilized from the primary magmatic sulfides by hydrothermal solutions and preferentially precipitated in shear zones at the margins of massive sulfide lenses. This episode of alteration and deformation is most likely related to the Hudsonian Orogeny (1.8 Ga).

Keywords: platinum-group minerals, massive sulfide, peridotite, hydrothermal, metamorphism, deformation, Labrador Trough, Québec

SOMMAIRE

Nous décrivons pour la première fois une suite de minéraux du groupe du platine (MGP) dans la Fosse du Labrador: sudburyite PdSb, temagamite Pd_3HgTe_3 associée à une kotulskite bismuthifère Pd(Te, Bi), kotulskite PdTe, et michenerite PdBiTe associée à de l'altaite PbTe et un minéral non-nommé Pd(Sb, Te, Bi) comparable en composition chimique au mineral UN1976-4 de Sudbury. Ces minéraux ont été découverts dans les zones Center et Pogo Lake du gisement de sulfures massifs à Cu-Ni-EGP du lac Bleu, Fosse du Labrador, Québec. Les sulfures massifs sont encaissés dans un filon-couche de roches péridotitique et gabbroïque. Les MGP sont étroitement associés à la bordure cisaillée riche en Cu des lentilles de sulfures massifs et aux épontes chloritisées de la roche encaissante. La distribution et les textures des MGP indiquent que les EGP et le Cu proviennent de la remobilisation des sulfures magmatiques primaires par des fluides hydrothermaux qui les ont précipités préférentiellement dans les zones de cisaillement aux contacts entre les sulfures massifs et l'encaissant. Cet épisode d'altération et de déformation pourrait être lié à l'orogénèse hudsonienne (1.8 Ga).

Mots-clés: minéraux du groupe du platine, péridotite, sulfures massifs, hydrothermal, métamorphisme, déformation, Fosse du Labrador, Québec

INTRODUCTION

This paper presents the first account of platinum-group minerals (PGM) from the Labrador Trough, Québec. The report is preliminary, as it covers only certain zones of the Blue Lake deposit, the main known occurrence of platinum-group elements (PGE) in the Labrador Trough (Fig. 1). The PGM were found by petrographic examination of polished thin sections of the various facies of massive sulfide from the Center and Pogo Lake zones.

The Labrador Trough consists of Aphebian clastic and chemical sedimentary rocks and basalts intruded by sills of ultramafic and gabbroic rocks. The intrusive rocks have been dated at 1.9 Ga by Pb/Pb and Sm/Nd geochronology (Rohon et al. in prep.). This assemblage uncomformably overlies an Archean gneissic basement. The belt was folded, faulted and regionally metamorphosed during the Hudsonian Orogeny (circa 1.8 Ga) (Dimroth 1978). The Blue Lake deposit is estimated to contain about 2.9 Mt of ore at an average grade of 0.84 % Cu, 0.55 % Ni, 0.69 g/t Pd and 0.14 g/t Pt (Clark et al. 1989).

GEOLOGIC SETTING

The Blue Lake deposit consists of three zones of outcropping Cu-Ni-PGE massive sulfides, named Pogo Lake, Center, and Blue Lake, hosted in a composite sill. Several buried zones have been discovered by drilling. The sill was emplaced at the contact between Thompson Lake Formation pelites, which form the floor of the sill, and Willbob Formation basalts, which occur at its roof. In the Blue Lake area there are three sills but only the middle one is mineralized (Fig. 1; Rohon et al. 1988, Beaudoin & Laurent 1989, Rohon 1989). The sills are composed of a lower unit of wehrlitic dunite, wehrlite, and olivine websterite in transitional contact with an upper unit of gabbronorite with a granophyric zone and a chilled margin (Fig. 2). Massive sulfides form lenses of variable thickness (up to 6.7 m) located at the base of (Blue Lake and Pogo Lake zones) or within (Blue Lake and Center zones) the middle sill (Fig. 2). Margins of massive sulfide lenses are commonly sheared, with a foliated chalcopyrite-rich band in contact with the chloritized hostrock. The chloritized zone extends up to 50 cm from the massive sulfides (Clark et al. 1989).

Sulfide minerals in the massive sulfide lenses are coarse to fine grained and locally foliated parallel to lens contacts. They are composed mainly of pyrrhotite (over 80%) with up to 10% chalcopyrite, up to 3% pentlandite and up to 6% magnetite. Pyrrhotite is fine to coarse grained (up to 1 cm), locally elongate parallel to the plane of foliation, and shows lenticular and lamellar twins and kink bands. Chalcopyrite is irregularly distributed in rounded aggregates, in elongate

lenses in the foliation plane, or occurs as irregular grains interstitial to pyrrhotite. Pentlandite forms euhedral to anhedral grains (up to 1 mm) commonly located at the boundary of pyrrhotite or chalcopyrite grains. It also occurs as ubiquitous "flames" and irregular inclusions in pyrrhotite. Pentlandite is almost completely replaced by violarite in the Center zone but only partly in the Pogo Lake zone. Magnetite occurs as subhedral to rounded anhedral grains, up to 1.5 mm, irregularly disseminated in massive sulfides.

MICROPROBE ANALYTICAL TECHNIQUES

Analyses were made with the McGill University and the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS, Orléans, France) CAMECA CAMEBAX automated wavelength-dispersion electron-microprobes. Calibration for the analyses performed at McGill was done using synthetic PGM standards provided by J.H.G. Laflamme (CANMET), with the exception of Ni for which a synthetic nickeliferous pyrrhotite was used. Analyses done at the CNRS were calibrated using pure metals with the exception of Fe and S, Sb, and Hg, for which pyrite, stibnite, and cinnabar were respectively used. Precision for analyses performed at McGill University is better than 2% for major elements and 12% for Ni. Comparable precision was obtained at the CNRS, although some discrepancy exists for Ni, due probably to the Ni content (0.2 wt.%) of the pyrrhotite used as a standard at McGill compared to a pure metal at CNRS.

OCCURRENCES OF PLATINUM GROUP MINERALS

Despite detailed examination of numerous polished thin sections, we found only two occurrences of PGM in the massive sulfides. One is a triangular composite grain (25 um) located beside a fracture, interstitial to pyrrhotite grains, consisting of temagamite Pd_3HgTe_3 with bismuthian kotulskite Pd(Te,Bi), at one of the apices of the grain (Figs. 3A, 4A). The second occurrence is a half-moon-shaped inclusion (25 um) in pyrrhotite (Figs. 3B, 4B). The inclusion comprises a complex intergrowth of tellurides: michenerite, altaite, and an unnamed Pd(Sb, Te, Bi) mineral labeled PGM-1 in this paper. Kotulskite with lower Bi content and associated with a galena grain was described from a massive pyrrhotite occurrence at Retty Lake (Rohon et al. in prep.).

Within a laminated chalcopyrite-rich band, at the margin of a massive sulfide lens, a rounded grain of sudburyite PdSb was found accompanied by pyrrhotite and partly surrounded by a porous Ag-telluride (Fig. 3C). The grain is at the contact between pyrrhotite and laminated lenses of chalcopyrite. The Ag-telluride (hessite?) was identified by SEM, but microprobe analyses proved to be unreliable, probably because of the porous state of this mineral.

The contact between massive sulfide lenses and host rock is sheared and was recovered in only one drill core in the Center zone. It consists of a seam of euhedral grains (0.5 mm) of magnetite molded by an undulating band of prismatic

amphibole (Fig. 3D). Numerous sudburyite grains, up to 0.1 mm across, were found within this interval; they occur interstitial to and molding the amphibole, pyrrhotite and chalcopyrite (Fig. 3E). The peridotite at the contact with the massive sulfides is chloritized and contains up to 30% chalcopyrite. Sudburyite occurs as anhedral grains (up to 0.04 mm) molding prismatic amphiboles and chlorite mats, enclosed within disseminated chalcopyrite (Fig. 3F).

MINERALOGY AND CHEMICAL COMPOSITION

Sudburyite

Sudburyite PdSb occurs as anhedral grains (25-100 um) that may contain inclusions of prismatic amphibole. Sudburyite is whitish cream in air, with weak but distinct anisotropism in brownish grey to dark greenish to bluish grey tints; no reflection pleochroism was observed. The sudburyite (Table 1) is comparable chemically to other occurrences elsewhere. Major-element concentrations of Pd and Sb are within the range of values reported by Cabri & Laflamme (1974, 1981). The average Ni content is lower than the average sudburyite from Sudbury but within the range of variation reported by Cabri & Laflamme (1981). Values for Bi, Hg and Te are variable. The Bi concentration is higher than the Sudbury average (1.06 versus 0.77 wt.%) whereas Hg and Te were not reported by Cabri & Laflamme (1981).

Temagamite

Temagamite Pd_3HgTe_3 of medium grey color in air, occurs next to pyrrhotite and bismuthian kotulskite. No reflection pleochroism and anisotropism are observed, but Cabri (1981a) reported weak anisotropism in air. Temagamite has a homogeneous chemical composition (Table 2), with major elements Pd and Hg at the lower limit, and Bi and Sb at the upper limit of the range of compositions reported by Cabri & Laflamme (1981) whereas Bi and Sb are more abundant. Ni was not reported by Cabri & Laflamme (1981), but our analyses indicate that Ni can be a minor constituent of temagamite.

Kotulskite

Blue Lake kotulskite Pd(Te, Bi) is bright creamy white in air next to temagamite and pyrrhotite. Variable reflection pleochroism and anisotropism are reported for kotulskite by Cabri (1981a), but neither was recognized in this specimen. Blue Lake kotulskite has a chemical composition at the bismuth-rich end of the range of compositions reported by Cabri & Laflamme (1981) and relative to the composition of Retty Lake kotulskite (Table 3). Pt and Ni have low abundances similar to other occurrences elsewhere. Sb, however, is more abundant than in most localities where it has been measured with the exception of the New Rambler deposit, Wyoming.

Michenerite and PGM-1

The complex telluride inclusion in pyrrhotite (Figs. 3B, 4B) consists of pale bluish grey altaite (Table 4), pinkish michenerite and creamy to yellow PGM-1 and all three are neither pleochroic nor anisotropic in air. Backscattered electron imagery suggests that altaite is replaced by michenerite and both are crosscut by PGM-1. The crystallization of altaite (924°C, Cabri & Laflamme 1976) and its replacement by michenerite (490-500°C, Cabri & Laflamme 1976) indicate that the system evolves from Te to TeBi and later to Sb (PGM-1) with decreasing temperature. The unnamed PGM-1 has a chemical composition similar to an unnamed mineral (UN1976-4) described and analyzed by Cabri et al. (1973), Cabri & Laflamme (1976), and Cabri (1981b) (Table 5). Similarly, UN1976-4 from Vermillon and Creighton deposits, Sudbury area, PGM-1 is associated with michenerite (Cabri & Laflamme 1976). Michenerite chemical composition (Table 6) is similar to other occurrences except for Bi which is at the lower limit of the range of compositions reported.

SOLID-SOLUTION IN THE Pd-Te-Bi-Sb SYSTEM

The extent and end-members of solid-solution in the Pd-Te-Bi-Sb system is still poorly known. The average chemical composition of Blue Lake PGMs is shown

in Figure 5 in relation to the field of variation of known minerals in the Pd-Te-Bi-Sb system. A complete solid-solution between sobolevskite and kotulskite is indicated by the wide variation in Bi content of kotulskite coupled with the occurrence of a series of unnamed minerals along the kotulskite-sobolevskite join. A kotulskite-sobolevskite join is favored relative to a polarite-kotulskite join with an immiscibility gap close to the polarite pole as suggested earlier by Cabri & Laflamme (1976). Polarite is orthorhombic and reported to contain between 20 to 40 wt.% Pb (Cabri 1981a, Cabri & Laflamme 1981). Both sobolevskite and kotulskite are hexagonal (Cabri 1981a) and preliminary data indicate hexagonal symmetry with similar cell parameters to sobolevskite for UN1973-18 (Cabri 1981b).

The chemical compositions of a series of unnamed PGMs, including PGM-1, fall in the space above the sudburyite-sobolevskite-kotulskite plane in the Pd-Te-Bi-Sb system (Fig. 5). These unnamed PGMs display considerable scatter when projected onto the sudburyite-sobolevskite-kotulskite plane. Present data preclude identification of solid-solution or immiscibility fields and end-members.

DISCUSSION

Although the mineral suite reported here is preliminary and probably not exhaustive, it points to a Pd-dominated mineralogy of the PGM at Blue Lake. An

important feature of the distribution of PGM is their scarcity in carefully investigated massive sulfides and, on the other end, their relatively high abundance in the contact zones of the massive sulfides and their adjacent chloritized rock. The abundance of PGM at the border of the massive sulfides and in adjacent chloritized rock is corroborated by whole-rock assays showing characteristic Pd enrichment at the base or top of the lenses of massive sulfides (Fig. 6) (Beaudoin & Laurent 1989).

The textural relationship of sudburyite with the metamorphic and hydrothermal minerals in the margins of massive sulfides and in adjacent chloritized rock (Figs. 3D, E, F) indicates that sudburyite postdates the dynamothermal event that overprinted the massive sulfides. Temporal relations are documented by the development of tectonic foliation in the massive sulfides, shearing at the contacts of the massive sulfide lenses, and precipitation of amphibole and chlorite replacing the host rock. Concentration of Pd at the margins of massive sulfide lenses and within the chloritized wall rocks most likely resulted from the remobilization, by hydrothermal solutions, of Pd originally contained in the primary massive sulfides. This event also induced remobilization of Cu and the concentration of massive chalcopyrite at the margins of the massive sulfide lenses. These margins, which were strongly sheared due to competency contrasts between massive sulfides and enclosing peridotite, served as channelways for hydrothermal fluids precipitating disseminated sudburyite and chalcopyrite. The occurrence of sudburyite at sulfide-silicate grain boundaries in dynamically metamorphosed rocks

at the Donaldson West deposit, Cape Smith fold belt, has also been interpreted to indicate direct precipitation from hydrothermal fluids (Dillon-Leitch et al. 1986). The association of sudburyite and kotulskite with hessite or galena suggests a rather low temperature for the hydrothermal fluids.

We propose that the hydrothermal fluids responsible for the secondary Cu-Pd enrichment were generated during a major dynamothermal event because the mineralization is clearly associated with deformation. Furthermore, no other distinct hydrothermal overprint has been documented. The Hudsonian Orogeny (1.8 Ga) is the major dynamothermal episode known in this area of the Labrador Trough. Our present hypothesis, which needs to be tested by further detailed work, implies that PGE concentration and PGM precipitation are secondary and tectonically controlled, resulting from the remobilization of primary massive sulfides of magmatic origin.

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper is published with permission of the Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec which funded this work through a contract with Université Laval, within the framework of the Canada-Québec Mineral Development Agreement. Constructive criticism throughout this study and critical reading by T. Clark are acknowledged. J.H.G. Laflamme (CANMET) provided the PGM standards, and Dr M. McKinnon gave expert advice regarding microprobe operation. The authors acknowledge F. El Kaliobi, J. Breton (BRGM, Orléans), and JEOL France for the SEM and backscattered electron images respectively, and C. Gilles (BRGM, Orléans) for some of the microprobe analyses. The paper was greatly improved by L.J. Cabri, G.K. Czamanske, R.F. Martin, and two anonymous reviewers.

REFERENCES

Beaudoin G. & Laurent R. (1989): Métallogénie des éléments du groupe du platine dans la région du Lac Retty (zones Center et Pogo Lake), Fosse du Labrador. Rapport Final. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, MB-89-28.

Cabri L.J. (1981a): The Platinum-Group Minerals, in Cabri L.J., ed., Platinum-Group Elements: Mineralogy, geology, recovery. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume 23, 83-150.

Cabri L.J. (1981b): Unnamed Platinum-Group Minerals, in Cabri L.J., ed., Platinum-Group Elements: Mineralogy, geology, recovery. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume 23, 175-196.

Cabri L.J., Harris D.C. & Gait R.I. (1973): Michenerite (PdBiTe) and froodite ($PdBi_2$) confirmed from the Sudbury area. Can. Mineral. **11**, 903-912.

Cabri L.J. & Laflamme J.H.G. (1974): Sudburyite, a new palladium-antimony mineral from Sudbury, Ontario. Can. Mineral. **12**, 275-279.

Cabri L.J. & Laflamme J.H.G. (1976): The mineralogy of the Platinum-Group Elements from some copper-nickel deposits of the Sudbury area, Ontario. Econ. Geol. **71**, 1159-1195.

Cabri L.J. & Laflamme J.H.G. (1981): Analysis of minerals containing Platinum-Group Elements, in Cabri L.J., ed., Platinum-Group Elements: Mineralogy, geology, recovery. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special

Volume 23, 151-174.

Clark T., Beaudoin G. & Laurent R. (1989): Les gîtes de Cu-Ni-Pd-Pt du Lac Retty, Fosse du Labrador. Abstract, The Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin 82 p. 108.

Dillon-Leitch H.C.H., Watkinson D.H. & Coats C.J.A. (1986): Distribution of Platinum-Group Elements in the Donaldson West deposit, Cape Smith Belt, Québec. Econ Geol. 81, 1147-1158.

Dimroth E. (1978): Région de la Fosse du Labrador. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, RG-193.

Ohnenstetter D., Watkinson D.H., Jones P.C. & Talkington R. (1986): Cryptic compositional variation in laurite and enclosing chromite from the Bird River Sill, Manitoba. Econ. Geol. 81, 1159-1168.

Rohon M.L. (1989): Magmatisme protérozoique et indices de Cu-Ni sulfurés (+EGP) dans la Fosse du Labrador (Québec-Canada) entre les lacs Retty et Low. Unpublished D.Sc. thesis, Université Paris VI, 333 p.

Rohon M.L., Besson M., Clark T., Joron J.L., Ohnenstetter D., Roger G., Treuil M. & Vidal Ph. (1988): Indices de Cu-Ni sulfurés liés au magmatisme mafique et ultramafique protérozoique dans la fosse du Labrador (Québec, Canada), in Gisements métallifères dans leur contexte géologique, Johan Z. & Ohnenstetter D., eds., Doc. BRGM 158, 247-284.

Ziebold T.O. (1967): Precision and sensitivity in electron microprobe analysis. Anal. Chem. 39, 858-861.

FIGURE CAPTIONS

Fig. 1. Geological map of the Blue Lake deposit area, Labrador Trough, Québec, with outcrops of Blue Lake, Center and Pogo Lake mineralized zones indicated.

Fig. 2. A. Typical cross-section of the middle sill in the Center zone. Massive sulfides occur as elongate, discontinuous lenses within the sill. B. Typical cross-section of the middle sill in the Pogo Lake zone. Note that the massive sulfides occur at the base of the sill in contact with metapelites. The massive sulfides are repeated by a thrust fault.

Fig. 3. A. Triangular grain of temagamite (T) along a fracture in massive sulfides. Bismuthian kotulskite (K) forms one of the apices of the triangle. B. Complex intergrowth of altaite-michenerite-PGM-1 in massive pyrrhotite. C. Sudburyite (S) and pyrrhotite (P) partly surrounded by a round grain of porous Ag-telluride (A) at the contact between a lenticular aggregate of chalcopyrite and a pyrrhotite grain. D. Seam of euhedral magnetite molded by a band of prismatic amphibole at the contact between massive sulfides and chloritized peridotitic wallrock. E. Sudburyite (S) interstitial to amphibole (A) in the band molding euhedral magnetite in Fig. 3D. F. Anhedral grains of sudburyite (S) interstitial to prismatic inclusions of amphibole (A),

in contact with disseminated chalcopyrite (C) in a chloritized peridotitic wall rock.

Fig. 4. A. Backscattered electron image of temagamite (black) overgrown by bismuthian kotulskite (white). Numbers refer to some of the analyses in Tables 2 and 3. B. Backscattered electron image of the complex inclusion consisting of altaite (white) replaced by michenerite (light grey) both crosscutted by PGM-1 (dark grey). Numbers refer to some of the analyses in Tables 4 to 6.

Fig. 5. Chemical composition of PGMs in the Pd-Te-Bi-Sb system. Average composition of PGM from this study represented by large dots. Minerals with little compositional variation are represented by squares whereas the field of variation of the others is outlined in broken line (Cabri and Laflamme 1981). Average composition of unnamed minerals is represented by triangles (Cabri 1981b); only those above the sudburyite-sobolevskite-kotulskite plane are identified and discussed in the text. Unnamed minerals plotting at the Bi or Te poles are not shown for clarity.

Fig. 6. Profile of Pd and sulfide abundances in the middle sill, Center zone. The most proeminent Pd enrichment occurs at the top of the massive sulfide lense in this drill hole whereas in others it occurs either at both, or at the top or bottom of the massive sulfide lenses (Data from Beaudoin & Laurent 1989).

TABLE 1. CHEMICAL COMPOSITION OF SUDBURYITE (wt.%)

Grain	I[1]	II	III	1a[2]	1b	1c	1d	1e	2a	2b	2c	2e	Mean
n[3]	2	1	2	7	2	7	1	1	3	7	1	2	
Pd	39.30	42.94	43.26	41.03	41.67	40.67	41.63	39.38	40.83	41.89	40.34	40.56	41.17
Pt	-	-	-	0.31	0.24	0.98	0.16	0.27	0.41	0.43	n.d.	0.63	0.51
Ir	-	-	-	0.56	0.11	0.35	n.d.	0.12	0.23	0.47	0.51	0.65	0.42
Ni	6.39	5.39	5.33	2.69	2.61	2.74	2.39	2.65	2.62	2.14	2.99	2.48	3.00
Fe	-	-	-	0.35	0.08	0.55	1.62	1.20	0.61	0.72	0.57	0.14	0.55
Cu	-	-	-	0.11	0.17	0.17	0.67	0.89	0.20	0.18	n.d.	0.09	0.20
Hg	1.23	1.77	1.94	n.d.	0.10	0.11	n.d.	n.d.	0.31	n.d.	0.31	1.28	0.50
Sb	46.24	50.37	50.28	54.06	52.83	53.24	52.97	54.16	52.74	53.57	53.51	52.27	52.74
Bi	3.17	1.17	1.03	0.75	1.56	0.91	0.76	0.35	1.01	0.89	1.01	1.17	1.06
Te	3.17	n.d.[4]	n.d.	0.04	0.14	n.d.	n.d.	n.d.	0.92	0.04	1.18	1.31	0.51
As	-	-	-	0.33	0.42	0.14	0.21	n.d.	0.55	0.13	0.25	n.d.	0.24
Total	99.50	101.64	101.84	100.23	99.93	99.86	100.63	99.58	100.43	100.46	100.67	100.58	

1-Roman numbers for analyses from McGill. 2-Arab numbers for analyses from CNRS. 3-n: number of analyses per grain. 4-n.d.: not detected. Analyses from McGill were performed at a current voltage of 25 kV and intensity of 30 nA for periods of 30 s. The following detection limits (wt.%) were computed according to Ziebold (1967) from repeated measurements of the standards over the period of analyses: Pd, 0.04; Ni, 0.03; Hg, 0.08; Sb, 0.04; Te, 0.03; Bi, 0.06. Analytical techniques used at CNRS are reported in Ohnenstetter et al. (1986). Fe, Cu, S, and possibly As are probably due to fluorescence from matrix sulfides. Precision and accurracy of trace concentrations of Pt and Ir are unknown and the values reported should be taken as estimates only.

TABLE 2.CHEMICAL COMPOSITION OF TEMAGAMITE (wt.%)

Analysis	I	II	IV	1	4	5	6	7	13	16	32	36	Mean
Pd	33.93	33.77	34.02	33.93	33.28	33.03	33.92	33.19	32.75	32.94	32.42	33.32	33.38
Ni	1.77	1.96	1.89	1.77	0.94	0.96	0.76	0.82	0.90	0.86	0.89	0.82	1.20
Hg	21.51	21.51	21.14	21.51	20.13	20.95	19.40	18.50	20.51	21.18	20.56	21.29	20.68
Te	41.80	41.80	41.73	41.80	42.89	42.55	41.49	41.45	42.81	43.36	43.47	42.68	42.32
Sb	0.39	0.30	0.28	0.39	0.23	0.15	0.45	0.40	0.34	0.13	0.32	0.22	0.30
Bi	0.68	0.63	0.61	0.68	0.98	0.66	3.59	4.83	0.71	0.58	0.34	0.25	1.21
Pt	-	-	-	0.06	0.39	0.37	0.12	0.35	0.38	0.11	0.07	0.30	0.24
Ir	-	-	-	n.d.	0.23	0.07	0.25	0.29	0.32	0.13	0.15	n.d.	0.21
Cu	-	-	-	n.d.	0.39	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.09	n.d.	0.34	0.21
Fe	-	-	-	n.d.	1.08	1.20	0.40	0.86	1.47	1.01	1.19	1.08	1.04
Total	100.08	99.97	99.67	100.13	100.54	99.93	100.37	100.69	100.18	100.40	100.43	100.39	

See Table 1 for analytical conditions and comments.

TABLE 3. CHEMICAL COMPOSITION OF KOTULSKITE (wt. %)

	Retty Lake				Blue Lake			
Analysis	53	55	57	Mean	I	18	20	Mean
Pd	40.65	41.01	39.46	40.37	37.31	36.32	32.17	35.27
Pt	0.33	0.49	0.46	0.43	-	1.07	0.49	0.78
Ir	0.18	0.58	n.d.	0.38	-	n.d.	n.d.	-
Ni	n.d.	0.09	0.07	0.08	0.17	n.d.	n.d.	-
Hg	n.d.	n.d.	n.d.	-	1.59	n.d.	n.d.	-
Te	44.36	44.46	43.52	44.11	26.07	24.67	21.42	24.05
Bi	10.19	9.56	9.46	9.74	31.05	31.64	27.87	30.19
Sb	2.55	2.62	2.42	2.53	2.58	2.08	1.76	2.14
Fe	2.33	2.00	3.45	2.59	-	3.49	9.64	6.57
S	0.22	0.16	1.79	0.72	-	1.63	6.55	4.09
Total	100.81	100.98	100.64	100.84	98.79	100.90	99.91	

See Table 1 for analytical conditions and comments.

TABLE 4. CHEMICAL COMPOSITION OF ALTAITE (wt.%)

Analysis	1	2	3	8	Mean
Pd	0.06	0.08	0.23	0.09	0.12
Pt	n.d.	0.66	0.38	0.16	0.40
Bi	n.d.	n.d.	0.39	n.d.	-
Te	36.31	36.37	35.60	36.21	36.12
Sb	0.25	0.36	0.37	0.57	0.39
Pb	60.57	59.93	60.51	61.47	60.62
S	0.84	1.01	0.94	0.39	0.80
Total	98.02	98.41	98.42	98.89	

See Table 1 for analytical conditions.

TABLE 5. CHEMICAL COMPOSITION OF PGM-1 AND UN1976-4 (wt.%)

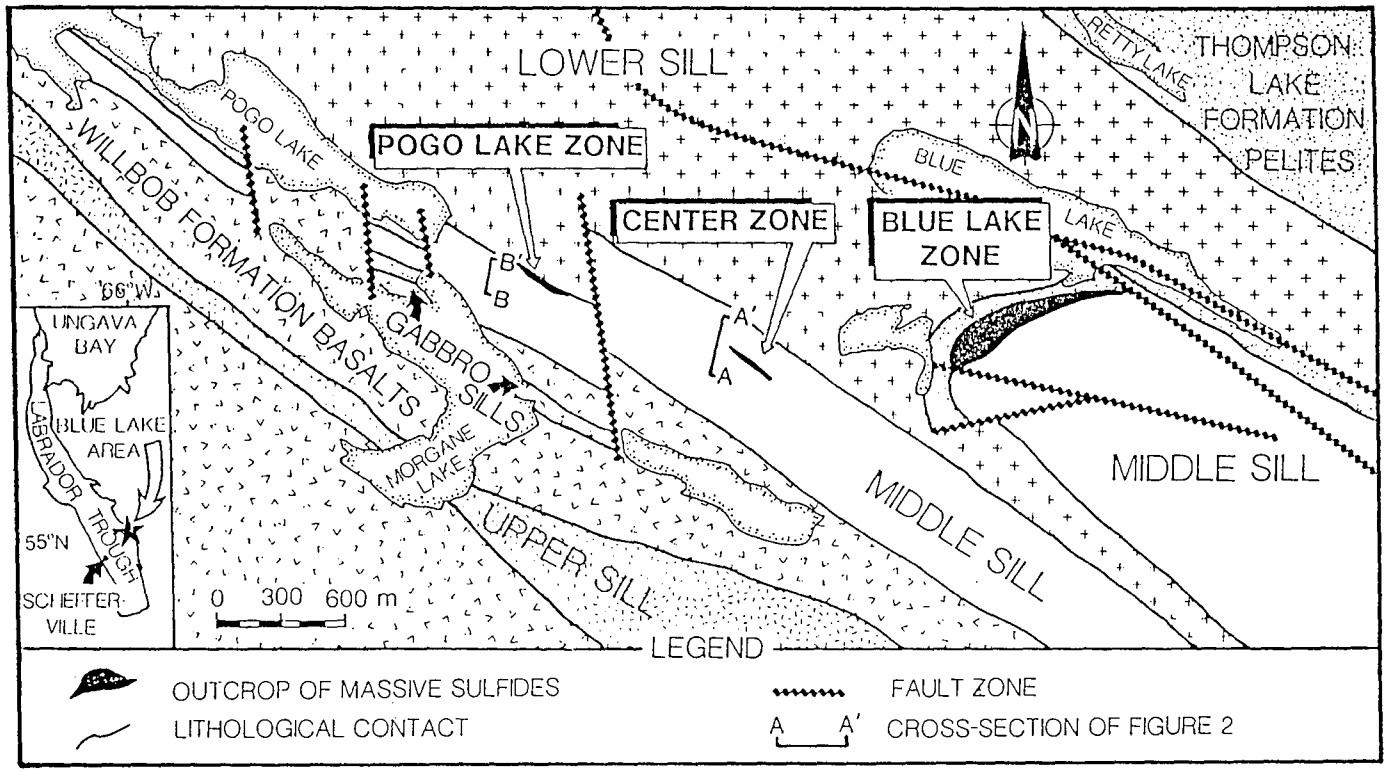
Analysis	5	6	18	21	22	Mean	UN1976-4[1]		
Pd	36.10	35.11	32.69	34.22	35.27	34.68	42.3	40.3	37.4
Pt	0.46	0.19	0.25	0.71	0.64	0.45	-	-	-
Ir	0.20	n.d.	0.22	0.43	n.d.	0.28	-	-	-
Fe	3.32	4.87	6.36	4.01	3.01	4.31	-	-	-
Ni	3.27	3.01	2.68	2.50	2.53	2.80	-	-	-
Pb	1.78	1.14	0.60	0.90	2.15	1.30	-	-	-
Sn	2.00	1.93	1.83	1.86	2.04	1.92	-	-	-
Hg	0.17	0.19	0.11	0.10	n.d.	0.14	-	-	-
Bi	11.89	12.09	13.96	14.39	15.43	13.55	17.8	32.3	45.9
Te	15.40	15.52	17.23	16.96	16.77	16.38	18.8	11.1	10.4
Sb	24.51	23.71	20.12	21.99	21.00	22.27	22.0	16.2	6.1
As	0.75	1.79	0.79	0.99	n.d.	1.08	-	-	-
S	0.52	1.40	2.30	0.98	0.32	1.10	-	-	-
Total	100.37	100.93	99.12	100.14	99.15		100.9	99.9	99.8

1. Cabri (1981b). See Table 1 for analytical conditions and comments. Pb values are probably due to fluorescence from nearby altaite.

TABLE 6. CHEMICAL COMPOSITION OF MICHENERITE (wt.%)

Analysis	4	14	15	31	Mean
Pd	23.61	21.73	20.65	24.05	22.51
Pt	1.65	1.03	0.80	0.85	1.08
Ni	n.d.	0.35	0.51	0.11	0.32
Cu	n.d.	0.21	0.30	0.32	0.28
Pb	0.14	6.08	9.46	n.d.	-
Sn	n.d.	0.26	0.21	n.d.	0.24
Bi	41.13	35.03	31.23	39.95	36.84
Te	31.83	31.26	31.77	32.55	31.85
Sb	1.50	3.37	3.91	1.86	2.66
S	0.47	0.38	0.59	n.d.	0.48
Total	100.33	99.70	99.46	99.72	

See Table 1 for analytical conditions and comments. Erratic high Pb values probably caused by fluorescence from nearby altaite.


LOWER SILL
POGO LAKE ZONE
CENTER ZONE
BLUE LAKE ZONE
WILLBOB FORMATION BASALTS
GABBRO SILLS
MORGANE LAKE
UPPER SILL
MIDDLE SILL
MIDDLE SILL
THOMPSON LAKE FORMATION PELITES
POGO LAKE
BETTY LAKE
BLUE LAKE
B
B'
A
A'
66°W
UNGAVA BAY
BLUE LAKE AREA
LABRADOR TROUGH
55°N
SCHEFFERVILLE
0 300 600 m
LEGEND
OUTCROP OF MASSIVE SULFIDES
LITHOLOGICAL CONTACT
FAULT ZONE
A A' CROSS-SECTION OF FIGURE 2

5.1

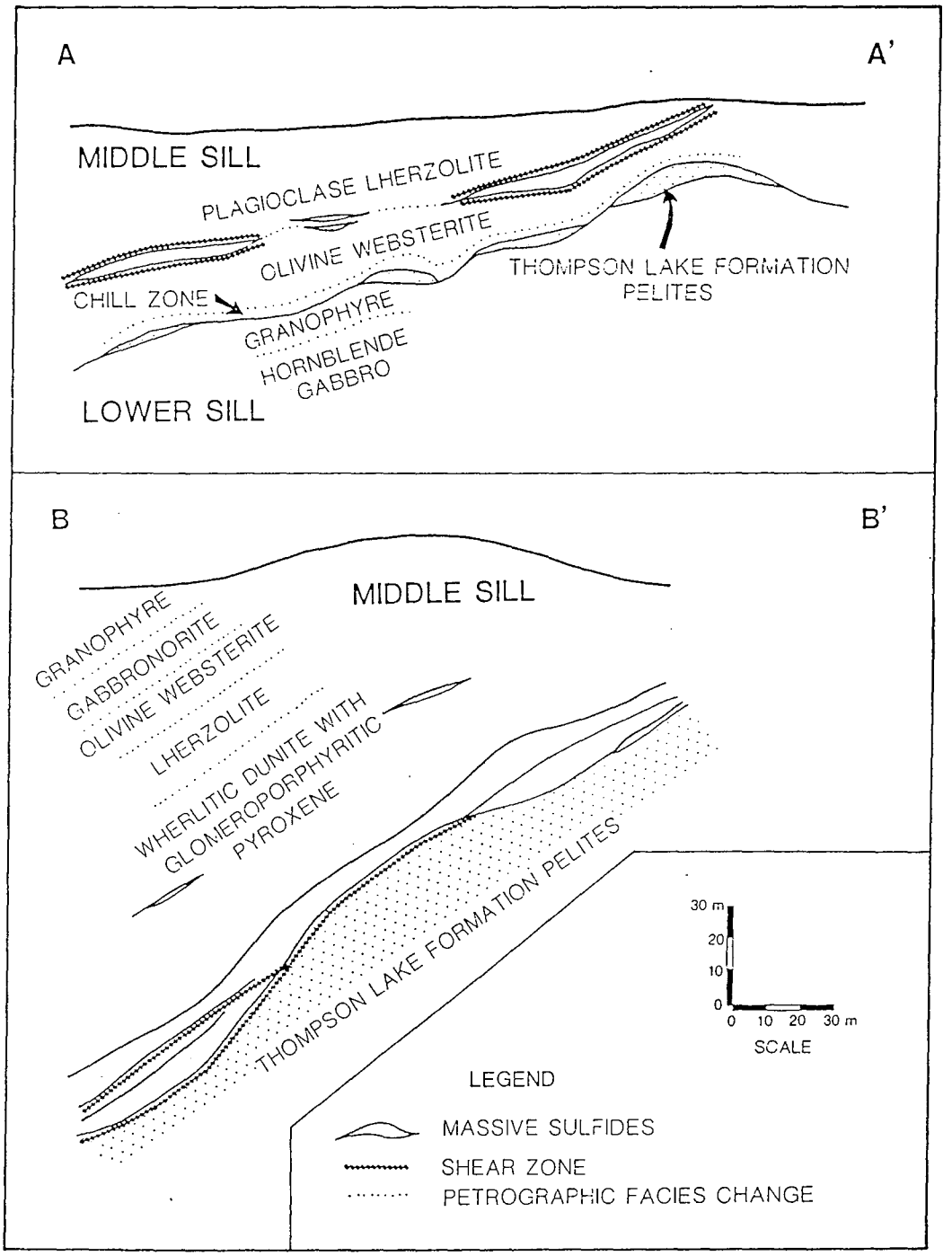

A
A'
MIDDLE SILL
PLAGIOCLASE LHERZOLITE
OLIVINE WEBSTERITE
CHILL ZONE
GRANOPHYRE
HORNBLENDE GABBRO
LOWER SILL
THOMPSON LAKE FORMATION PELITES
B
B'
MIDDLE SILL
GRANOPHYRE
GABBRONORITE
OLIVINE WEBSTERITE
LHERZOLITE
WHERLITIC DUNITE WITH GLOMEROPORPHYRITIC PYROXENE
THOMPSON LAKE FORMATION PELITES
30 m
20
10
0
0 10 20 30 m
SCALE
LEGEND
MASSIVE SULFIDES
SHEAR ZONE
PETROGRAPHIC FACIES CHANGE

Fig. 2

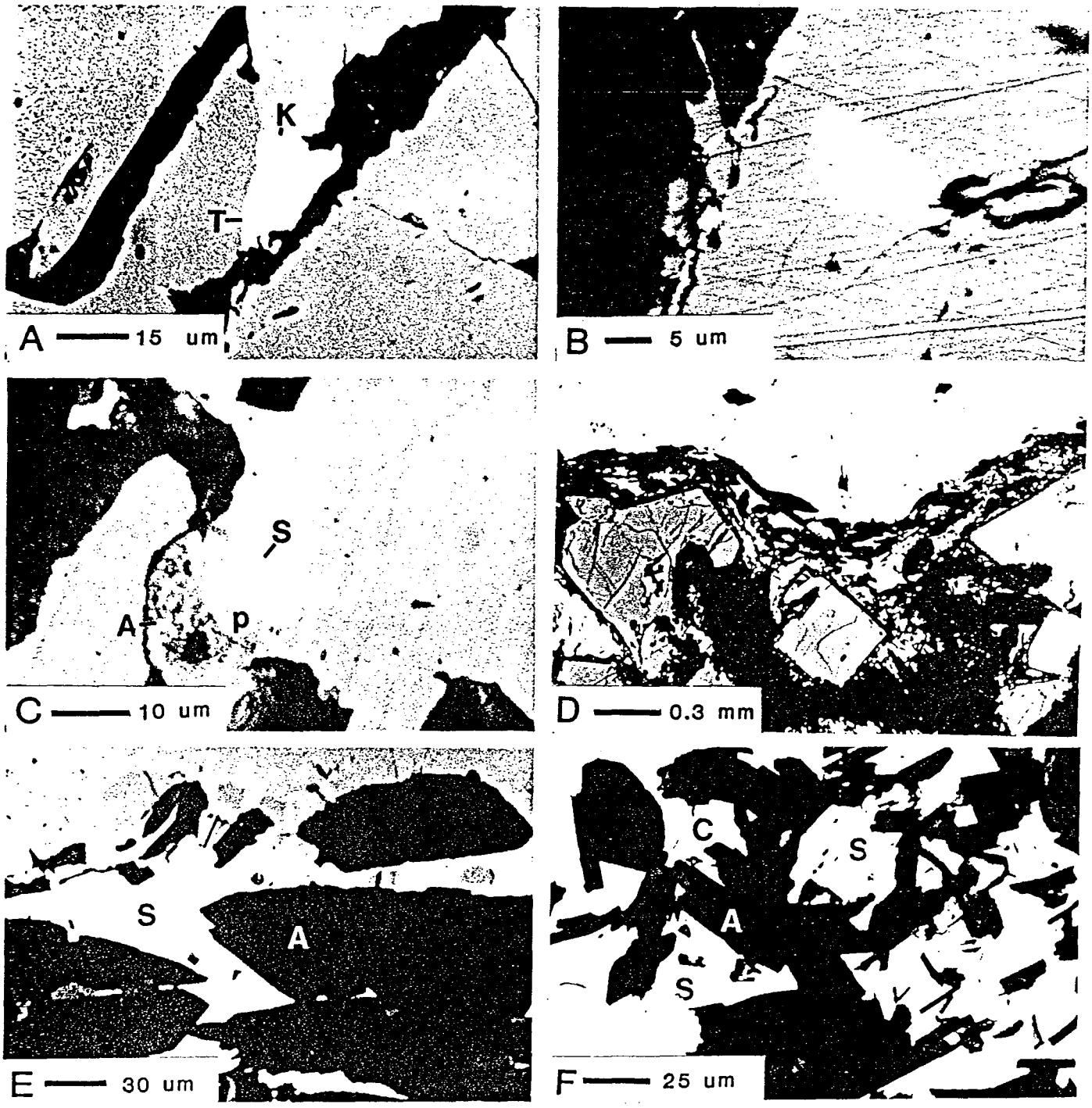
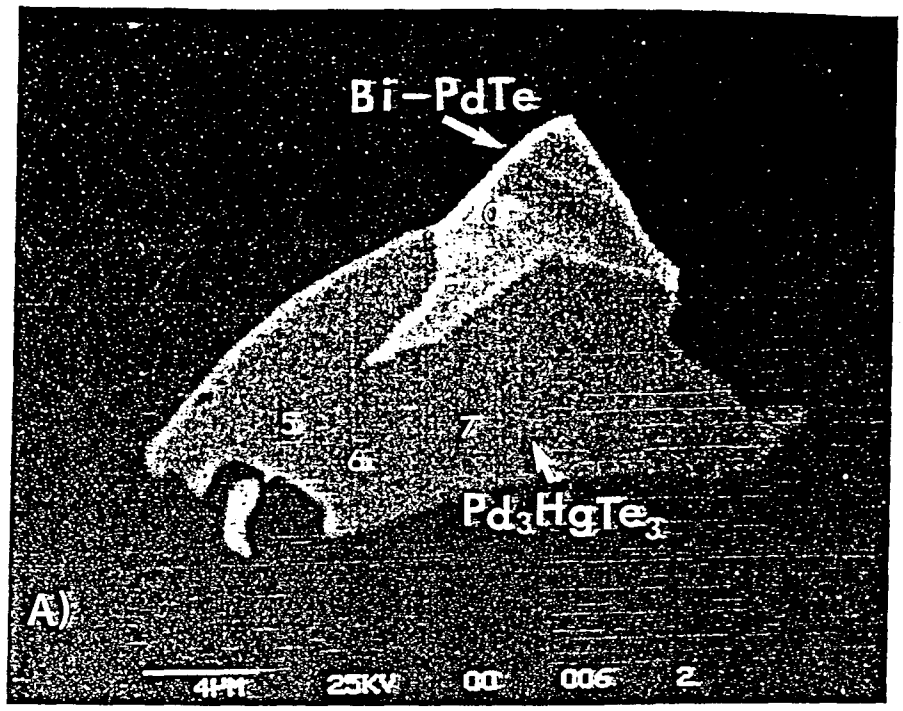


Fig. 3
BEAUDOIN et. al. 1980


Bi-PdTe
5
6
7
Pd_3HgTe_3
A)
4μm
25KV
000
006
2

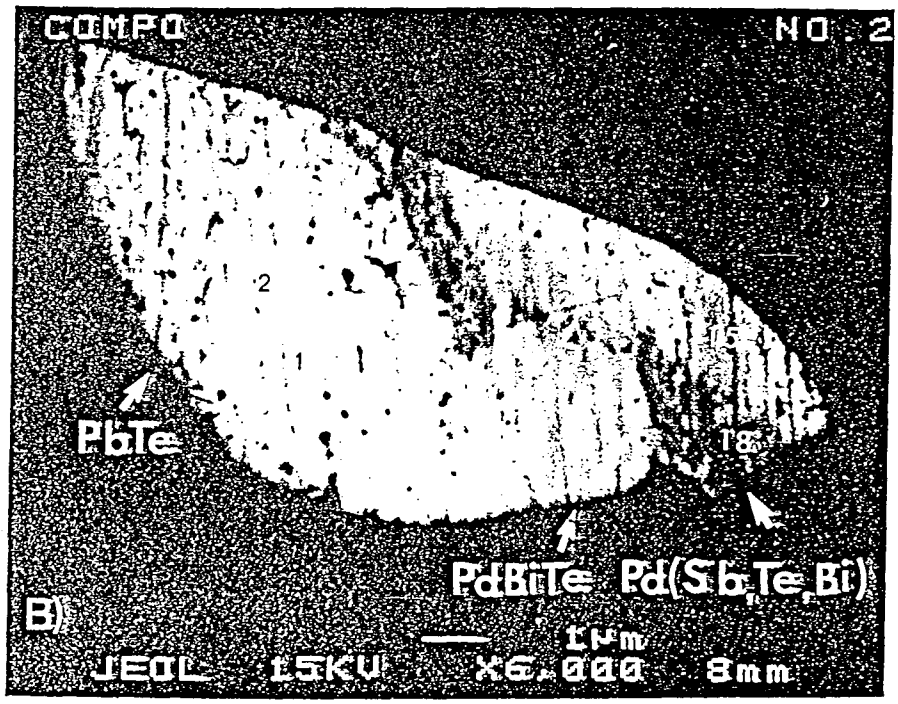
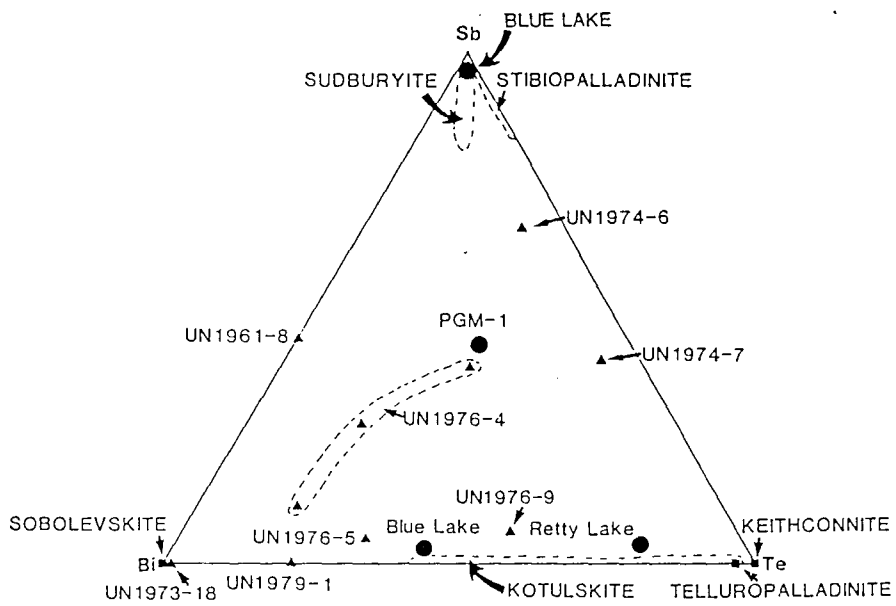
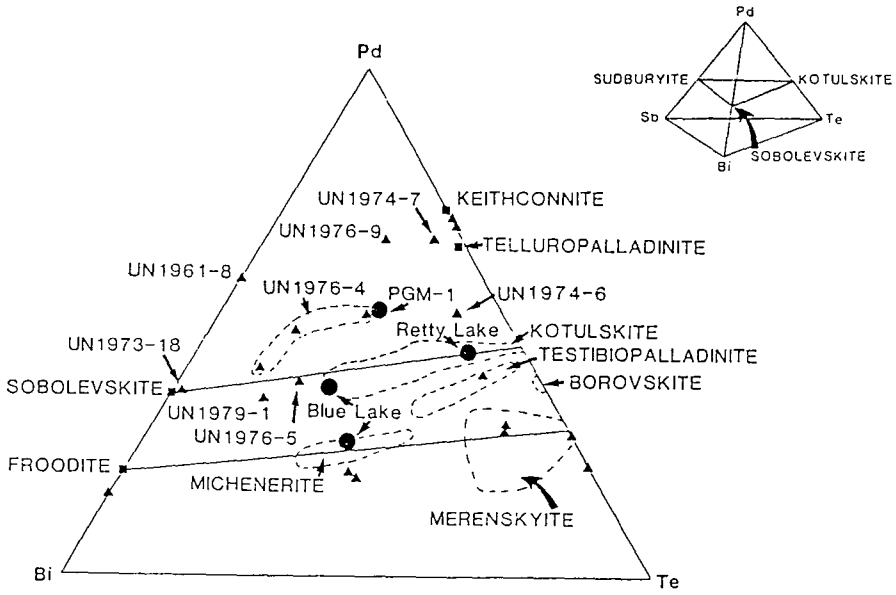

COMPO
NO. 2
2
1
PbTe
18
PdBiTe
Pd(SbTeBi)
B)
1μm
JEOL
15KV
X6,000
8mm

Fig 4.


Sb
BLUE LAKE
SUDBURYITE
STIBIOPALLADINITE
UN1974-6
UN1961-8
PGM-1
UN1974-7
UN1976-4
UN1976-9
SOBOLEVSKITE
UN1976-5
Blue Lake
Retty Lake
KEITHCONNITE
Bi
Te
UN1973-18
UN1979-1
KOTULSKITE
TELLUROPALLADINITE


Pd
UN1974-7
KEITHCONNITE
UN1976-9
TELLUROPALLADINITE
UN1961-8
UN1976-4
PGM-1
UN1974-6
Retty Lake
KOTULSKITE
UN1973-18
TESTIBIOPALLADINITE
SOBOLEVSKITE
BOROVSKITE
UN1979-1
Blue Lake
UN1976-5
FROODITE
MICHENERITE
MERENSKYITE
Bi
Te

Pd
SUDBURYITE
KOTULSKITE
Sb
Te
Bi
SOBOLEVSKITE

Fig. 5

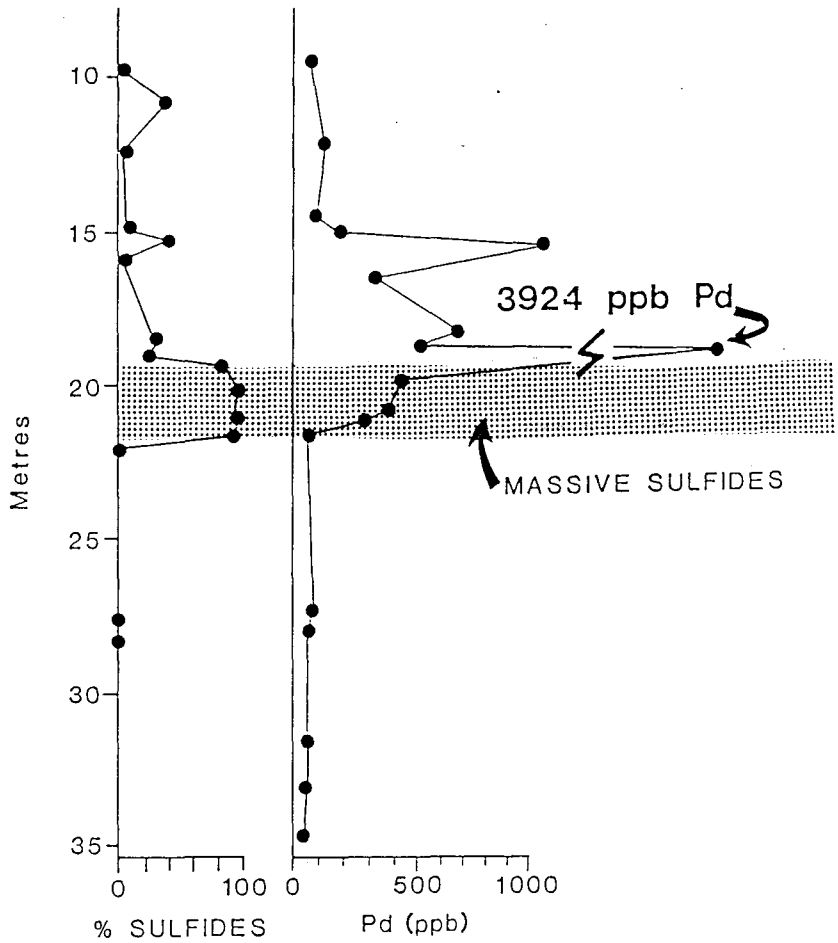

10
15
20
25
30
35
Metres
3924 ppb Pd
MASSIVE SULFIDES
0
100
% SULFIDES
0
500
1000
Pd (ppb)

Fig. 6

SUDBURYITE DE LA FOSSE DU LABRADOR

N° Analyse	032-2-37-a	032-2-38-a	032-2-39-a	032-2-30-a	032-2-32-a	032-2-40-b	032-2-41-b	032-2-35-b	032-2-36-b	032-2-37-b
S	0,000	0,047	0,022	0,080	0,060	0,017	0,000	0,030	0,110	0,010
Pt	0,144	0,219	0,599	0,890	0,000	0,000	0,166	0,000	0,220	0,040
As	0,094	0,863	0,000	0,290	0,230	0,051	0,000	0,200	0,210	0,000
Pd	41,181	41,107	41,407	40,860	39,960	42,370	42,951	41,960	41,880	41,960
Hg	0,250	0,132	0,126	0,060	0,670	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ir	0,299	0,253	0,199	0,770	0,000	0,001	0,061	0,440	0,000	0,900
Cu	0,219	0,225	0,000	0,070	0,160	0,000	0,000	0,000	0,000	0,080
Bi	0,947	0,718	1,097	0,950	1,200	1,174	1,042	0,560	0,970	0,660
Fe	0,325	0,724	0,258	1,180	0,850	0,851	0,287	0,410	0,570	0,640
Te	0,867	0,646	0,771	0,630	1,340	0,014	0,043	0,080	0,040	0,000
Ni	2,412	2,420	2,415	2,770	3,020	2,040	2,146	2,250	2,420	2,140
Sb	52,170	53,034	52,597	53,800	52,580	52,617	52,670	54,560	54,700	54,020
Total	98,908	100,388	99,491	102,350	100,070	99,135	99,366	100,490	101,120	100,450

Formules structurales

S	0,000	0,003	0,002	0,005	0,004	0,001	0,000	0,002	0,008	0,001
Pt	0,002	0,002	0,007	0,010	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000
As	0,003	0,025	0,000	0,008	0,007	0,002	0,000	0,006	0,006	0,000
Pd	0,877	0,854	0,881	0,835	0,833	0,897	0,913	0,879	0,868	0,880
Hg	0,003	0,001	0,001	0,001	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ir	0,004	0,003	0,002	0,009	0,000	0,000	0,001	0,005	0,000	0,010
Cu	0,008	0,008	0,000	0,002	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Bi	0,010	0,008	0,012	0,010	0,013	0,013	0,011	0,006	0,010	0,007
Fe	0,013	0,029	0,010	0,046	0,034	0,034	0,012	0,016	0,023	0,026
Te	0,015	0,011	0,014	0,011	0,023	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000
Ni	0,093	0,091	0,093	0,103	0,114	0,078	0,083	0,085	0,091	0,081
Sb	0,972	0,964	0,978	0,961	0,959	0,974	0,978	0,999	0,991	0,991

N° Analyse	032-2-38-b	032-2-39-b	032-2-40-b	032-2-42-c	032-2-43-c	032-2-44-c	032-2-41-c	032-2-42-c	032-2-43-c	032-2-34-d
S	0,060	0,140	0,050	0,048	0,001	0,032	0,140	0,120	0,040	0,030
Pt	1,710	0,240	0,210	0,451	0,369	0,348	0,780	0,880	0,000	0,000
As	0,270	0,030	0,080	0,440	0,755	0,358	0,340	0,110	0,250	0,220
Pd	41,480	40,730	41,770	42,274	42,106	42,236	40,080	40,640	40,340	42,350
Hg	0,000	0,000	0,000	0,308	0,277	0,000	0,130	0,770	0,310	0,010
Ir	0,000	0,000	0,000	0,352	0,000	0,208	0,000	0,470	0,510	0,600
Cu	0,220	0,320	0,110	0,454	0,164	0,212	0,090	0,000	0,000	0,010
Bi	1,040	0,570	1,200	0,894	0,901	0,869	0,900	0,950	1,010	1,040
Fe	0,720	1,280	0,860	1,290	0,438	0,944	1,040	0,730	0,570	0,930
Te	0,000	0,030	0,000	0,975	1,007	0,134	0,790	1,070	1,180	0,060
Ni	2,150	2,090	2,150	2,601	2,455	2,494	3,050	2,980	2,990	2,230
Sb	53,160	53,660	54,290	52,467	52,621	53,399	54,160	52,990	53,510	55,020
Total	100,810	99,090	100,720	102,554	101,094	101,234	101,500	101,710	100,710	102,500

Formules structurales

S	0,004	0,010	0,003	0,003	0,000	0,002	0,010	0,008	0,003	0,002
Pt	0,020	0,003	0,002	0,005	0,004	0,004	0,009	0,010	0,000	0,000
As	0,008	0,001	0,002	0,013	0,022	0,010	0,010	0,003	0,007	0,006
Pd	0,867	0,854	0,871	0,856	0,874	0,870	0,821	0,839	0,840	0,868
Hg	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,001	0,008	0,003	0,000
Ir	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,000	0,005	0,006	0,007
Cu	0,008	0,011	0,004	0,015	0,006	0,007	0,003	0,000	0,000	0,000
Bi	0,011	0,006	0,013	0,009	0,010	0,009	0,009	0,010	0,011	0,011
Fe	0,029	0,051	0,034	0,050	0,017	0,037	0,041	0,029	0,023	0,036
Te	0,000	0,001	0,000	0,016	0,017	0,002	0,013	0,018	0,020	0,001
Ni	0,081	0,079	0,081	0,096	0,092	0,093	0,113	0,112	0,113	0,083
Sb	0,972	0,984	0,989	0,929	0,955	0,962	0,970	0,957	0,974	0,986

N° Analyse	032-2-47-e	032-2-47-e	032-2-47-e	032-1-1	032-1-3	032-1-4	032-1-5-a	032-1-6-a	032-1-7-a	032-1-8-a
S	0,070	0,000	0,310	0,130	0,210	0,050	0,130	0,030	0,060	0,060
Pt	0,830	0,420	0,880	0,000	1,440	1,190	1,120	0,260	0,000	0,000
As	0,000	0,060	0,070	0,410	0,190	0,210	0,170	0,320	0,270	0,230
Pd	39,870	41,250	39,870	42,770	41,130	41,190	40,900	40,580	40,310	40,410
Hg	1,150	1,400	1,490	0,130	0,010	0,060	0,000	0,000	0,000	0,000
Ir	1,080	0,220	0,770	0,000	0,030	0,180	0,510	1,270	0,940	0,300
Cu	0,000	0,180	0,270	0,710	0,650	0,310	0,000	0,070	0,040	0,070
Bi	1,080	1,250	1,170	0,730	0,710	1,240	1,220	0,440	0,780	0,680
Fe	0,100	0,180	1,990	0,510	0,770	0,600	0,920	0,430	0,370	0,430
Te	1,320	1,290	1,710	0,000	0,000	0,000	0,060	0,000	0,030	0,080
Ni	2,520	2,440	2,690	2,780	2,520	2,570	2,540	2,890	2,640	2,690
Sb	52,450	52,080	51,510	56,530	53,520	54,990	54,430	54,240	54,410	54,430
Total	100,470	100,770	102,730	104,700	101,180	102,590	102,000	100,530	99,850	99,380

Formules structurales

S	0,005	0,000	0,021	0,009	0,014	0,003	0,009	0,002	0,004	0,004
Pt	0,010	0,005	0,010	0,000	0,016	0,013	0,013	0,003	0,000	0,000
As	0,000	0,002	0,002	0,012	0,006	0,006	0,005	0,009	0,008	0,007
Pd	0,848	0,871	0,807	0,848	0,846	0,845	0,843	0,847	0,849	0,852
Hg	0,013	0,016	0,016	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Ir	0,013	0,003	0,009	0,000	0,000	0,002	0,006	0,015	0,011	0,003
Cu	0,000	0,006	0,009	0,024	0,022	0,011	0,000	0,002	0,001	0,002
Bi	0,012	0,013	0,012	0,007	0,007	0,013	0,013	0,005	0,008	0,007
Fe	0,004	0,007	0,077	0,019	0,030	0,023	0,036	0,017	0,015	0,017
Te	0,023	0,023	0,029	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001
Ni	0,097	0,093	0,099	0,100	0,094	0,096	0,095	0,109	0,101	0,103
Sb	0,975	0,961	0,911	0,980	0,963	0,987	0,980	0,990	1,002	1,003

SUDBURYITE DE LA FOSSE DU LABRADOR

N° Analyse	032-1-9-a	032-1-45-a	032-1-46-a	032-1-47-a	032-1-10-a' ex	032-1-48-b	032-1-49-b	032-1-50-b	032-1-51-b	032-1-12-c
S	0,100	0,000	0,028	0,019	0,170	0,040	0,027	0,039	0,005	0,080
Pt	0,460	0,308	0,130	0,370	0,230	0,289	0,183	0,033	0,343	0,900
As	0,230	0,416	0,531	0,314	0,250	0,347	0,478	0,407	0,305	0,150
Pd	40,290	41,418	42,106	42,079	40,190	41,442	41,892	42,209	42,752	40,490
Hg	0,000	0,000	0,000	0,067	0,000	0,000	0,199	0,000	0,134	0,000
Ir	0,000	0,255	0,035	0,000	0,600	0,221	0,000	0,000	0,469	0,460
Cu	0,230	0,000	0,115	0,000	0,230	0,152	0,182	0,478	0,000	0,230
Bi	0,560	1,078	0,722	1,020	0,500	1,512	1,609	1,473	1,569	1,130
Fe	0,370	0,168	0,677	0,015	0,770	0,000	0,153	0,425	0,241	0,390
Te	0,010	0,000	0,043	0,000	0,000	0,201	0,081	0,297	0,013	0,250
Ni	2,880	2,556	2,599	2,579	2,570	2,678	2,538	2,551	2,316	2,980
Sb	54,180	53,834	53,279	54,040	54,400	52,915	52,740	53,367	52,907	53,300
Total	99,310	100,033	100,265	100,503	99,910	99,797	100,082	101,279	101,054	100,360

Formules structurales

S	0,007	0,000	0,002	0,001	0,012	0,003	0,002	0,003	0,000	0,006
Pt	0,005	0,004	0,001	0,004	0,003	0,003	0,002	0,000	0,004	0,010
As	0,007	0,012	0,016	0,009	0,007	0,010	0,014	0,012	0,009	0,004
Pd	0,847	0,873	0,875	0,883	0,838	0,876	0,881	0,872	0,896	0,847
Hg	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000
Ir	0,000	0,003	0,000	0,000	0,007	0,003	0,000	0,000	0,005	0,005
Cu	0,008	0,000	0,004	0,000	0,008	0,005	0,006	0,017	0,000	0,008
Bi	0,006	0,012	0,008	0,011	0,005	0,016	0,017	0,015	0,017	0,012
Fe	0,015	0,007	0,027	0,001	0,031	0,000	0,006	0,017	0,010	0,016
Te	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,004	0,001	0,005	0,000	0,004
Ni	0,110	0,098	0,098	0,098	0,097	0,103	0,097	0,096	0,088	0,113
Sb	0,995	0,992	0,968	0,992	0,992	0,977	0,970	0,964	0,969	0,975

N° Analyse	032-1-13-c	032-1-14-c	032-1-15-c	032-1-16-c	032-1-17-c	032-1-19-c	032-1-20-c	032-1-25-d	032-1-26-e	B-032A-1-a
S	0,080	0,020	0,050	0,030	0,020	0,050	0,050	0,200	0,560	0,000
Pt	1,800	0,890	0,240	0,820	1,100	0,820	0,550	0,160	0,270	0,113
As	0,070	0,210	0,190	0,120	0,210	0,000	0,050	0,210	0,000	0,000
Pd	40,390	40,490	40,510	40,780	40,780	40,760	41,010	41,630	39,380	38,346
Hg	0,130	0,060	0,030	0,000	0,000	0,140	0,000	0,000	0,000	1,378
Ir	0,000	0,070	0,000	0,010	0,420	0,080	1,080	0,000	0,120	0,000
Cu	0,080	0,220	0,310	0,040	0,150	0,270	0,190	0,670	0,890	0,000
Bi	0,710	0,750	1,620	1,210	1,080	0,710	0,800	0,760	0,350	3,554
Fe	0,780	0,460	0,350	0,300	0,540	0,900	0,510	1,620	1,200	0,000
Te	0,040	0,000	0,080	0,000	0,010	0,000	0,000	0,020	0,000	4,130
Ni	2,740	2,780	2,340	2,760	2,710	2,610	2,630	2,390	2,650	7,177
Sb	53,060	53,320	52,970	53,120	52,290	53,860	53,750	52,970	54,160	45,536
Total	99,880	99,270	98,690	99,190	99,310	100,200	100,620	100,630	99,580	100,234

Formules structurales

S	0,006	0,001	0,004	0,002	0,001	0,003	0,003	0,014	0,038	0,000
Pt	0,021	0,010	0,003	0,009	0,013	0,009	0,006	0,002	0,003	0,001
As	0,002	0,006	0,006	0,004	0,006	0,000	0,001	0,006	0,000	0,000
Pd	0,849	0,855	0,864	0,866	0,864	0,851	0,858	0,850	0,807	0,789
Hg	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,015
Ir	0,000	0,001	0,000	0,000	0,005	0,001	0,013	0,000	0,001	0,000
Cu	0,003	0,008	0,011	0,001	0,005	0,009	0,007	0,023	0,031	0,000
Bi	0,008	0,008	0,018	0,013	0,012	0,008	0,009	0,008	0,004	0,037
Fe	0,031	0,019	0,014	0,012	0,022	0,036	0,020	0,063	0,047	0,000
Te	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,071
Ni	0,104	0,106	0,091	0,106	0,104	0,099	0,100	0,088	0,098	0,268
Sb	0,975	0,985	0,988	0,986	0,968	0,983	0,983	0,946	0,971	0,819

SUDBURYITE DE LA FOSSE DU LABRADOR

N° Analyse	B-032A-6-a	B-032A-8-b	B-032A-9-c	B-032A-10-c	B-032A-11-d	B-032A-12-d	B-032A-1-a	B-032A-2-a	B-032A-5-a	B-032A-6-a
S	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pt	0,123	0,120	0,117	0,151	0,142	0,138	0,113	0,127	0,153	0,123
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pd	43,805	44,318	43,697	42,944	43,013	43,507	38,346	40,244	44,694	43,805
Hg	0,929	0,355	1,654	1,773	2,073	1,799	1,378	1,077	0,265	0,929
Ir	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Bi	1,205	1,531	1,009	1,173	0,962	1,106	3,554	3,684	1,192	1,205
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Te	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	4,130	2,217	0,000	0,000
Ni	4,729	4,543	5,256	5,392	5,245	5,416	2,600	2,600	2,600	2,600
Sb	51,390	51,935	50,555	50,372	50,442	50,113	45,536	46,951	52,492	51,390
Total	102,181	102,802	102,288	101,805	101,877	102,079	95,657	96,900	101,396	100,052

Formules structurales

S	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pt	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pd	0,890	0,895	0,884	0,873	0,875	0,881	0,863	0,891	0,930	0,926
Hg	0,010	0,004	0,018	0,019	0,022	0,019	0,016	0,013	0,003	0,010
Ir	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Bi	0,012	0,016	0,010	0,012	0,010	0,011	0,041	0,042	0,013	0,013
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Te	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,077	0,041	0,000	0,000
Ni	0,174	0,166	0,193	0,199	0,193	0,199	0,106	0,104	0,098	0,100
Sb	0,912	0,917	0,894	0,895	0,897	0,888	0,895	0,908	0,955	0,950

N° Analyse	B-032A-7-b	B-032A-8-b	B-032A-9-c	B-032A-10-c	B-032A-11-d	B-032A-12-d	B-032A-13-e
S	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pt	0,145	0,120	0,117	0,151	0,142	0,138	0,087
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pd	44,820	44,318	43,697	42,944	43,013	43,507	43,785
Hg	0,305	0,355	1,654	1,773	2,073	1,799	0,076
Ir	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Bi	1,015	1,531	1,009	1,173	0,962	1,106	0,372
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Te	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	2,600	2,600	2,600	2,600	2,600	2,600	2,600
Sb	52,735	51,935	50,555	50,372	50,442	50,113	53,925
Total	101,620	100,859	99,632	99,013	99,232	99,263	100,845

Formules structurales

S	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pt	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pd	0,930	0,928	0,929	0,920	0,920	0,929	0,913
Hg	0,003	0,004	0,019	0,020	0,024	0,020	0,001
Ir	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Bi	0,011	0,016	0,011	0,013	0,010	0,012	0,004
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Te	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,098	0,099	0,100	0,101	0,101	0,101	0,098
Sb	0,957	0,951	0,940	0,944	0,943	0,936	0,983

MICHENERITE DE LA FOSSE DU LABRADOR

Echantillon	192A-14	192A-15	192A-29	192A-30	192A-31	192A-33	192A(N)-4
S	0,384	0,590	0,321	0,980	0,000	0,000	0,474
Pt	1,029	0,803	1,205	1,336	0,846	1,111	1,652
Pd	21,729	20,653	22,638	23,229	24,047	23,534	23,609
Hg	0,000	0,025	0,105	0,000	0,029	0,084	0,000
Cu	0,213	0,296	0,000	0,000	0,324	0,000	0,000
Bi	35,032	31,226	39,515	40,348	39,952	39,574	41,130
Te	31,257	31,767	30,861	31,566	32,547	30,218	31,829
Ni	0,345	0,512	0,000	0,021	0,109	0,042	0,000
Sb	3,369	3,914	0,955	0,917	1,861	1,460	1,500
Pb	6,079	9,464	0,000	0,000	0,000	0,000	0,137
Sn	0,258	0,213	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	99,695	99,463	95,600	98,397	99,715	96,023	100,331

Formules structurales

S	0,051	0,078	0,045	0,130	0,000	0,000	0,063
Pt	0,022	0,016	0,028	0,029	0,018	0,026	0,036
Pd	0,869	0,820	0,953	0,930	0,970	0,994	0,945
Hg	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,002	0,000
Cu	0,014	0,009	0,000	0,000	0,022	0,000	0,000
Bi	0,714	0,631	0,847	0,823	0,821	0,851	0,838
Te	1,043	1,052	1,083	1,054	1,095	1,064	1,062
Ni	0,025	0,037	0,000	0,002	0,008	0,003	0,000
Sb	0,117	0,136	0,035	0,032	0,066	0,054	0,052
Pb	0,125	0,193	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Sn	0,009	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Echantillon	192A-23	192A-24	192A-17	192A-25	192A-13	192A-19	192A-20	192A-21
S	0,187	0,034	4,844	1,135	0,648	0,384	0,585	0,976
Pt	0,943	0,832	0,873	0,806	0,695	0,581	0,206	0,706
As	3,440	1,680	0,000	0,000	0,000	0,777	1,390	0,990
Pd	27,005	28,367	12,343	18,053	13,485	31,782	34,118	34,219
Hg	0,109	0,060	0,000	0,000	0,000	0,224	0,026	0,095
Ir	0,000	0,000	0,750	0,595	0,774	0,000	0,340	0,430
Cu	0,081	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,117
Bi	13,006	12,286	10,728	27,106	21,711	15,694	12,210	14,388
Fe	2,040	1,860	6,300	2,610	3,957	2,732	3,650	4,010
Te	19,233	19,249	28,707	32,669	33,210	17,829	15,748	16,964
Ni	3,261	2,205	0,692	0,128	0,302	3,138	3,049	2,498
Sb	18,020	19,430	4,653	2,970	2,435	20,004	23,748	21,994
Pb	14,192	14,130	29,588	13,011	22,578	2,421	1,265	0,900
Sn	0,934	0,849	0,221	0,130	0,002	1,512	1,959	1,858
Total	102,451	100,982	99,699	99,213	99,797	97,078	98,294	100,145

Formules structurales

S						0,029	0,042	0,068
Pt						0,007	0,002	0,008
As						0,025	0,042	0,030
Pd						0,719	0,731	0,722
Hg						0,003	0,000	0,001
Ir						0,000	0,004	0,005
Cu						0,000	0,000	0,004
Bi						0,181	0,133	0,155
Fe						0,118	0,149	0,161
Te						0,336	0,281	0,299
Ni						0,129	0,118	0,096
Sb						0,396	0,445	0,406
Pb						0,028	0,014	0,010
Sn						0,031	0,038	0,035

Echantillon	192A-22	192A-35	192A-36	192A-27	192A(N)-5	192A(N)-6	192A-18
S	0,321	1,959	1,492	3,690	0,516	1,396	2,303
Pt	0,636	0,734	0,928	0,575	0,459	0,191	0,249
As	0,000	0,270	0,000	0,914	0,750	1,790	0,790
Pd	35,269	30,073	27,532	32,688	36,095	35,107	32,685
Hg	0,000	0,099	0,126	0,205	0,169	0,191	0,107
Ir	0,030	0,344	0,581	0,000	0,200	0,000	0,220
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Bi	15,433	16,400	20,206	13,957	11,892	12,089	13,963
Fe	3,010	4,840	5,429	5,801	3,320	4,870	6,360
Te	16,767	22,600	23,627	18,508	15,404	15,520	17,227
Ni	2,527	2,213	1,936	2,350	3,273	3,005	2,681
Sb	20,996	15,648	13,332	20,296	24,506	23,706	20,117
Pb	2,152	0,000	0,000	0,000	1,784	1,137	0,595
Sn	2,038	0,000	0,000	0,000	1,999	1,927	1,825
Total	99,179	95,180	95,189	98,984	100,367	100,929	99,122

Formules structurales

S	0,024	0,142	0,111	0,240	0,036	0,093	0,153
Pt	0,008	0,009	0,011	0,006	0,005	0,002	0,003
As	0,000	0,008	0,000	0,025	0,022	0,051	0,023
Pd	0,783	0,656	0,620	0,639	0,763	0,707	0,655
Hg	0,000	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001
Ir	0,000	0,004	0,007	0,000	0,002	0,000	0,002
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Bi	0,174	0,182	0,232	0,139	0,128	0,124	0,143
Fe	0,127	0,201	0,233	0,216	0,134	0,187	0,243
Te	0,310	0,411	0,443	0,302	0,272	0,261	0,288
Ni	0,102	0,087	0,079	0,083	0,125	0,110	0,097
Sb	0,407	0,298	0,262	0,347	0,453	0,417	0,353
Pb	0,025	0,000	0,000	0,000	0,019	0,012	0,006
Sn	0,041	0,000	0,000	0,000	0,038	0,035	0,033

Echantillon	192A-23	192A-23	192A-24	192A-24	192A-17	192A-17	192A-25	192A-25	192A-13	192A-13
S	0,187	0,187	0,034	0,034	4,844	4,844	1,135	1,135	0,648	0,648
Pt	0,943	0,943	0,832	0,832	0,873	0,873	0,806	0,806	0,695	0,695
As	3,440	3,440	1,680	1,680	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pd	27,005	27,005	28,367	28,367	12,343	12,343	18,053	18,053	13,485	13,485
Hg	0,109	0,109	0,060	0,060	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ir	0,000	0,000	0,000	0,000	0,750	0,000	0,595		0,774	
Cu	0,081	0,081	0,000	0,000	0,000	0,595	0,000	0,000	0,000	0,000
Bi	13,006	13,006	12,286	12,286	10,728	10,728	27,106	27,106	21,711	21,711
Fe	2,040	2,040	1,860		6,300	6,300	2,610	2,610	3,957	3,959
Te	19,233	10,500	19,249	10,549	28,707	24,659	32,669	24,659	33,210	18,311
Ni	3,261	3,261	2,205	2,205	0,692	0,692	0,128	0,128	0,302	0,302
Sb	18,020	18,020	19,430	19,430	4,653	4,653	2,970	2,970	2,435	2,435
Pb	14,192	0,000	14,130	0,000	29,588	0,000	13,011	0,000	22,578	0,000
Sn	0,934	0,934	0,849	0,849	0,221	0,221	0,130	0,130	0,002	0,002
Total	102,451	79,526	100,982	76,292	99,699	65,908	99,213	77,597	99,797	61,548

Formules structurales

S	0,017	0,003	0,441	0,116	0,067	
Pt	0,014	0,013	0,013	0,014	0,012	
As	0,130	0,066	0,000	0,000	0,000	
Pd	0,721	0,791	0,339	0,557	0,423	
Hg	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	
Ir	0,000	0,000	0,011	0,010	0,013	
Cu	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	
Bi	0,177	0,175	0,150	0,425	0,346	
Fe	0,103	0,099	0,329	0,153	0,236	
Te	0,234	0,245	0,564	0,634	0,478	
Ni	0,158	0,112	0,034	0,007	0,017	
Sb	0,420	0,474	0,112	0,080	0,067	
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Sn	0,022	0,021	0,005	0,004	0,000	

Echantillon	192A-19	192A-20	192A-21	192A-22	192A-35	192A-36	192A-27	192A(N)-5	192A(N)-6	192A-18
S	0,384	0,585	0,976	0,321	1,959	1,492	3,690	0,516	1,396	2,303
Pt	0,581	0,206	0,706	0,636	0,734	0,928	0,575	0,459	0,191	0,249
As	0,777	1,390	0,990	0,000	0,270	0,000	0,914	0,750	1,790	0,790
Pd	31,782	34,118	34,219	35,269	30,073	27,532	32,688	36,095	35,107	32,685
Hg	0,224	0,026	0,095	0,000	0,099	0,126	0,205	0,169	0,191	0,107
Ir	0,000	0,340	0,430	0,030	0,344	0,581	0,000	0,200	0,000	0,220
Cu	0,000	0,000	0,117	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Bi	15,694	12,210	14,388	15,433	16,400	20,206	13,957	11,892	12,089	13,963
Fe	2,732	3,650	4,010	3,010	4,840	5,429	5,801	3,320	4,870	6,360
Te	17,829	15,748	16,964	16,767	22,600	23,627	18,508	15,404	15,520	17,227
Ni	3,138	3,049	2,498	2,527	2,213	1,936	2,350	3,273	3,005	2,681
Sb	20,004	23,748	21,994	20,996	15,648	13,332	20,296	24,506	23,706	20,117
Pb	2,421	1,265	0,900	2,152	0,000	0,000	0,000	1,784	1,137	0,595
Sn	1,512	1,959	1,858	2,038	0,000	0,000	0,000	1,999	1,927	1,825
Total	97,078	98,294	100,145	99,179	95,180	95,189	98,984	100,367	100,929	99,122

Formules structurales

S	0,029	0,042	0,068	0,024	0,142	0,111	0,240	0,036	0,093	0,153
Pt	0,007	0,002	0,008	0,008	0,009	0,011	0,006	0,005	0,002	0,003
As	0,025	0,042	0,030	0,000	0,008	0,000	0,025	0,022	0,051	0,023
Pd	0,719	0,731	0,722	0,783	0,656	0,620	0,639	0,763	0,707	0,655
Hg	0,003	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001
Ir	0,000	0,004	0,005	0,000	0,004	0,007	0,000	0,002	0,000	0,002
Cu	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Bi	0,181	0,133	0,155	0,174	0,182	0,232	0,139	0,128	0,124	0,143
Fe	0,118	0,149	0,161	0,127	0,201	0,233	0,216	0,134	0,187	0,243
Te	0,336	0,281	0,299	0,310	0,411	0,443	0,302	0,272	0,261	0,288
Ni	0,129	0,118	0,096	0,102	0,087	0,079	0,083	0,125	0,110	0,097
Sb	0,396	0,445	0,406	0,407	0,298	0,262	0,347	0,453	0,417	0,353
Pb	0,028	0,014	0,010	0,025	0,000	0,000	0,000	0,019	0,012	0,006
Sn	0,031	0,038	0,035	0,041	0,000	0,000	0,000	0,038	0,035	0,033

ALTAITE DE LA FOSSE DU LABRADOR

N° Analyse	192A-2	192A-3	192A-5	192A-29	192A-6
S	0,843	1,010	0,936	0,539	1,042
Pt	0,000	0,656	0,384	0,165	0,419
Pd	0,056	0,083	0,234	0,477	1,449
Bi	0,000	0,021	0,394	0,000	0,035
Te	36,305	36,369	35,596	35,972	35,181
Sb	0,254	0,362	0,365	0,674	1,435
Pb	60,566	59,930	60,508	59,824	58,903
Total	98,024	98,454	98,417	97,651	98,464
Formules structurales					
S	0,087	0,103	0,096	0,056	0,105
Pt	0,000	0,011	0,006	0,003	0,007
Pd	0,002	0,003	0,007	0,015	0,044
Bi	0,000	0,000	0,006	0,000	0,001
Te	0,939	0,930	0,916	0,942	0,889
Sb	0,007	0,010	0,010	0,019	0,038
Pb	0,965	0,943	0,959	0,965	0,917

TEMAGAMITE DE LA FOSSE DU LABRADOR

N° Analyse	027A-4	027A-5	027A-6	027A-7	B-027A-1	B-027A-2	B-027A-4	B-027A-5	027A-10	027A-11	027A-12	027A-13
S	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pt	0,389	0,366	0,121	0,352	0,057	0,064	0,085	0,123	0,416	0,270	0,073	0,377
Pd	33,284	33,031	33,923	33,192	33,933	33,772	34,018	34,028	34,114	33,158	33,659	32,749
Hg	20,126	20,946	19,395	18,497	21,511	21,509	21,136	18,062	13,685	20,765	20,364	20,506
Ir	0,225	0,067	0,252	0,292	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,314	0,073	0,321
Cu	0,391	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,174	0,000
Bi	0,980	0,657	3,586	4,827	0,676	0,626	0,608	4,663	12,012	0,568	0,627	0,712
Fe	1,080	1,198	0,399	0,858	0,000	0,000	0,000	0,000	1,343	0,428	0,879	1,469
Te	42,891	42,549	41,489	41,450	41,801	41,800	41,773	38,867	37,166	43,431	43,068	42,806
Ni	0,941	0,963	0,756	0,817	1,768	1,962	1,887	1,818	0,646	0,989	0,914	0,898
Sb	0,232	0,152	0,449	0,404	0,387	0,300	0,283	0,767	1,026	0,154	0,126	0,342
Total	100,539	99,945	100,370	100,689	100,133	100,033	99,790	98,328	100,408	100,077	99,957	100,180

Formules structurales

S	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pt	0,017	0,017	0,006	0,016	0,003	0,003	0,004	0,006	0,019	0,012	0,003	0,017
Pd	2,735	2,740	2,849	2,771	2,824	2,807	2,832	2,890	2,866	2,772	2,788	2,704
Hg	0,877	0,922	0,864	0,819	0,950	0,948	0,933	0,814	0,610	0,921	0,895	0,898
Ir	0,010	0,003	0,012	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,003	0,015
Cu	0,054	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,024	0,000
Bi	0,041	0,028	0,153	0,205	0,029	0,026	0,026	0,202	0,514	0,024	0,026	0,030
Fe	0,169	0,189	0,064	0,136	0,000	0,000	0,000	0,000	0,215	0,068	0,139	0,231
Te	2,939	2,943	2,905	2,886	2,901	2,897	2,900	2,752	2,603	3,027	2,975	2,947
Ni	0,140	0,145	0,115	0,124	0,267	0,296	0,285	0,280	0,098	0,150	0,137	0,134
Sb	0,017	0,011	0,033	0,029	0,028	0,022	0,021	0,057	0,075	0,011	0,009	0,025

N° Analyse	027A-16	027A-22	027A-23	B-027A-1	B-027A-2	B-027A-4	B-027A-5	027A-31	027A-32	027A-34	027A-35	027A-36	027A-39
S	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,116	0,027	0,127	0,065	0,092	0,176
Pt	0,111	0,372	0,092	0,057	0,064	0,085	0,123	0,508	0,070	0,000	0,005	0,300	0,718
Pd	32,944	32,496	33,145	33,933	33,772	34,018	34,028	32,735	33,418	33,061	32,763	33,317	32,850
Hg	21,176	21,228	19,232	21,511	21,509	21,136	18,062	21,541	20,555	20,722	20,583	21,293	20,919
Ir	0,129	0,069	0,124	0,000	0,000	0,000	0,000	0,261	0,151	0,488	0,346	0,003	0,171
Cu	0,093	0,193	0,123	0,000	0,000	0,000	0,000	0,116	0,000	0,000	0,163	0,344	0,642
Bi	0,581	0,551	2,975	0,676	0,626	0,608	4,663	0,067	0,344	0,533	0,674	0,246	0,567
Fe	1,008	1,976	1,273	0,000	0,000	0,000	0,000	1,172	1,194	1,327	1,136	1,081	2,041
Te	43,362	43,943	41,886	41,801	41,800	41,773	38,867	42,994	43,466	42,403	43,172	42,680	43,297
Ni	0,863	0,959	0,830	0,900	0,900	0,900	0,900	0,997	0,887	1,039	1,010	0,819	1,025
Sb	0,131	0,228	0,551	0,387	0,300	0,283	0,767	0,173	0,315	0,171	0,109	0,215	0,200
Total	100,398	102,015	100,231	99,265	98,971	98,803	97,410	100,680	100,427	99,871	100,026	100,390	102,606

Formules structurales

S	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,032	0,007	0,035	0,018	0,025	0,046
Pt	0,005	0,016	0,004	0,003	0,003	0,004	0,006	0,023	0,003	0,000	0,000	0,013	0,031
Pd	2,729	2,616	2,745	2,878	2,873	2,894	2,949	2,688	2,749	2,725	2,705	2,740	2,601
Hg	0,930	0,907	0,845	0,968	0,971	0,954	0,830	0,938	0,897	0,906	0,901	0,929	0,879
Ir	0,006	0,003	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,007	0,022	0,016	0,000	0,007
Cu	0,013	0,026	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,023	0,047	0,085
Bi	0,025	0,023	0,125	0,029	0,027	0,026	0,206	0,003	0,014	0,022	0,028	0,010	0,023
Fe	0,159	0,303	0,201	0,000	0,000	0,000	0,000	0,183	0,187	0,208	0,179	0,169	0,308
Te	2,995	2,950	2,893	2,956	2,965	2,963	2,809	2,944	2,981	2,914	2,972	2,927	2,859
Ni	0,130	0,140	0,125	0,138	0,139	0,139	0,141	0,148	0,132	0,155	0,151	0,122	0,147
Sb	0,009	0,016	0,040	0,029	0,022	0,021	0,058	0,012	0,023	0,012	0,008	0,015	0,014

N° Analyse	B-027A-3	B-027A-7	027A-8	027A-17	027A-18	027A-19	027A-21	Roh-39-B-52	Roh-39-B-53
S	0,000	0,000	0,340	0,843	1,632	6,550	0,296	0,104	0,221
Pt	0,030	0,090	0,864	1,233	1,066	0,486	0,775	0,631	0,327
Pd	37,310	36,932	36,930	36,768	36,322	32,172	36,303	40,706	40,654
Hg	1,599	0,207	0,000	0,000	0,003	0,005	0,000	0,027	0,000
Ir	0,000	0,000	0,479	0,291	0,041	0,000	0,297	0,080	0,175
Cu	0,000	0,000	0,183	0,000	0,000	0,000	0,099	0,000	0,000
Bi	31,056	32,305	30,148	32,440	31,640	27,872	33,433	10,468	10,188
Fe	0,000	0,000	2,113	2,879	3,488	9,641	2,198	2,758	2,327
Te	26,073	26,006	29,263	25,817	24,669	21,424	26,069	44,977	44,359
Ni	0,173	0,066	0,000	0,040	0,040	0,000	0,039	0,012	0,004
Sb	2,583	2,263	2,199	2,145	2,080	1,764	2,132	2,522	2,554
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	98,824	97,869	102,519	102,456	100,981	99,914	101,641	102,285	100,809

Formules structurales

S	0,000	0,000	0,027	0,065	0,124	0,410	0,024	0,008	0,016
Pt	0,000	0,001	0,011	0,016	0,013	0,005	0,010	0,008	0,004
Pd	0,953	0,955	0,871	0,856	0,830	0,606	0,876	0,887	0,898
Hg	0,022	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ir	0,000	0,000	0,006	0,004	0,001	0,000	0,004	0,001	0,002
Cu	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
Bi	0,404	0,425	0,362	0,385	0,368	0,267	0,411	0,116	0,115
Fe	0,000	0,000	0,095	0,128	0,152	0,346	0,101	0,115	0,098
Te	0,555	0,561	0,575	0,501	0,470	0,337	0,524	0,817	0,817
Ni	0,008	0,003	0,000	0,002	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000
Sb	0,058	0,051	0,045	0,044	0,042	0,029	0,045	0,048	0,049
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

KOTULSKITE DE LA FOSSE DU LABRADOR

N° Analyse	Roh-39-B-55	Roh-39-B-57	Roh-39-B-58	Roh-39-B-59	Roh-39-B-54	Roh-39-B-55	027A-38	027A-37
S	0,156	1,794	0,344	0,170	0,340	0,410	0,068	0,053
Pt	0,494	0,464	0,583	0,675	0,500	0,000	0,780	1,054
Pd	41,013	39,460	41,010	40,979	40,040	40,170	36,319	36,201
Hg	0,000	0,000	0,080	0,096	0,050	0,020	0,059	0,000
Ir	0,577	0,041	0,338	0,173	0,010	0,000	0,272	0,000
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,090	0,270	0,241	0,264
Bi	9,561	9,464	10,226	9,551	9,170	8,880	34,171	31,823
Fe	2,004	3,454	2,327	1,901	2,180	2,550	1,620	1,798
Te	44,463	43,515	44,362	44,908	46,530	46,550	25,609	27,642
Ni	0,093	0,066	0,000	0,000	0,070	0,000	0,056	0,000
Sb	2,622	2,424	2,442	2,650	2,350	2,400	2,309	2,228
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,272	0,000
Total	100,983	100,682	101,712	101,103	101,330	101,250	101,860	101,081

Formules structurales

S	0,011	0,125	0,025	0,012	0,025	0,029	0,006	0,004
Pt	0,006	0,005	0,007	0,008	0,006	0,000	0,010	0,014
Pd	0,908	0,825	0,897	0,908	0,876	0,871	0,889	0,883
Hg	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000
Ir	0,007	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,010	0,010	0,011
Bi	0,108	0,101	0,114	0,108	0,102	0,098	0,426	0,395
Fe	0,085	0,138	0,097	0,080	0,091	0,105	0,076	0,084
Te	0,821	0,759	0,809	0,829	0,849	0,841	0,523	0,562
Ni	0,004	0,003	0,000	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000
Sb	0,051	0,044	0,047	0,051	0,045	0,045	0,049	0,047
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000

PLANCHE IV

PGM DE LA FOSSE DU LABRADOR

a) Echantillon 192.A. Présence du minéral innommé (en blanc sur la photo); PGM1 : Pd (Sb, Te, Bi) à la limite entre pyrrhotite (en gris clair) et les silicates (en gris sombre) . Lumière réfléchie, échelle en mm.

b) Echantillon 027A. Association de kotulskite - témagamite (en blanc) le long d'une fracture recoupant les sulfures. En gris sombre: pyrrhotite; en gris plus clair: chalcopyrite. Lumière réfléchie, échelle en mm.

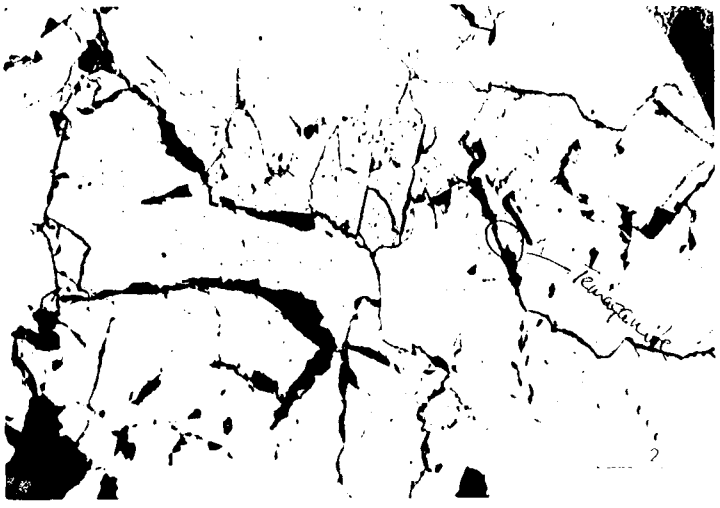
c) Image MEB en électrons rétrodiffusés d'un détail de la photo a. Association minérale complexe. En noir, minéral PGM1: Pd(Sb, Te, Bi); en gris: michénérite (PdBiTe) et en blanc altaïte (PbTe). La michénérite semble remplacer l'altaïte, tandis que PGM1 est plus tardif, recoupant l'altaïte et la michénérite.

d) Image MEB en électrons rétrodiffusés d'un détail de la photo b. Kotulskite bismuthifère Pd (Te, Bi) en gris clair associée à la témagamite en gris sombre.

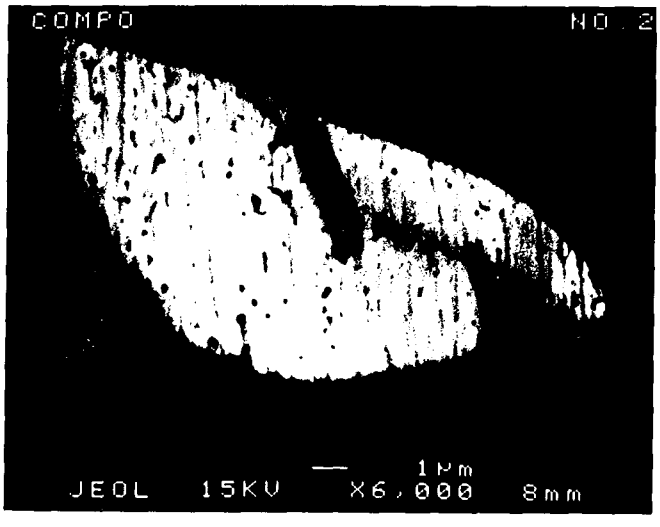
e) Image MEB en électrons rétrodiffusés. Kotulstite en inclusion dans de la pyrrhotite. Echantillon provenant du Lac Retty.

f) Image MEB en électrons rétrodiffusés d'un détail de la photo e. On peut remarquer l'association de la kotulskite avec de la galène (petit point blanc en haut à droite).

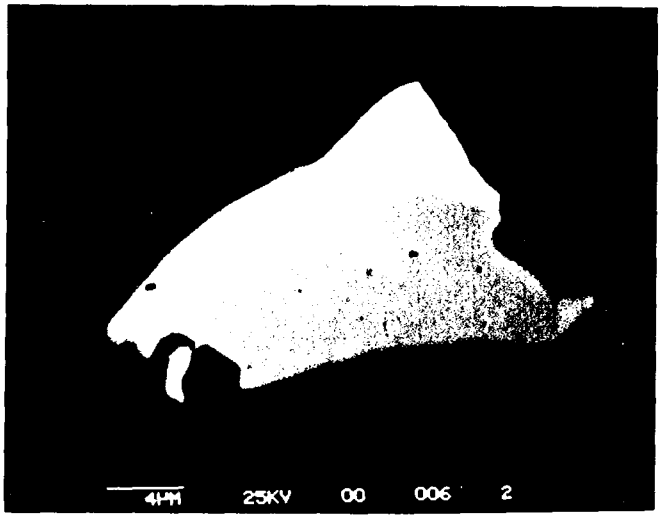
a



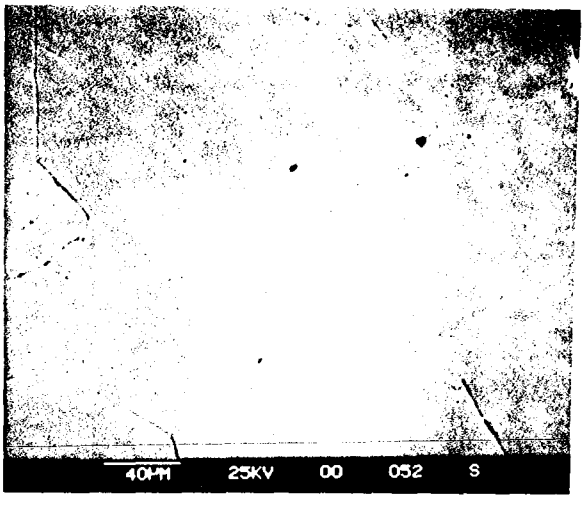
b


COMPO
NO 2
1μm
JEOL 15KV X6,000 8mm

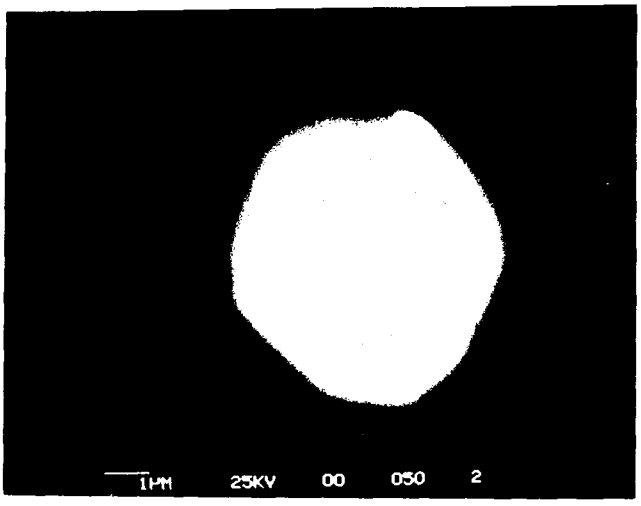
c


4μM 25KV 00 006 2

d


40μM 25KV 00 052 S

e


1μM 25KV 00 050 2

f

HOLLINGWORTHITE ZONING FROM THE TWO DUCK LAKE, COLDWELL COMPLEX. ONTARIO.

DANIEL OHNENSTETTER
G.I.S B.R.G.M-C.N.R.S, 1a rue de la Férollerie
45071 ORLEANS Cedex, France
DAVID H. WATKINSON and RICHARD DAHL
Ottawa-Carleton Geoscience Centre, Carleton University
Ottawa, Canada, K1S 5B6.

I - Introduction.

Hollinworthite (RhAsS) was defined by STUMPFL and CLARK (1965) for an arsenide found in platinum concentrates from the Driekop mine, Transvaal having a ratio Rh /Pt > 1: 1. Hollingworthite is usually zoned or heterogeneous (CABRI,1981). Other data on hollingworthite are from the same area (STUMPFL and CLARK, 1965; TARKIAN and STUMPFL, 1975) and Onverwatch mine (GENKIN, 1968) . Hollingworthite is also reported from Cu-Ni deposits such as Noril'sk (GENKIN, 1968; GENKIN and EVSTIGNEEVA, 1986), Werner lake (RUCKLIDGE, 1969), Rathbun lake (ROWELL and EDGAR, 1986), Kambalda (HUDSON, 1986), Bird River sill (CABRI and LAFLAMME, 1988) and from copper sulfide-bearing metagabbros from Siikakama (HANNINEN et al, 1986) and more rarely from the platinum-group parageneses of alpine type ultramafics (DISTLER et al., 1986) and ophiolitic complexes (TARKIAN and PRICHARD, 1987; THALHAMMER and STUMPFL, 1988).

In the Coldwell Complex this mineral was found in close association with chalcopyrite. The aim of this paper is to understand the zoning of the hollingworthite crystal in regards with the whole paragenesis of the ore bearing olivine gabbro host-rock.

II - GEOLOGICAL SETTING AND SAMPLE DESCRIPTION.

The Coldwell alkaline complex, located on the north shore of Lake Superior at the locality of Marathon (Fig 1.) is a proterozoic (1,1Ga) composite intrusion of silica-saturated layered gabbros to undersaturated syenitic rocks. It was emplaced into archean metasedimentary and metavolcanic rocks of the Superior Province, together with granitic plutons. In the eastern part of the complex, the arcuate belt of layered gabbroic rocks " the Eastern Gabbro" is regarded as the early intrusion (CURRIE, 1980).

In the Eastern Gabbro, a platinum group element (PGE) and copper deposit was outlined through recent exploration (Dahl et al.,1986; Watkinson et al., 1986) in the eastern marginal zone. The mineralization is hosted by a distinct dyke-shaped intrusion " the Two Duck Lake intrusion", striking N-S, continuously exposed for 1.5 km, 130 m maximum width. The Two Duck Lake intrusion is emplaced into an equigranular to poikilitic fine to medium grained mafic unit, ranging

from olivine gabbro to plagioclase wehrlite. The local weak banding is interpreted to be metamorphic rather than igneous in origin. The host unit is considered to be an olivine-pyroxene hornfels facies of archean mafic metavolcanics due to the intrusion of the Coldwell Complex.

The Two Duke Lake intrusion is composed of three sub-units, which are, from bottom to top:

1. A first sub-unit with fine to medium grained hornblende gabbro and monzodiorite having ophitic to poikilitic textures. Numerous recrystallized and partially melted xenoliths of hornfels and metavolcanic material and numerous granophyric pods occur within it.

2. A second sub-unit with coarse to pegmatitic olivine ferrogabbro and ferrodiorite showing hypidiomorphic to pegmatitic textures. This unit is cross-cut by numerous pods of gabbro to monzodiorite pegmatites and some granophyres.

3. A third sub-unit with coarse grained olivine gabbro and diorite with hypidiomorphic to poikilitic textures. Xenoliths and blocks of equigranular fine grained olivine-biotite gabbro, probably hornfels, occur within it.

A sulphide mineralization enriched in PGE occurs in sub-units 1 and 3. Sample 85-13-109.5 bearing hollingworthite was collected, from diamond drill hole 85-13, in the sub-unit 3. This sample is a coarse grained hypidiomorphic gabbro composed of plagioclase, olivine, clinopyroxene, magnetite, apatite, biotite and sulfides.

Plagioclase, the first phase to crystallize, occurs as subhedral to euhedral tabular crystals, forming the framework of the rock. Olivine was the next crystallizing phase showing a subhedral to euhedral habit. The corroded olivine suggests magmatic reaction during emplacement. Anhedral clinopyroxene fills the interstices between plagioclases. It may also occur as large poikilitic crystals enclosing plagioclase.

Commum intergrowths of clinopyroxene, titanomagnetite, ilmenite and biotite rimmed by copper-rich sulphides (chalcopyrite and cubanite) may indicate late stage synchronous crystallization of these phases. The oxides have a poikilitic to lamellar habit in clinopyroxene.This assemblage is probably a primary "sandwich-type" crystallization, with euhedral isolated ilmenite crystals included in titanomagnetites. Alkali feldspars replace some plagioclase (microcline twinning) or fill the interstices between clinopyroxene, indicating the existence of alkali-rich fluid in the residual magma. This is further supported by the distribution of biotite at the sulfides - plagioclase interfaces, or in patchy inclusions within clinopyroxenes. Apatites occur as euhedral

prismatic crystals included in poikilitic sulfide assemblages.

Sulphides are composed of poikilitic composite crystals of lamellar cubanite-chalcopyrite, enclosing anhedral and corroded pyrrhotite and pentlandite. Pentlandite always occurs at the pyrrhotite - chalcopyrite interfaces. The habit of the sulphides, the reactionnal features and the existence of copper-rich minerals in cracks, as well as the plagioclase pseudomorphs, enhance the late stage metasomatic replacement from a circulating copper-rich fluid. Copper sulphides, especially chacopyrite, may also replace early magnetite and pyrrhotite.

The most commom platinum group minerals (PGM) are kotulskite and sperrylite. Kotulskite may be enriched in bismuth or, but in one case, in lead. The Pb-rich kotulskite is associated with zvyaginstevite and gold-bearing atokite. The palladian minerals are also present as complex intergrowth of palladoarsenite-nicolite-merteiteII-majakite associated with niccolite and one unnamed Pd mineral (work in progress) with the formula Pd_2 (Sb,As).

III - ANALYTICAL METHODS.

All the analyses were perfomed on the C.N.R.S. - B.R.G.M. - University of ORLEANS CAMEBAX electron microprobe with wavelenght dispersive spectrometers and LiF, TAP and PET analyzing crystals. The following experimental conditions were used for silicates analyses : acceleration voltage : 15 Kv; beam current : 10 nA; counting time 10 s. for each element (5s for the background). Natural and synthetic standards are used : albite for Si Kα and Na Kα; Al_2O_3 for AL Kα; Fe_2O_3 for FE Kα; $MnTiO_3$ for Mn Kα and Ti Kα; olivine for Mg Kα; wollastonite for Ca Kα; orthose for K Kα; NiO for Ni Kα; Cr_2O_3 for Cr Kα; topaze for F Kα; scapolite for Cl Kα. The Beeson apatite (INGNAMELLS, 1981) is used as standards for P Ka.

The sulfides were analysed with an acceleration voltage of 20 Kv; a beam current of 20 nA; 10 s counting time with natural and synthetic standards; S Kα and Fe Kα was measured on pyrite; Cu Kα on chalcopyrite; As Lα in AsGa; Sb Lα on stilbine; Co Kα, Ni Kα and Te Lα in metals; Se Lα on SeZn. The hollingworthite crystal was analyzed with an acceleration voltage of 25 Kv;

20 s counting time; a reference current of 40 nA with the following rays: Os Lβ; Ir Lα; Ru Lα; Rh Lα; Pt Lα; Pd Lβ; As Lβ; Cu Lα; Fe Kα; Ni Kα; Bi Mα on metals except for S Kα in pyrite. The correction of the overlap of Ru Lβ and Rh Lα observed for Ru-rich minerals (OHNENSTETTER et al. , 1986) was not deemed necessary for the low to very low Ru zones of the hollingworthite but should be taken in account for the Ru-rich zones. Somes lines Lβ were used preferentially to the Lα because of interferences between the elements present in hollingworthite (for example the line Rh Lβ2 with Pd Lal, 41% of Ru gives 11% of Pd). All the raw data were corrected with the ZAF programme MBXCOR of HENOC and TONG (1978).

The back-scattered image was perfomed on a CAMBRIDGE STEREOSCAN 200 S.E.M.; the X-ray scannings on the CAMEBAX MICROBEAM. To compare the X-rays scannings with the probe data, 137 analyses were performed on the 50 x 65 μm zoned euhedral hollingworthite and over 100 on the silicates sulfides of the paragenesis . Selected analyses of silicates, oxydes, phosphates and sulfides are reported in table 1. The different compositions encountered in the hollingworthite are listed in table 2. The second hollingworthtite is about 30 x 30 μm. Up to 80 analyses were performed on the second crystal.

III - PETROGRAPHICAL AND MINERALOGICAL FEATURES.

The zoned hollingworthite grains occur in a highly coarse grained ore-bearing olivine gabbro orthocumulate (Fig.2). This rock is characterized by large euhedral apatites (3 mm wide) enriched in fluor and chlorine, which are partly enclosed in centimeter wide pyrrhotite. Pyrrhotite is associated with titanomagnetite of similar size, having small ilmenite exsolutions.

Laths of cumulus plagioclase are 1cm long, 4mm wide. Their composition varies from $An_{63.9}$ to $An_{53.5}$ but each lath only shows limited variations, for exemple: from An_{59} in the core to An_{56} at the border. Smalls primocrysts entrapped in clinopyroxenes show the highest An contents with the same range of composition: from An_{63} in the core to An_{58} at the rim. The lowest

anorthite content occurs in small plagioclases enclosed in postcumulus micas.

Clinopyroxenes are anhedral (2 mm to 1 cm) filling the interstices between feldspars. Their compositions are nearly constant: $Wo_{44.8-42.1}$; $En_{42.1-39.7}$; $Fs_{17.3-14.5}$. In the same crystal, the core-rim variation is from $Wo_{44.8}En_{40.2}Fs_{15}$ to $Wo_{42.3}En_{40.4}Fs_{17.2}$, with the main substitution between wollastonite and ferrosilite.

Postcumulus olivines ($Fo_{59.4}$ to $Fo_{57.7}$) are smaller (2-4 mm) than plagioclase and clinopyroxene and of irregular shape. Their evolved character is also consistent with high CaO (0.1 %) and more especially with high MnO contents (0.56 to 0.97 %). Orthopyroxene, nearly hypersthene ($Wo_{1.2}En_{63.1}Fs_{35.7}$) occurs only as inclusion in olivine.

Biotites (1-2 mm in size) fill the interstices between plagioclases and clinopyroxenes. They are enriched in Cl (0.11-0.35 %) and especially in F (0.3 to 1.1 %). The highest F content is encoutered in biotites close to the ore. The Na-richest mica is found in an olivine crystal (up to 1.53 Na_20).

Late cracks occur in and around olivines wich may be stained by tiny magnetites and serpentines. Chloritic alteration may occur sometimes at the contact plagioclase - pyroxene.

To summerize, it appears that the crystallization order may be plagioclase -clinopyroxene -olivine +/- orthopyroxene, followed by biotite + apatite + oxides and ores.

The sulphides are composed of pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite and cubanite. Millimetric to centimetric pyrrhotites (Po) contain small amounts of nickel (0.3-0.42 %). They vary from $Fe_{0.85}S$ to $Fe_{0.89}S$. Pentlandites are relatively cobalt-rich, up to 3.4 % and bear also small amounts of Te. Co replaces Fe in the structure. Euhedral chalcopyrites have the same size as pyrrhotite and are extremely pure. Very small crystals of cubanite (50 µm-100 µm) are also homogeneous. The crystallization order of sulphides could be: hollingworthite -chalcopyrite -pyrrhotite + pentlandite -cubanite.

V - THE HOLLINGWORTHITE ZONING.

The hollingwortite is a cubic mineral as irarsite, platarside with a cobaltite-type structure (HULLIGER, 1963). Osarsite and ruarsite are monoclinic minerals (CABRI, 1981) with arsenopyrite-type structure (HULLIGER,1964), having a similar formula MAsS as

hollingworthite. No palladium equivalent is actually known. The unit cells of the different cubic minerals are nearly similar (a = 5.769 to 5.929 A) whereas the monoclinic phases has only a and b axes of similar size (5.915 to 5.963 A) and c axis over 6 (see CABRI, 1981). In hollingworthite, the different crystalline structure between the MAsS minerals indicate that Ir and Pt could substitute to Rh more easily than Os and Ru.

As other hollingworthites described in the litterature (CABRI, 1981), that from the Coldwell ore-bearing olivine gabbro show marked zoning on backscattered electron image (Fig. 3a). Growth zoning is altered by late dissolution and replacement along craks and at the edges of the grains. On Fig.3a, the dark grey field corresponds to nearly pure hollingworthite which replaces Ir-rich zones in the center of the crystals (Fig.3). Both of them may be replaced by late platarsite especially along cracks. It appears that after this two major replacement stages, a new Pt influx related to the ore-fluid system, itself followed by Os and Ru influxes modify the previous minerals especially at their rims. The compositional contour diagrams for the different elements (Figs. 4 and 5) fit well with the X-rays scannings.

In addition, it must be noted that the initial hollingworthites are Fe (0-0.5 %), Ni (0.1-0.3 %), Pd (0.5-1.5 %) and Ir (0.5-1 %) -poor. Pt values (2-4 %) are also low and no Os and Ru is present. During the lat Pt enrichment stage, iron increases slightly (0.5-1 %), whereas Rh decreases as well as S (12-14 %). This third stage is marked by overgrowth of Pt-enriched zone (up to 13.77 %) followed by that of Os (up to 10 %) and Ru (up to 9.2 %) -enriched zones while Pd and Ni are leached and As (20-32 %) and Rh (<30 %) are lowed. The compositions of the rims are generally modified by the analytical border effects due to the small thickness of the rims which lower the bulk of the analyses down to 95-97%. Close to chalcopyrite, Fe (>2 %), S (>16 %), the presence of Cu in rims is due to contamination from the surrounding mineral.

To summerize, three major stages of crystallization may be pointed out in the two hollingworthite crystals:

1) crystallization of Ir and As-rich hollingworthite (close to the irarsite field composition)

2) resorption of this phase, to obtain nearly pure hollingworthite

3) - resorption along the edges of the grain and in cracks to get a Pt and Fe- enriched hollingworthite.

- enrichment in Pd along the main transversal cracks.
- growth of an outer rim enriched in Pt, or in Os and Ru and depleted in Pd and Ni .

VI - SUBSTITUTION IN HOLLINGWORTHITE.

Two main substitution trends are defined (Fig. 7 to 9).

The first one, observed in both grains is the irarsite-hollingworthite substitution, with the replacement of Ir by Rh coupled with an increase of the S/As ratio. The transition is clear on Fig. 7 from an Ir-rich towards a nearly pure RhAsS composition. This substitution is well known in the litterature since the works of BEGIZOV et al. (1976).

The second one, observed towards the rim of one grain, corresponds to the substitution laurite/erlichmanite-hollingworthite. The Ru and Os enrichments are also accompanied by an S increase (Fig.7). Our data indicate a wide range of solid-solution between hollingworthtite and laurite. The substitution is marked by the replacement of 0.2 a.f.u. of As by S (Fig. 6) and half of Rh by Ru and Os (Fig. 7). This substitution is possible because both minerals share the same cristallographic systems with nearly the same cell parameters. It must be noted that CABRI and LAFLAMME (1988) have also described an overgrowth of laurite onto hollingworthtite.

VII CONCLUSION.

The crystallization of the highly zoned hollingworthite from the Coldwell complex is characteristic of compositional variation in response to the chemical change in the ore-fluid system with time. Two successive main substitutions are defined, the first one between irarsite or Ir-rich hollingworsthite and hollingworthite, and the second one, between laurite and hollingworthite. During these events, the As decrease over 0.4 a.f.u. whereas S increase, in response to an increase of fS_2 with time.

VII -BIBLIOGRAPHY.

BEGIZOV V.D. ZAV'YALOV E.N. and KHOSTOVA V.P. (1976) The minerals of the erlichmanite-laurite and hollingworthite-irarsite series from Urals placers. Zap. Vses. Mineral. Obshch. 105. 213-218.

BOWLES J.F.W. (1981) The distinctive suite of platinum-group minerals from Guma Water, Sierra Leone. Bull. Mineral. 104. 478-483.

BRYNARD H.J. , DE VILLIERS J.P.R. and VILJOEN E.A. (1976) A mineralogical investigation of the Merensky reef at the Weatern Platinum minen, near Marikana, South Africa. Econ. Geol. 71. 1299-1307.

CABRI L.J. (1981) The platinum group minerals in Platinum-group elements : mineralogy, geology, recovery. In CABRI L.J., Ed.; Can. Inst. Mining Metall. Spec. Vol. 23, 83-150.

CABRI L.J. (1981) Unnamed platinum-group minerals. In CABRI L.J.; Ed.; Can. Inst. Mining Metall. Spec. Vol. 23, 175-195.

CABRI L.J. and HARRIS D.C. (1975) Zoning in Os-Ir alloys and the relation of the geological and tectonic environment of the source rocks to the bulk Pt : (Pt+Ir+Os) ratio for placers. Can. Mineral. 13, 266-274.

CABRI L.J. and LAFLAMME J.H.G. (1981) Analyses of minerals containing platinum-group elements. In CABRI L.J. Ed. Can. Inst. Mining Metall. Spec. Vol. 23, 151-173.

CABRI L.J. and LAFLAMME J.H.G. (1988) Mineralogical study of the platinum-group Element distribution and associated minerals from three stratigraphic layers, Bird river Sill, Manitoba. Canmet report CM88-1E, 52p.

CABRI L.J. , LAFLAMME J.H.G. and STEWART J.M (1973) Platinum-group minerals from Onverwatch.II. Platarsite, a new sulfarsenide of platinum. Can. Mineral. 15, 385-388.

CABRI L.J., LAFLAMME J.H.G., STEWART J.M., ROWLAND J.F. and CHEN T.T. (1975) New data on some palladium arsenides and antimonides. Can. Mineral. 13, 321-335.

CHANG P.K., YU C.M. and CHIANG C.Y. (1973) Mineralogy and occurrence of platinum-group elements in a chromium deposit in northwestern China. Geochimica 2, 76-85.

COUSINS C.A. and KINLOCH E.D. (1976) Some observations on textures and inclusions in alluvial platinoids. Econ. Geol. 71, 1377-1398.

CRAIG J.R. and SCOTT S.D. (1976) Sulfide phase equilibria. In RIBBE P.H. Ed. Sulfidde Mineralogy, Rev. Mineral. 1, CS1-CS110.

DISTLER V.V. and LAPUTINA I.P. (1979) Nickel and cobalt sulfoarsenides containing platinum metals. Dokl. Acad. Nauk. SSSR. 248, 149-151.

DISTLER V.V., KRYACHO V.V. and LAPUTINA I.P. (1986) Evolution of platinum-group parageneses in Alpine-type ultramafics. Inter. Geol. Rev. 28, 1068-1085.

DISTLER V.V., MALEVSKIY A.Y. and LAPUTINA I.P. (1977) Distribution of platinoids between pyrrhotite and pentlandite during crystallization of a sulfide melt. Geochem. Inter. 14, 30-40.

FEATHER C.E. (1976) Mineralogy of platinum-group minerals in the Witwatersrand, South Africa. Econ. Geol. 71, 1399-1428.

GELLER S. (1962) The crystal structure of the superconductor $Rh_{17}S_{15}$. Acta Cryst. 15, 1198-1201.

GENKIN A.D. (1968) Minerals of the platinum metals and their associations in the copper-nickel ores of Noril'sk deposit. Moscow. Nauka. 106 P..

GENKIN A.D. and EVSTIGNEEVA (1986) Associations of platinum group minerals of the Noril'sk copper-nickel sulfide ores. Econ. Geol. 81, 1203-1212.

GENKIN A.D., LAPUTINA I.P. and MURAVITSKAYA (1976) Ruthenium and rhodium (containing pentlandite) an indicator of hydrothermal mobilization of platinum metals. Intern. Geol. Rev. 18, 723-728.

GENKIN A.D., ZHURAVLEV N.N., TRONEVA N.V. and VYAL'SOV L.N. (1966) Irarsite, a new sulfarsenide of iridium, rhodium, ruthenium and platinum. Zap. Vses. Mineral. Obshch. 95, 700-712.

HAKLI T.A. , HANNINEN E. , VUORELAINEN Y. and PAPUNAN H. (1976) Platinum group minerals in the Hitura nickel deposit, Finland. Econ. Geol. 71, 1206-1213.

HANNINEN E., TORNROSS R. and LAHTI S.I. (1986) Stillwatersite and associated platinum group minerals from Siikakama layered mafic intrusion, northern Finland. Lithos 19, 87-93.

HARRIS D.C. (1974) Ruthenarsenite and iridarsenite, two new minerals from the Territory of Papua and new Guinea and associated irarsite, laurite and cubic iron-bearing platinum. Can. Mineral. 12, 280-284.

HENOC and TONG (1978) Automatisation de la microsonde . J. Spectrosc. Microsc. Electron.

HEYDING R.D. and CALVERT L.D. (1961) Arsenides of the transition metals , IV. A note on the platinum metal arsenides. Can. J. Chem. 39, 955-957.

HUDSON D.R. (1986) Platinum group minerals from Kambalda Nickel deposits, Western Australia. Econ. Geol. 81, 1218-1225.

10

HULLIGER F. (1963) New compounds with cobaltite structure. Nature. 198, 382-383.

HULLIGER D.R. (1964) New semiconducting arsenopyrite compounds. Nature 201, 381-382.

INGNAMELLS C.O. (1978) Analyzed minerals for electron microprobe standards. Geostandards Newsletters, 11, 115

JEN Y.C. and TENG Y.J. (1973) Isomorphous system RuS_2-OsS_2-IrS_2 and the system PdS-PtS. Geochimica 4, 254-263.

KEAYS R.R. , ROSS J.R. and WOLLRICH P. (1981) Precious metals in volcanic peridotite associated nickel sulfide deposits in Western Australia. II : Distribution within the ore and the host rocks at Kambalda. Econ. Geol. 76, 1645-1674.

KINGSTON G.A. (1977) The mineralogy and mode of occurence of platinoid and associated minerals in the Merensky reef of the western Bushvel . Ph. D. Thesis, Univ of London.

KUCHA H. (1975) Preliminary report on the occurence of palladium minerals in Zechstein rocks of the Fore-Sudetic monocline. Mineral Polonica 6, 87-91.

LESHER C.M. and KEAYS R.R. (1984) Metamorphically and hydrothermally mobilized Fe-Ni-Cu sulphides at Kambalda, Western Australia. In BUCHANAN D.L. and JONES M.J. ; Ed. London Inst. Mining Metall.; 62-69.

MALEVSKIY A.Yu. ; LAPUTINA I.P. and DISTLER V.V. (1977) Behavior of the platinum group metals during crystallization of pyrrhotite from a sulfide melt. Geochem. Intern. 14, 177-184.

OHNENSTETTER D., WATKINSON D.H., JONES P.C. and TALKINGTON R. (1986) Cryptic compositional variation in laurite and enclosing chromite from the Bird River sill, Manitoba. Econ. Geol. 81, 1159-1168.

RAZIN L.V., BEGIZOV V.D. and MESHCHANKINA V.I. (1973) Data on mineralogy of platinum metals in the Talnakh deposit. Inter. Geol. Rev. 17, 6-56.

REN Y., HU O. and XU J. (1978) A preliminary study of the new mineral of platinum group omeiite , $OsAs_2$. Acta Geol. Sin. 52, 163-167.

ROWELL W.F. and EDGAR A.D. (1986) Platinum group element mineralization in a hydrothermal Cu-Ni sulfide occurence, Rathbun lake, Northeastern Ontario. Econ Geol. 81, 1272-1277.

RUCKLIDGE J. (1969) Standard micropobe investigations of platinum metal minerals from Ontario. Can. Min. 9, 617-628.

SALOMON W. (1976) Noble metals in black shales of the Fore Sudeten Monocline. Rudy . Metale Niez. 21, 472-477.

SCHWELLNUS J.S.I., HIEMSTRA S.A. and GASPARRINI E. (1976) The Merensky Reef at the Atok Platinum mine and its environs. Econ. Geol. 71, 249-260.

SNETSINGER K.G. (1971) Erlichmanite (OsS_2), a new mineral. Amer. Mineral, 56, 1101-1105.

SNETSINGER K.G. (1972) Osarite, a new osmium-ruthenium sulfarsenide from California. Amer. Mineral. 57, 1029-1036.

SZYMANSKI J.T. (1979) The crystal structure of platarsite, $Pt(As,S)_2$, and a comparison with sperrylite, $PtAs_2$. Can. Mineral. 17, 117-123.

SZYMANSKY J.T. (1980) Corrigendum : the crystal structure of platarsite, $Pt(As,S)_2$, and a comparison with sperrulite, $PtAs_2$. Can Mineral. 18, 563.

STUMPFL E.F. and CLARK A.M. (1965) Hollingworthite, a new rhodium mineral, identified by electron micropobe microanalysis. Amer. Mineral. 50, 1068-1074.

THOMASSEN L. (1929) Uber Kristallstruckturen einiger binarer Verbindungen der Platinmetalle II. Z. Physik. Chem. 4, 277-285.

TOMA S.A and MURPHY S. (1977) The composition and properties of some native platinum concentrates from different localities. Can. Mineral. 15, 59-69.

TARKIAN M. (1987) Compositional variations and reflectance of the common Platinum-Group Minerals. Min. Petrol., 36, 169-190.

TARKIAN M. and PRICHARD H.M. (1987) Irarsite-hollingworthite solid-solution series and other associated Ru-, Os-, Ir- and Rh-bearing PGM's from Shetland ophiolite complex. Mineral. Deposita 22, 178-184.

TARKIAN M. and STUMPFL E.F. (1975) Platinum mineralogy of the Driekop mine, South Africa. Mineral . Deposita 10, 71-85.

THALHAMMER O.A.R. and STUMPFL E.F. (1988) Platinum-group minerals from Hochgrössen ultramafic massif, Styria/ first reported occurrence of PGM in Austria. Trans. Instn Min. Metall., B, 97, B77-B82.

YU T. and CHOU H. (1979a) Ruarsite : a new mineral. Sci. Bull. 24, 310-316.

YU T. and CHOU H. (1979b) Anduoite, a new ruthenium arsenide. Kexue Tongbao 15, 704-708.

YU T.H. , LIN S.J. , CHAO P. , FANG C.S. and HUANG C.S. (1974) A preliminary study of some new minerals of the platinum group and another associated new one in platinum bearing intrusions in a region of China. Acta Geol. Sin. 2, 202-218.

VIII - FIGURE CAPTIONS

Fig. 1 - Geological map of the Coldwell igneous complex modified after (19--) with the location in the inset. The star indicates the location of the studied sample.

Fig. 2 - Microphotos of the ore-bearing olivine gabbro.
Abreviations : Pl, plagioclase; Ol, olivine; Cpx, clinopyroxene; Opx, orthopyroxene; Bi, biotite; Ap, apatite; Mt, magnetite; Po, Pyrrhotite; Cpy, chalcopyrite; Pn, pentlandite; Cu, cubanite; Hol, hollingworthite. 2a, transmitted light crossed polars; 2b, reflected light.

Fig. 3 - Backscattered electron images of a zoned hollingworthite crystal (a) and X-Ray scanning (b to h) for Cu (b), Rh (c), S (d), Pt (e), As (f), Os (g) and Ir (h). Note the relative depletion of S near the edge and along the crack through the crystal: As and Rh depletion occurs along the crack and to a less extent, in two corners. In the opposite, Ir is enriched mainly near the crack. Pt is also slighly enriched near the crack but more importantly along the edges of the crystal; the Os enrichement is close to the crystal edges.

Fig. 4 - Contour diagram, in weight per cent for the different elements, drawn from microprobe analyses of the zoned hollingworthite grain (grain 1) (see Fig.3); location of analyses is indicated, while analytical data are given in table II.

Fig. 5 - Same legend as for Fig.4 but for an other hollinworthite grain (grain 2).

Fig. 6 - S versus As plot in hollingworthite. Dots, nearly pure hollingworthite; triangles, Ru-and/or Os-enriched hollingworthite; squares, Ir-ich hollingworthite. Open and closed symbols are for the two hollingworthite grains (Fig. 4 and 5, respectively). The As-S substitution covers a wide range from $MeAs_{0.40}S_{1.60}$ to $MeAs_{1.16}S_{0.82}$ with most of the analyses close to the line MeS_2-$MeAs_2$. The four analyses which plot outside the general trend on the left part of the diagram are contamined by chalcopyrite. They fall on the same join after chalcopyrite substraction. The As-S substitution is characterized by a strong S depletion. The highest As value in hollingworthite ($MeAs_{1.27}S_{0.63}$) is from FEATHER (1976). Irarsite and oarsite from the Witwatersrand may have the same hight As values (FEATHER, 1976). In the opposite, MeS_2 (RuS_2, IrS_2, PdS_2 and RhS_2 and $MeAs_2$ [iridarsenite (HARRIS, 1974;) anduoite (YU and CHOU, 1979); meiite (Ren et al. , 1978); sperrylite (CABRI et al.; 1975)] exhibit practically no As-S substitution.

Fig. - 7 Ir vs Rh. Note two trends: (1) The negative correlation between Ir and Rh exists for Ir-enriched hollingworthite to hollingworthite; (2) the second trend, at constant Ir, occurs in Ru-enriched hollingworthite (laurite-hollingworthite solid-solution).

Fig. 8 - Rh-Pt-Ir and Rh-(Pt+Ir)-(Ru+Os) triangular plots after TARKIAN (1987) for the two hollingworthite grains.

Fig. 9 - Quadrilateral diagram: Pt-Ir -Rh-(Ru+Os) for the two hollingworthite grains. Triangles Pt-Ir-(Ru+Os) are projected from Rh.

IX - TABLE CAPTION

Tab. I - Selected analyses of silicates, oxydes, sulphides and phosphates associated with hollingworthite.

Tab. II - Representatives analyses of the two hollingworthite grains; Ir, Pt or Os/Ru -rich hollingworthite.

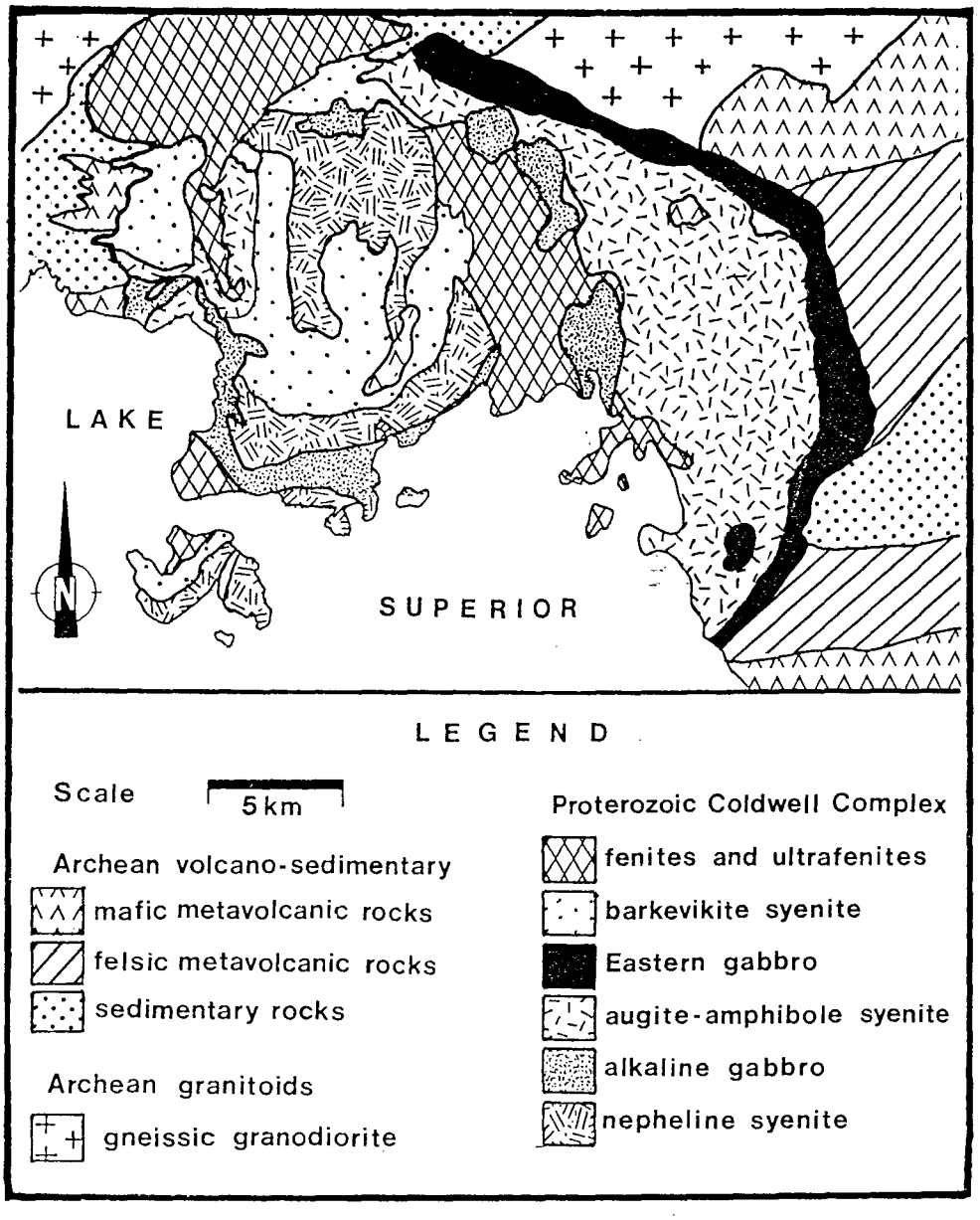

LAKE
SUPERIOR
N
LEGEND
Scale
5 km
Archean volcano-sedimentary
mafic metavolcanic rocks
felsic metavolcanic rocks
sedimentary rocks
Archean granitoids
gneissic granodiorite
Proterozoic Coldwell Complex
fenites and ultrafenites
barkevikite syenite
Eastern gabbro
augite-amphibole syenite
alkaline gabbro
nepheline syenite

Fig 1

PLANCHE V

PGM DU COMPLEXE DE COLDWELL
(Fig.3 de l'article sur la zonation des hollingworthites)

a) Image MEB en électrons rétrodiffusés d'une Hollingworthite zonée. Au centre en blanc, hollingworthite riche en Ir. Zone grise, hollingworthite pratiquement pure. Zone blanche en bordure, hollingworthite riches en Os et Ru. En gris clair le long des fractures, hollingworthite riches en Pt.

b) Image X du Cu Kα.

c) Image X du Rh Lα

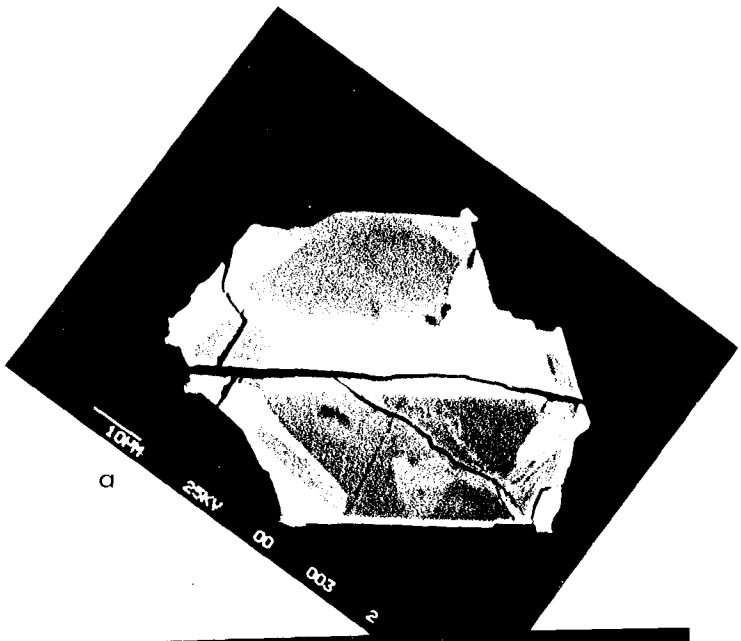
d) Image X du S Kα

e) Image X du Pt Lα

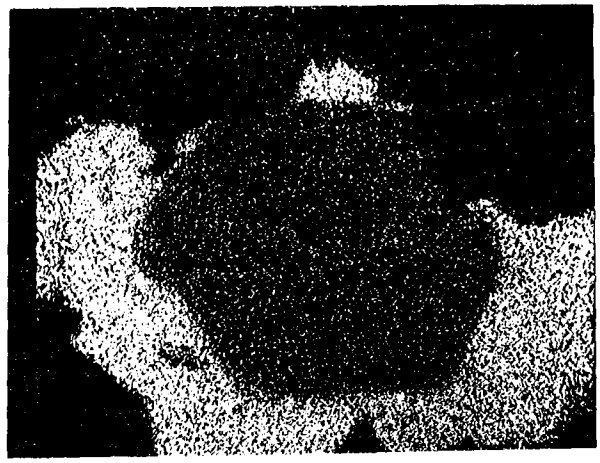
f) Image X de l'As Lα

g) Image X de l'Os Lα

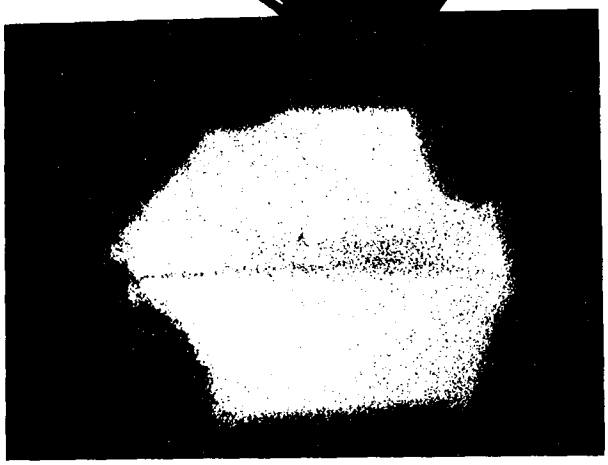
h) Image X de l'Ir Lα



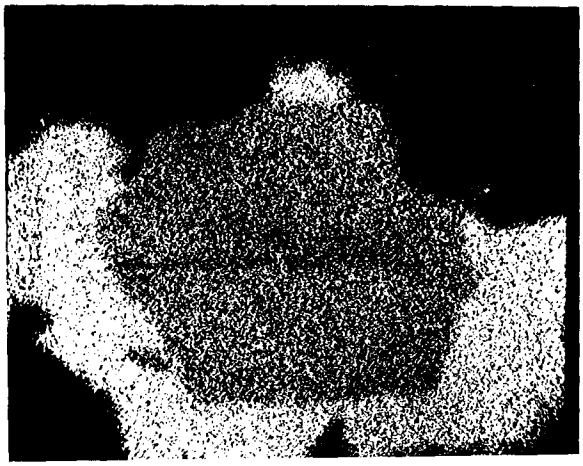
a



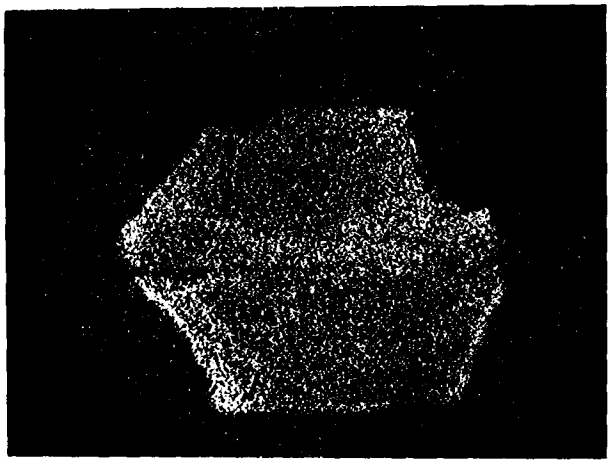
b



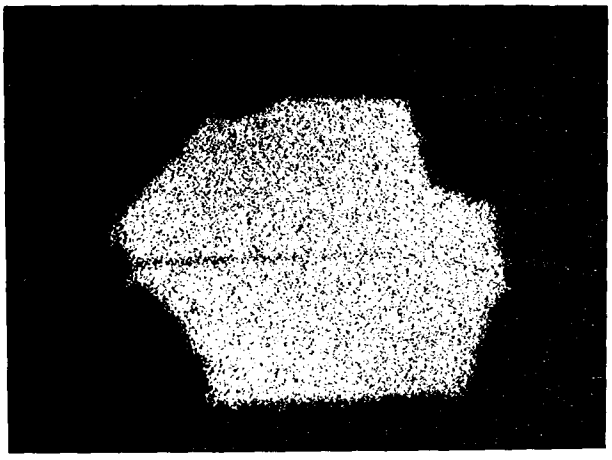
c



d

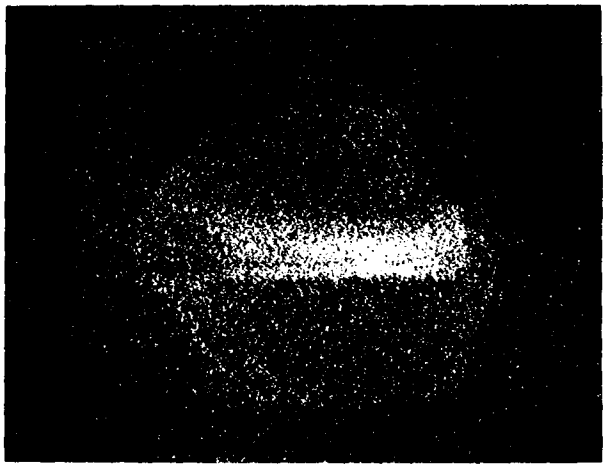


e



f

g



h

METAL	As	As2	AsS	S2	S
Ru	RUTENARSENITE *ortho* *Pnma*	ANDUOITE *ortho* *Pnnm*	RUARSITE *monoclinic*	LAURITE *cubic a = 5.613* *Pa3*	UN 1976-2
Rh			HOLLINGWORTHITE *cubic a = 5.769* *Pa3*	UN 1978-5	
Pd					VYSOTSKITE *tetragonal* *P42/m*
Os		OMEITE *ortho* *Pnnm*	OSASITE *monoclinic*	ERLICHMANITE *cubic a = 5.61* *Pa3*	
Ir		IRIDARSENITE *monoclinic* *P21/c*	IRARSITE *cubic a = 5.777* *Pa3*	UN 1973-6 et UN 1979 *cubic a = 5.68* *Pa3*	UN 1974-3 XINGZHONGITE
Pt		SPERRYLITE *cubic a = 5.968* *Pa3*	UN 1973-1 UN 1961-2 PLATARSITE *cubic a = 5.79* *Pa3*		COOPERITE *tetragonal* *P42/mmc*

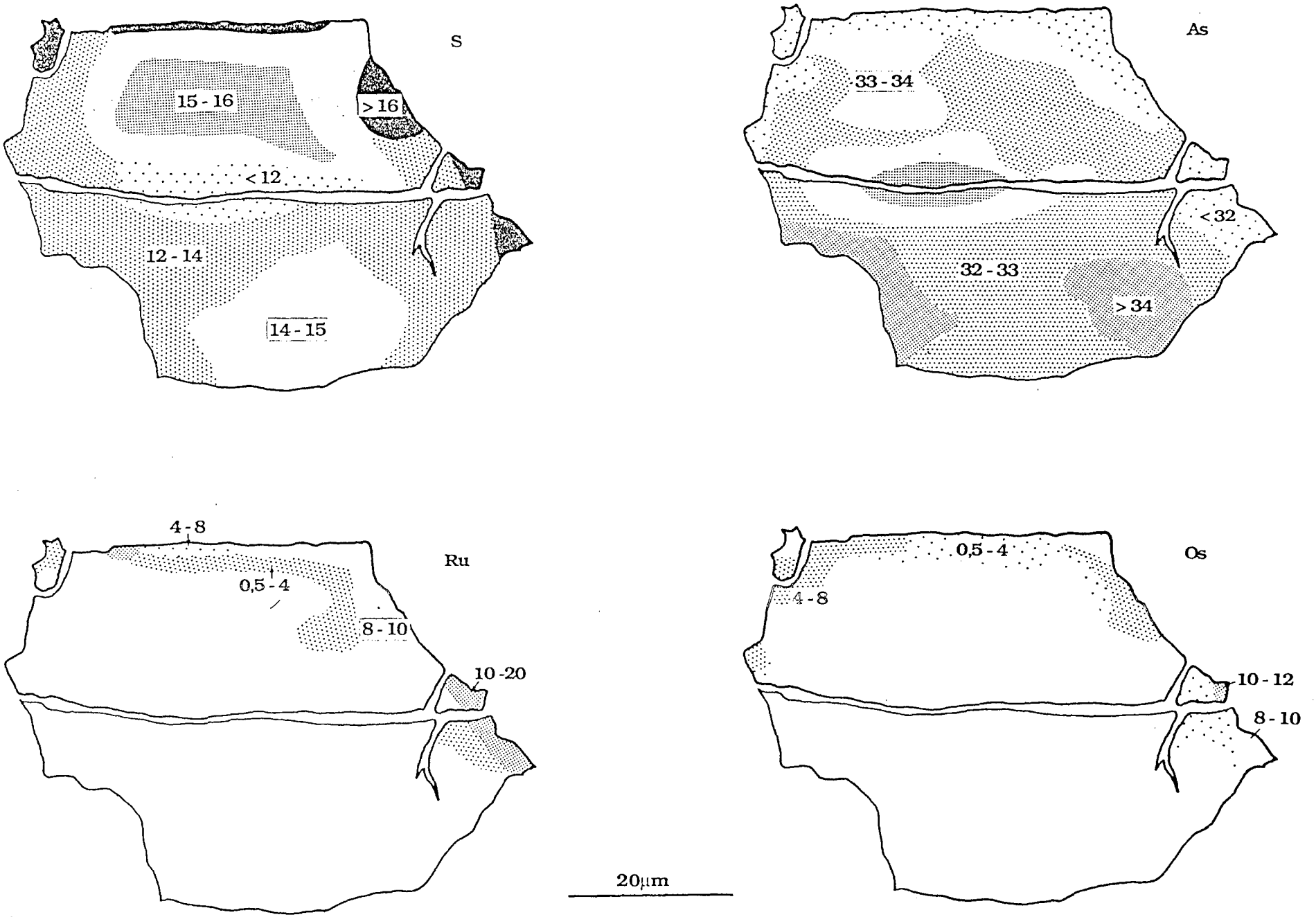

S
15 - 16
> 16
< 12
12 - 14
14 - 15
As
33 - 34
< 32
32 - 33
> 34
Ru
4 - 8
0,5 - 4
8 - 10
10 - 20
Os
0,5 - 4
4 - 8
10 - 12
8 - 10
20µm

Fig 4

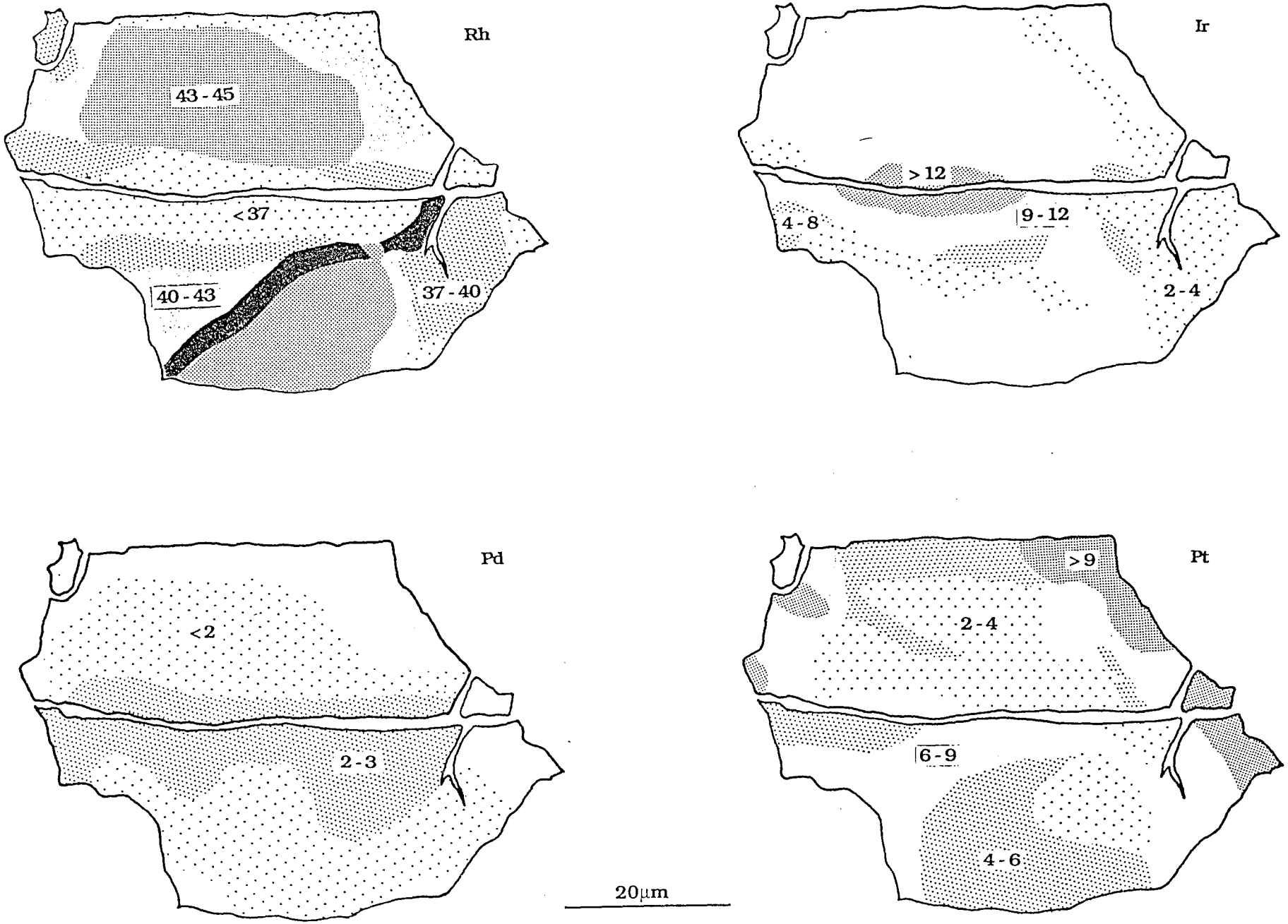
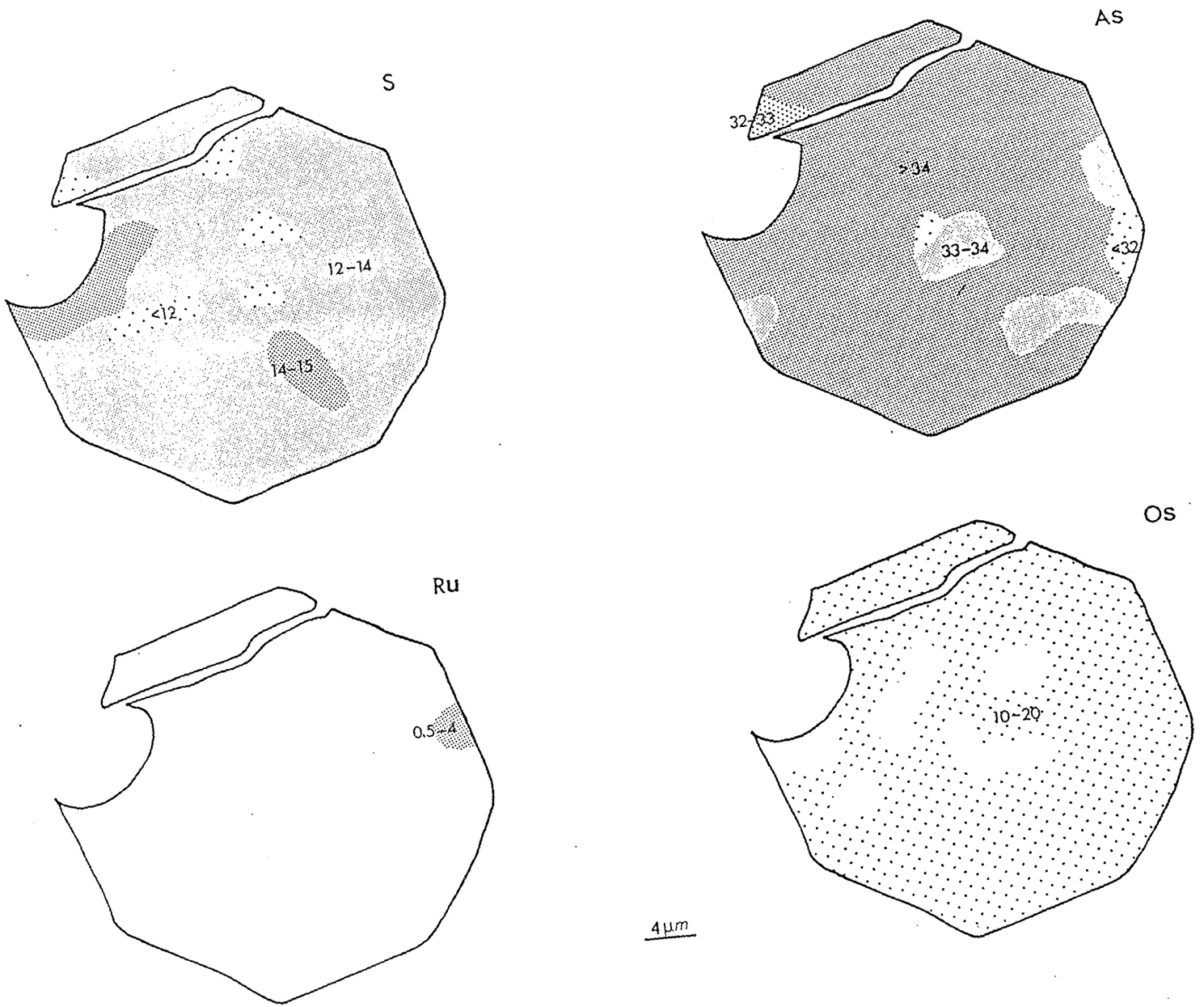

Rh
43 - 45
< 37
40 - 43
37 - 40
Ir
> 12
4 - 8
9 - 12
2 - 4
Pd
< 2
2 - 3
Pt
> 9
2 - 4
6 - 9
4 - 6
20µm

Fig 5



F:g.5

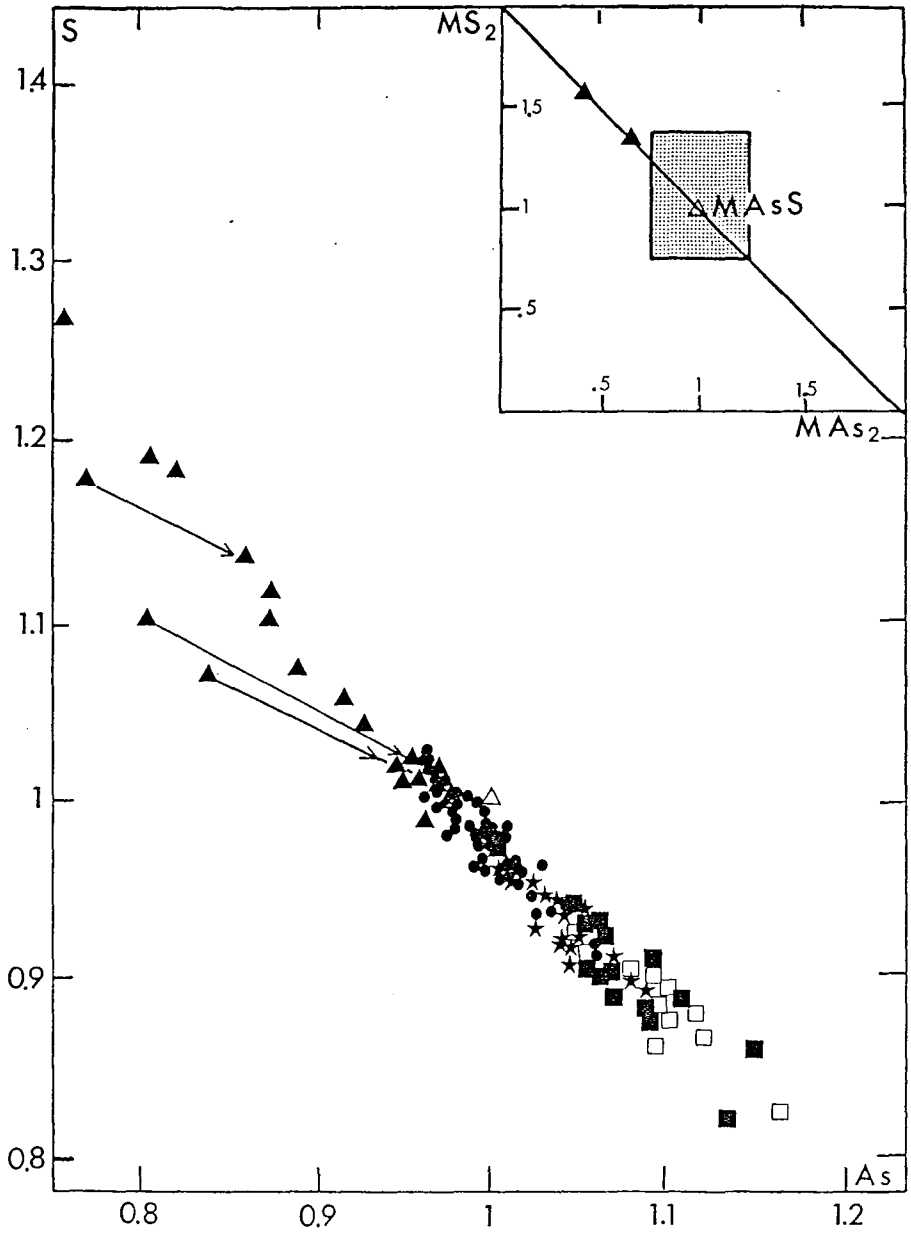


Fig. 6

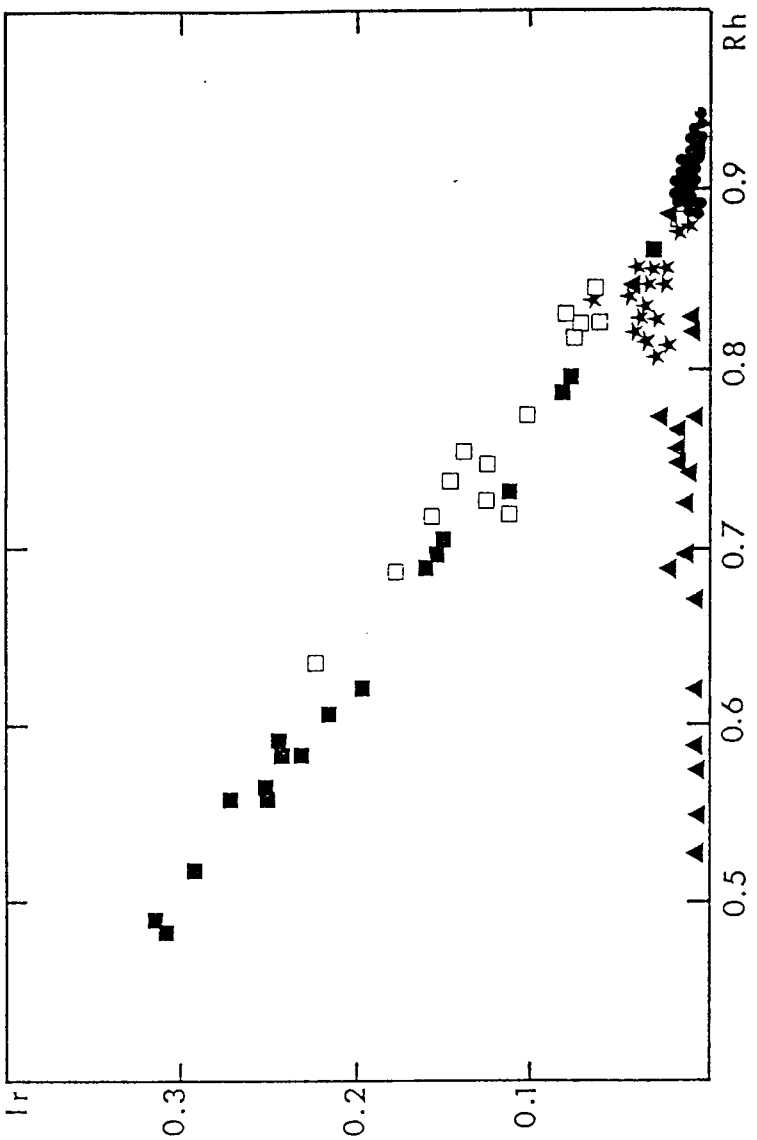
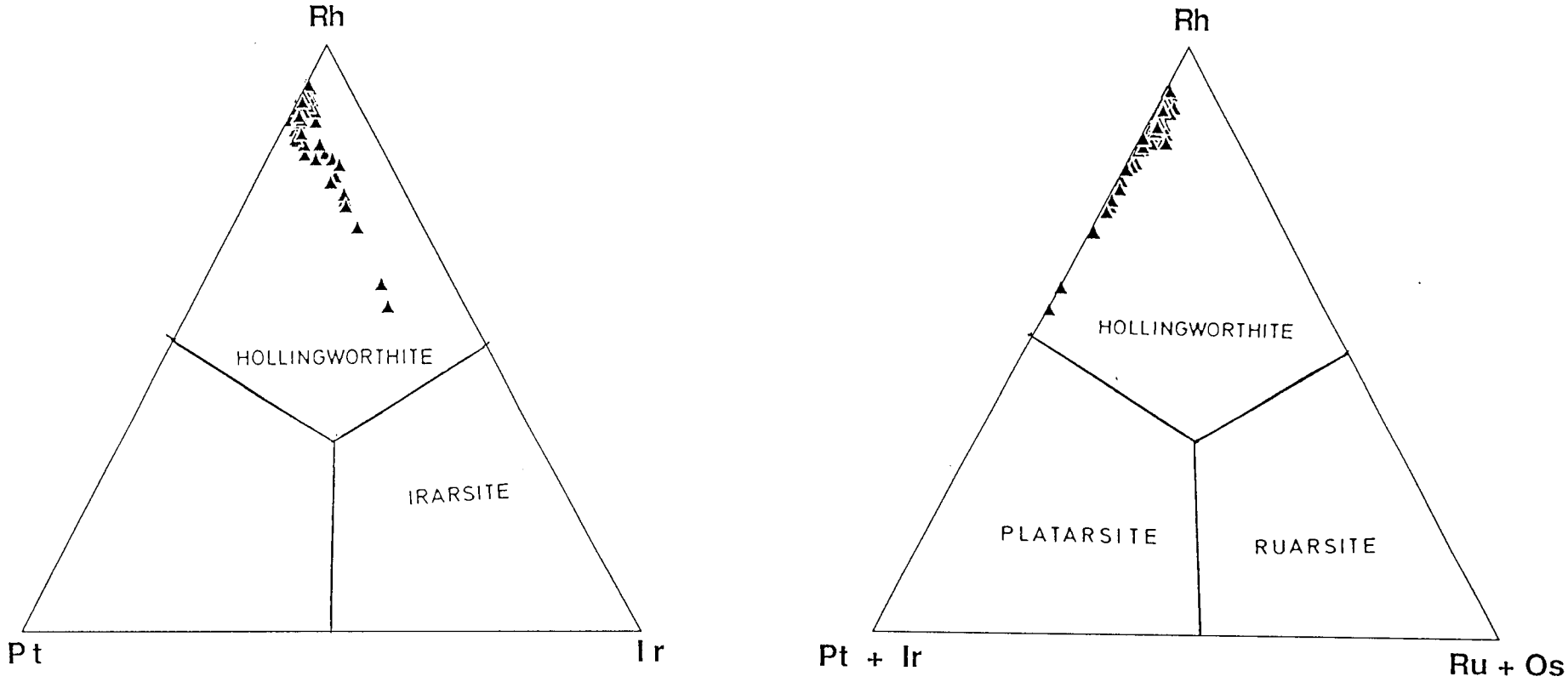
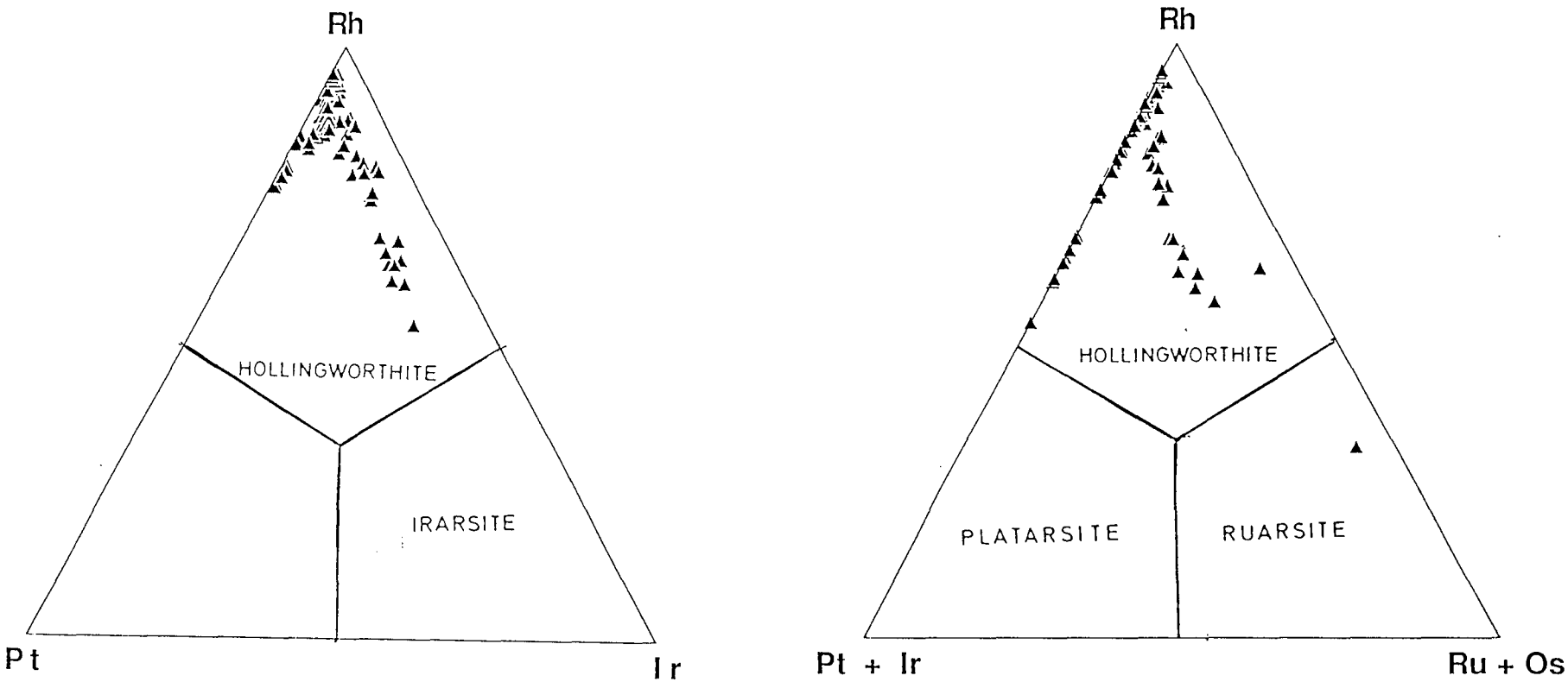


Fig. 7



Hollingworthite-2

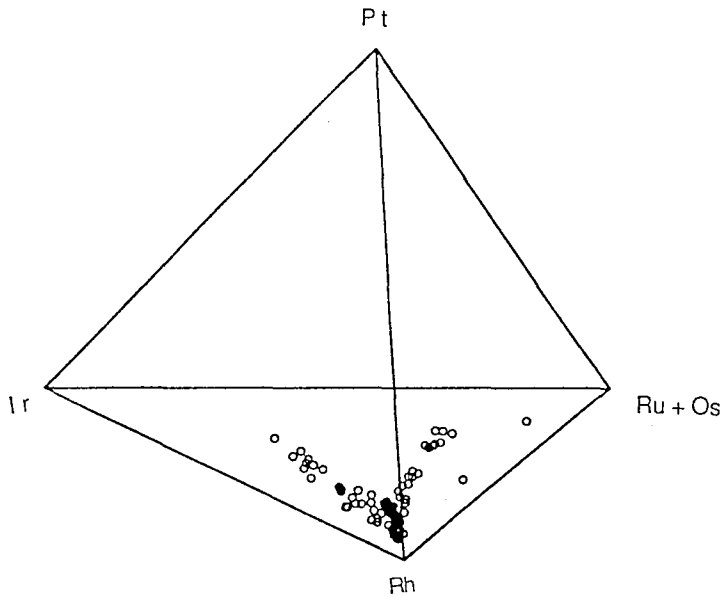
Fig 8



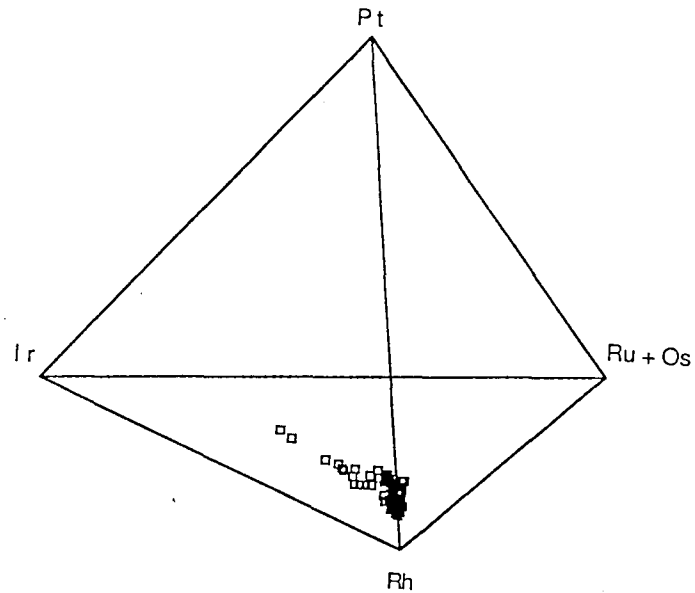
Hollingworthite-1

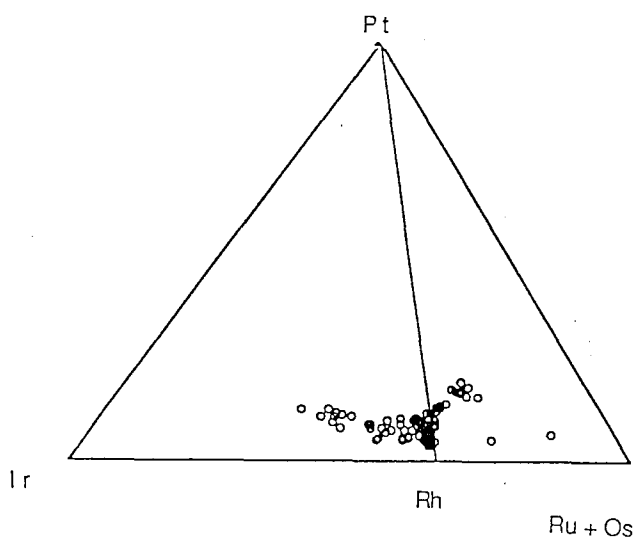
Fig. 8

Hollingworthite-1



Hollingworthite-2





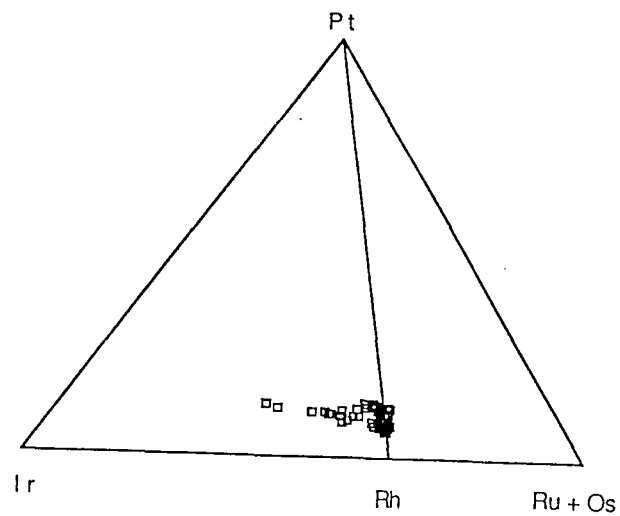


Fig 9

BIOTITES COLDWELL

Pourcentages d'oxydes

Echantillons	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SIO2	38,11	38,28	38,24	38,16	37,52	38,41	40,26	39,33	3,85	38,55	35,19	36,44	35,78
Al2O3	13,56	13,78	13,30	13,29	14,02	13,08	13,42	12,63	13,03	13,18	14,75	14,24	14,39
FeO	12,77	12,94	14,11	15,00	15,52	12,81	8,20	14,68	15,91	12,85	29,95	27,94	29,18
MnO	0,00	0,12	0,18	0,05	0,07	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,05	0,28	0,16
MgO	15,62	15,79	15,22	15,26	14,43	15,90	21,28	14,12	14,07	17,33	5,16	6,50	5,86
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,05	0,11	0,00	0,00	0,19	0,09	0,00
Na2O	0,36	0,42	0,32	0,33	0,34	0,20	0,11	0,36	0,31	0,42	0,11	0,16	0,06
K2O	9,01	8,62	8,87	8,90	8,67	9,70	9,68	9,03	9,26	9,03	8,15	8,92	8,78
TIO2	4,38	3,97	3,44	3,11	3,54	4,18	0,44	5,57	5,07	4,07	0,70	1,68	1,38
Cr2O3	0,00	0,10	0,00	0,07	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	1,09	0,37	1,03	0,77	0,34	2,62	3,74	3,14	2,71	2,95	0,47	0,16	0,00
Cl	0,23	0,11	0,29	0,35	0,31	0,13	0,09	0,08	0,08	0,11	0,32	0,63	0,53
H20	3,43	3,82	3,42	3,53	3,73	2,74	2,29	2,55	2,75	2,64	3,40	3,57	3,64
F = 0	-0,46	-0,16	-0,43	-0,32	-0,14	-1,10	-1,57	-1,32	-1,14	-1,24	-0,20	-0,07	0,00
Cl = 0	-0,05	-0,02	-0,06	-0,08	-0,07	-0,03	-0,02	-0,02	-0,02	-0,03	-0,07	-0,14	-0,12
Total	98,05	98,14	97,93	98,42	98,33	98,78	97,97	100,26	66,02	99,86	98,17	100,40	99,64

Formules structurales

Si	5,7094	5,7103	5,7627	5,7509	5,6688	5,7356	5,9100	5,8102	5,7105	5,6823	5,7021	5,7331	5,6821
Al	2,3952	2,4226	2,3619	2,3607	2,4961	2,3023	2,3212	2,1987	2,2737	2,2900	2,8167	2,6414	2,6935
Fe	1,5998	1,6144	1,7779	1,8898	1,9611	1,5994	1,0071	1,8133	1,9700	1,5837	4,0590	3,6760	3,8756
Mn	0,0000	0,0150	0,0226	0,0061	0,0086	0,0000	0,0000	0,0000	0,0175	0,0000	0,0073	0,0367	0,0217
Mg	3,4876	3,5119	3,4199	3,4285	3,2498	3,5379	4,6562	3,1098	3,1044	3,8069	1,2460	1,5254	1,3873
Ca	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0219	0,0077	0,0168	0,0000	0,0000	0,0289	0,0151	0,0164
Na	0,1053	0,1220	0,0933	0,0961	0,0987	0,0578	0,0307	0,1023	0,0890	0,1194	0,0343	0,0481	0,0170
K	1,7218	1,6114	1,7053	1,7103	1,6706	1,8475	1,8130	1,7020	1,7480	1,6970	1,6856	1,7900	1,7786
TI	0,4937	0,4458	0,3904	0,3527	0,4028	0,4698	0,0486	0,6186	0,5647	0,4509	0,0848	0,1985	0,1653
Cr	0,0000	0,0116	0,0000	0,0082	0,0056	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ni	0,0000	0,0133	15,5653	15,6151	15,5622	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Total	15,5128	15,4783	31,0993	31,2184	31,1243	15,5722	15,7945	15,3717	15,4778	15,6302	15,6647	15,6643	15,6375
F	0,5165	0,1746	0,4886	0,3665	0,1615	1,2373	1,7349	1,4691	1,2684	1,3733	0,2424	0,0816	0,0000
Cl	0,0579	0,0271	0,0733	0,0884	0,0802	0,0326	0,0221	0,0205	0,0203	0,0285	0,0871	0,1669	0,1434
OH	3,4256	3,7984	3,4381	3,5451	3,7583	2,7301	2,2430	2,5104	2,7113	2,5982	3,6705	3,7515	3,8566
FM	0,3145	0,3169	0,3449	0,3561	0,3774	0,3113	0,1778	0,3683	0,3903	0,2938	0,7654	0,7088	0,7375

APATITES COLDWELL 167 - 59 - 753 - 793 - 109.5A

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO2	1,14	0,31	0,44	0,25	0,93	0,41	0,33	0,35	0,19
Al2O3	0,54	0,09	0,07	0,03	0,09	0,16	0,06	0,12	0,00
FeO	0,32	0,17	0,28	0,48	2,86	0,20	0,26	0,36	0,25
MnO	0,00	0,16	0,00	0,06	0,00	0,03	0,15	0,14	0,04
MgO	0,11	0,08	0,12	0,10	0,12	0,17	0,18	0,12	0,22
CaO	53,16	53,48	52,50	51,40	48,57	52,69	53,11	53,44	53,07
Na2O	0,20	0,08	0,11	0,00	0,02	0,00	0,07	0,06	0,09
P2O5	41,51	42,73	42,60	43,54	41,17	43,36	43,42	43,61	43,32
F	0,89	0,07	2,64	4,55	2,00	2,87	1,40	3,65	2,21
Cl	0,37	0,27	0,28	0,33	0,27	0,20	0,27	0,19	0,27
H2O	1,27	1,68	0,45	0,00	0,71	0,38	1,07	0,04	0,68
F = O	-0,37	-0,03	-1,11	-1,92	-0,84	-1,21	-0,59	-1,54	-0,93
Cl = O	-0,08	-0,06	-0,06	-0,07	-0,06	-0,04	-0,06	-0,04	-0,06
Total	99,06	99,03	98,32	98,75	95,84	99,22	99,67	100,50	99,35

Formules structurales

Si	0,1916	0,0513	0,0737	0,0413	0,1617	0,0686	0,0551	0,0573	0,0325
Al	0,1070	0,0179	0,0147	0,0059	0,0174	0,0316	0,0122	0,0228	0,0000
Fe	0,0448	0,0242	0,0400	0,0665	0,4146	0,0277	0,0356	0,0491	0,0356
Mn	0,0000	0,0226	0,0000	0,0085	0,0000	0,0046	0,0213	0,0199	0,0062
Mg	0,0274	0,0211	0,0292	0,0245	0,0321	0,0417	0,0439	0,0302	0,0541
Ca	9,5691	9,6107	9,5021	9,0951	9,0202	9,4240	9,4563	9,4660	9,4946
Na	0,0663	0,0259	0,0366	0,0000	0,0059	0,0004	0,0226	0,0186	0,0279
P	5,9040	6,0670	6,0919	6,0886	6,0410	6,1269	6,1091	6,1046	6,1235
Total	15,9102	15,8407	15,7882	15,3304	15,6929	15,7255	15,7561	15,7685	15,7744
F	0,4714	0,0393	1,4126	2,3789	1,0970	1,5152	0,7374	1,9065	1,1682
Cl	0,1062	0,0770	0,0807	0,0915	0,0796	0,0563	0,0760	0,0518	0,0758
OH	1,4224	1,8837	0,5066	0,0000	0,8234	0,4285	1,1865	0,0417	0,7559

APATITES COLDWELL 167 - 59 - 753 - 793 - 109.5A

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO2	0,18	0,20	0,19	0,31	0,17	0,20	0,27	0,31
Al2O3	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,01	0,06
FeO	0,10	0,22	0,31	0,37	0,31	0,41	0,46	0,11
MnO	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,11	0,11
MgO	0,14	0,11	0,16	0,18	0,24	0,09	0,06	0,13
CaO	53,72	53,73	51,42	53,28	54,66	54,17	53,83	54,35
Na2O	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00	0,07	0,00	0,08
P2O5	42,77	43,01	42,90	42,80	42,90	42,95	42,85	43,09
F	1,52	1,21	7,55	1,83	0,00	4,69	3,71	1,07
Cl	0,42	0,38	0,25	0,65	0,61	0,73	0,68	0,55
H2O	0,96	1,12	0,00	0,75	1,65	0,00	0,00	1,16
F = O	-0,64	-0,51	-3,18	-0,77	0,00	-1,97	-1,56	-0,45
Cl = O	-0,09	-0,09	-0,06	-0,15	-0,14	-0,16	-0,15	-0,12
Total	99,14	99,39	99,64	99,26	100,40	101,18	100,27	100,45

Formules structurales

Si	0,0301	0,0329	0,0306	0,0517	0,0288	0,0323	0,0444	0,0508
Al	0,0015	0,0000	0,0095	0,0015	0,0000	0,0004	0,0011	0,0111
Fe	0,0134	0,0304	0,0406	0,0520	0,0434	0,0561	0,0642	0,0159
Mn	0,0000	0,0009	0,0015	0,0000	0,0000	0,0000	0,0151	0,0151
Mg	0,0352	0,0269	0,0373	0,0440	0,0591	0,0221	0,0144	0,0328
Ca	9,6538	9,6348	8,6603	9,5860	9,7221	9,4322	9,5842	9,6656
Na	0,0162	0,0000	0,0111	0,0000	0,0004	0,0212	0,0000	0,0252
P	6,0729	6,0937	5,7096	6,0842	6,0286	5,9084	6,0289	6,0556
Total	15,8231	15,8196	14,5005	15,8194	15,8824	15,4727	15,7523	15,8721
F	0,8041	0,6394	3,7530	0,9735	0,0000	2,4104	1,9478	0,5612
Cl	0,1182	0,1081	0,0663	0,1847	0,1708	0,2008	0,1907	0,1533
OH	1,0776	1,2525	0,0000	0,8418	1,8292	0,0000	0,0000	1,2855

AMPHIBOLES COLDWELL 167 - 793

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	1	2	3	4	5
SiO2	47,73	48,73	53,87	55,96	50,42
Al2O3	4,81	3,41	1,67	0,50	1,00
FeO	25,41	24,96	11,22	8,35	17,95
MnO	0,47	0,12	0,15	0,24	0,51
MgO	5,35	6,43	18,21	18,73	14,93
CaO	11,22	11,55	11,20	12,24	11,48
Na2O	0,53	0,27	0,12	0,09	0,23
K2O	0,23	0,16	0,18	0,01	0,23
Ti	0,00	0,02	0,05	0,11	0,25
F	0,04	0,00	0,57	0,00	0,00
Cl	0,20	0,04	0,00	0,00	0,00
H2O	2,24	2,91	1,82	2,11	2,00
F = O	-0,02	0,00	-0,24	0,00	0,00
Cl = O	-0,04	-0,01	0,00	0,00	0,00
Total	98,17	98,59	98,82	98,34	99,00

Formules structurales

Si	7,4944	7,5973	7,7304	7,9554	7,5412
Al	0,8897	0,6270	0,2825	0,0836	0,1759
Fe	3,3334	3,2543	1,3470	0,9926	2,2452
Mn	0,0628	0,0157	0,0187	0,0288	0,0646
Mg	1,2506	1,4931	3,8944	3,9698	3,3281
Ca	1,8855	1,9296	1,7216	1,8637	1,8394
Na	0,1623	0,0811	0,0326	0,0238	0,0661
K	0,0463	0,0316	0,0331	0,0011	0,0446
Ti	0,0000	0,0020	0,0056	0,0114	0,0278
Total	15,1250	15,0317	15,0659	14,9302	15,3329
F	0,0203	0,0000	0,2591	0,0000	0,0000
Cl	0,0524	0,0095	0,0000	0,0000	0,0000
OH	1,9273	1,9905	1,7409	2,0000	2,0000
FM	0,7309	0,6865	0,2596	0,2046	0,4097

CHLORITES COLDWELL 109.5A

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	1	2	3
SiO2	38,65	35,72	24,67
Al2O3	9,10	9,14	16,66
FeO	22,73	18,96	40,19
MnO	0,25	0,05	0,70
MgO	13,89	16,93	0,88
CaO	1,22	0,24	1,93
Na2O	0,22	0,10	0,01
K2O	0,97	4,34	0,03
TiO2	0,01	0,26	3,65
Cr2O3	0,00	0,00	0,06
H2O	11,53	11,21	10,45
Total	98,57	96,95	99,23

Formules structurales

Si	7,9870	7,5610	5,6633
Al	2,2173	2,2808	4,5080
Fe	3,9278	3,3569	7,7164
Mn	0,0443	0,0081	0,1364
Mg	4,2771	5,3409	0,3002
Na	0,0875	0,0426	0,0048
Ca	0,2692	0,0552	0,4750
K	0,2566	1,1728	0,0092
Ti	0,0021	0,0414	0,6304
Cr	0,0000	0,0000	0,0103
OH	16,0000	16,0000	6,0000
Total	35,0689	35,8597	25,4540

MAGNETITES COLDWELL 167 - 59 - 793 - 109.5A

Pourcentages d'oxydes

Echantillons	1	2	3	4	5
SiO2	0,04	0,15	0,18	0,13	0,04
Al2O3	10,51	2,35	0,50	3,48	2,05
FeO	37,26	43,82	48,85	33,61	34,38
Fe2O3	41,64	34,59	27,07	55,99	55,50
MnO	0,02	0,62	0,51	0,15	0,17
MgO	2,72	0,67	0,18	1,39	1,03
TiO2	8,89	15,79	20,65	4,74	5,54
Cr2O3	0,00	0,06	0,04	0,18	0,01
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,17
Total	101,08	98,05	97,98	99,68	98,89

Formules structurales

Si	0,0102	0,0441	0,0537	0,0402	0,0130
Al	3,4650	0,8413	0,1813	1,2227	0,7332
Fe2+	8,7211	11,1123	12,5079	8,3839	8,7405
Fe3+	8,7694	7,8907	6,2352	12,5644	12,6965
Mn	0,0040	0,1588	0,1312	0,0375	0,0426
Mg	1,1350	0,3035	0,0817	0,6191	0,4651
Ti	1,8714	3,6005	4,7537	1,0628	1,2661
Cr	0,0000	0,0154	0,0106	0,0427	0,0021
Ni	0,0000	0,0000	0,0000	0,0027	0,0423
Total	23,9761	23,9666	23,9553	23,9760	24,0014

ORTHOPYROXENES COLDWELL 109.5A -167 - 59 - 745 - 753

Pourcentages d'oxydes

Echantillons	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO2	52,72	52,16	52,80	53,23	52,12	52,60	53,51	52,22	52,18	51,30	51,66	51,85	51,66	53,15
Al2O3	0,62	0,63	0,56	0,74	0,62	0,50	0,55	0,67	0,58	0,53	0,56	0,62	0,56	0,73
FeO	23,33	26,12	23,51	22,50	26,99	26,04	26,45	25,92	25,80	25,77	25,24	24,96	25,34	22,15
MnO	0,96	0,73	0,83	0,75	0,89	0,95	0,68	0,77	0,75	0,82	0,73	0,70	0,69	0,51
MgO	19,99	17,92	20,96	20,29	17,85	18,46	18,98	18,57	18,39	18,72	18,04	18,09	18,17	22,60
CaO	1,48	1,45	1,24	1,25	1,27	1,40	1,61	1,84	1,56	1,01	1,47	1,83	1,74	1,29
Na2O	0,10	0,00	0,01	0,08	0,07	0,06	0,04	0,14	0,02	0,00	0,00	0,03	0,08	0,16
TiO2	0,18	0,28	0,04	0,24	0,24	0,20	0,22	0,23	0,22	0,20	0,33	0,29	0,32	0,22
Cr2O3	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01	0,06	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00
Total	99,38	99,29	100,01	99,08	100,06	100,27	102,04	100,41	99,50	98,35	98,03	98,40	98,58	100,81

Formules structurales

Si	1,9927	1,9968	1,984	2,0057	1,9911	1,9959	1,9928	1,9793	1,9939	1,9847	1,9994	1,9949	1,9918	1,9668
Al	0,028	0,028	0,025	0,033	0,028	0,023	0,024	0,030	0,026	0,024	0,025	0,028	0,026	0,032
Fe	0,737	0,836	0,739	0,709	0,862	0,826	0,824	0,821	0,825	0,834	0,817	0,803	0,817	0,686
Mn	0,031	0,024	0,026	0,024	0,029	0,031	0,022	0,025	0,024	0,027	0,024	0,023	0,023	0,016
Mg	1,127	1,022	1,174	1,139	1,016	1,044	1,054	1,049	1,047	1,079	1,041	1,037	1,044	1,247
Ca	0,060	0,059	0,050	0,051	0,052	0,057	0,064	0,075	0,064	0,042	0,061	0,076	0,072	0,051
Na	0,007	0,000	0,001	0,006	0,005	0,005	0,003	0,011	0,001	0,000	0,000	0,002	0,006	0,012
Ti	0,005	0,008	0,001	0,007	0,007	0,006	0,006	0,007	0,006	0,006	0,010	0,008	0,009	0,006
Cr	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Total	3,987	3,975	4,001	3,974	3,990	3,988	3,990	3,998	3,987	3,997	3,977	3,973	3,989	4,016
FM	0,4055	0,4569	0,3946	0,3915	0,4672	0,4507	0,4451	0,4464	0,4477	0,4437	0,4470	0,4432	0,4456	0,3601
WO	0,0306	0,0306	0,0251	0,0263	0,0265	0,0291	0,0327	0,0380	0,0326	0,0212	0,0314	0,0389	0,0367	0,0256
EN	0,5763	0,5265	0,5902	0,5925	0,5187	0,5333	0,5368	0,5326	0,5343	0,5445	0,5357	0,5351	0,5340	0,6235
FS	0,3931	0,4429	0,3847	0,3812	0,4548	0,4376	0,4306	0,4295	0,4331	0,4342	0,4329	0,4260	0,4293	0,3508

MAGNETITES COLDWELL 167 - 59 - 793 - 109.5A

Pourcentages d'oxydes

Echantillons	1	2	3	4	5
SiO2	0,04	0,15	0,18	0,13	0,04
Al2O3	10,51	2,35	0,50	3,48	2,05
FeO	37,26	43,82	48,85	33,61	34,38
Fe2O3	41,64	34,59	27,07	55,99	55,50
MnO	0,02	0,62	0,51	0,15	0,17
MgO	2,72	0,67	0,18	1,39	1,03
TiO2	8,89	15,79	20,65	4,74	5,54
Cr2O3	0,00	0,06	0,04	0,18	0,01
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,17
Total	101,08	98,05	97,98	99,68	98,89

Formules structurales

Si	0,0102	0,0441	0,0537	0,0402	0,0130
Al	3,4650	0,8413	0,1813	1,2227	0,7332
Fe2+	8,7211	11,1123	12,5079	8,3839	8,7405
Fe3+	8,7694	7,8907	6,2352	12,5644	12,6965
Mn	0,0040	0,1588	0,1312	0,0375	0,0426
Mg	1,1350	0,3035	0,0817	0,6191	0,4651
Ti	1,8714	3,6005	4,7537	1,0628	1,2661
Cr	0,0000	0,0154	0,0106	0,0427	0,0021
Ni	0,0000	0,0000	0,0000	0,0027	0,0423
Total	23,9761	23,9666	23,9553	23,9760	24,0014

ORTHOPYROXENES COLDWELL 109.5A -167 - 59 - 745 - 753

Pourcentages d'oxydes

Echantillons	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO2	53,53	53,85	53,21	53,26	53,20	53,48	52,87	53,24	54,08
Al2O3	0,77	0,81	0,74	0,96	0,91	0,76	1,03	1,03	0,28
FeO	21,97	22,44	21,36	20,94	20,43	20,93	21,27	22,60	21,96
MnO	0,62	0,64	0,46	0,52	0,62	0,59	0,58	0,69	0,48
MgO	21,40	21,69	21,69	21,65	21,75	22,22	21,84	21,47	22,23
CaO	1,18	0,82	1,09	1,22	1,06	1,25	1,26	1,17	0,59
Na2O	0,01	0,00	0,07	0,01	0,04	0,11	0,00	0,04	0,00
TiO2	0,25	0,14	0,16	0,26	0,26	0,23	0,25	0,28	0,00
Cr2O3	0,10	0,00	0,02	0,01	0,12	0,00	0,04	0,00	0,00
Total	99,83	100,39	98,80	98,83	98,39	99,57	99,14	100,52	99,62

Formules structurales

Si	1,9944	1,9959	1,9967	1,9933	1,9972	1,9899	1,9793	1,9766	2,0124
Al	0,034	0,035	0,033	0,042	0,040	0,033	0,046	0,045	0,012
Fe	0,685	0,696	0,670	0,655	0,641	0,651	0,666	0,702	0,683
Mn	0,020	0,020	0,015	0,017	0,020	0,019	0,018	0,022	0,015
Mg	1,189	1,198	1,213	1,208	1,217	1,233	1,219	1,188	1,233
Ca	0,047	0,033	0,044	0,049	0,043	0,050	0,051	0,047	0,024
Na	0,001	0,000	0,005	0,001	0,003	0,008	0,000	0,003	0,000
Ti	0,007	0,004	0,005	0,007	0,007	0,006	0,007	0,008	0,000
Cr	0,003	0,000	0,001	0,000	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000
Total	3,979	3,982	3,982	3,973	3,972	3,990	3,986	3,990	3,980
FM	0,3720	0,3740	0,3609	0,3574	0,3519	0,3522	0,3596	0,3784	0,3616
WO	0,0242	0,0168	0,0226	0,0254	0,0223	0,0255	0,0259	0,0238	0,0121
EN	0,6128	0,6155	0,6246	0,6262	0,6336	0,6313	0,6238	0,6068	0,6307
FS	0,3630	0,3677	0,3527	0,3483	0,3441	0,3432	0,3503	0,3694	0,3573

OLIVINES COLDWELL 167 - 59 - 753 -109.5A

Pourcentages d'oxydes

Echantillons	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO2	35,59	35,33	34,93	36,59	35,77	36,22	35,49	35,56	35,10	34,63	37,31	37,14	37,14	36,89
Al2O3	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	42,29	41,37	43,35	37,47	37,21	35,70	36,50	35,65	36,75	36,41	35,31	35,36	33,73	33,61
MnO	0,88	0,62	0,96	0,75	0,81	0,83	0,91	0,67	0,88	0,57	0,97	0,55	0,66	0,56
MgO	22,51	22,03	21,77	27,09	26,18	25,96	26,34	26,36	26,46	27,01	27,99	27,45	28,19	28,04
CaO	0,03	0,05	0,07	0,10	0,08	0,07	0,14	0,21	0,15	0,10	0,08	0,00	0,11	0,11
TiO2	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,13	0,19	0,01	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,15	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,01	0,10
Total	101,36	99,57	101,13	102,05	100,05	98,93	99,58	98,48	99,36	99,04	101,66	100,50	99,84	99,31

Formules structurales

Si	1,0094	1,0178	1,0012	1,0042	1,0037	1,0204	1,0007	1,0067	0,9932	0,983	1,0159	1,0227	1,0215	1,0213
Al	0,0021	0,0000	0,0000	0,0028	0,0025	0,0022	0,0042	0,0064	0,0045	0,0031	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Fe	1,0030	0,9968	1,0391	0,8602	0,8732	0,8413	0,8607	0,8441	0,8697	0,8643	0,8041	0,8143	0,7760	0,7782
Mn	0,0212	0,0151	0,0232	0,0000	0,0000	0,0006	0,0000	0,0005	0,0000	0,0023	0,0223	0,0128	0,0155	0,0131
Mg	0,9514	0,9462	0,9301	0,0174	0,0194	0,0198	0,0218	0,0161	0,0211	0,0138	1,1362	1,1265	1,1556	1,1573
Ca	0,0011	0,0017	0,0021	0,0002	0,0000	0,0033	0,0006	0,0008	0,0010	0,0025	0,0024	0,0000	0,0032	0,0033
Ti	0,0000	0,0005	0,0000	1,1084	1,0949	1,0902	1,1071	1,1122	1,1159	1,1430	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ni	0,0000	0,0034	0,0013	0,0011	0,0000	0,0029	0,0043	0,0002	0,0000	0,0048	0,0000	0,0000	0,0001	0,0022
Total	2,9882	2,9815	2,9970	2,9943	2,9937	2,9807	2,9994	2,9870	3,0054	3,0168	2,9809	2,9763	2,9719	2,9754
FO	0,4816	0,4824	0,4665	0,5578	0,5509	0,5579	0,5552	0,5638	0,5561	0,5642	0,5789	0,5766	0,5935	0,5933

OLIVINES COLDWELL 167 - 59 - 753 -109.5A

Pourcentages d'oxydes

Echantillons	15	16	17	18
SiO2	37,09	36,76	36,75	36,76
Al2O3	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	35,26	34,47	34,35	35,62
MnO	0,70	0,56	0,70	0,82
MgO	27,81	28,32	27,54	28,03
CaO	0,10	0,02	0,02	0,12
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,20	0,15	0,00	0,05
Total	101,16	100,28	99,36	101,40

Formules structurales

Si	1,0163	1,0116	1,021	1,006
Al	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Fe	0,8078	0,7935	0,7981	0,8151
Mn	0,0163	0,0131	0,0165	0,0190
Mg	1,1356	1,1620	1,1404	1,1432
Ca	0,0030	0,0005	0,0005	0,0034
Ti	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ni	0,0044	0,0032	0,0000	0,0010
Total	2,9834	2,9839	2,9765	2,9877
FO	0,5782	0,5893	0,5833	0,5779

CLINOPYROXENES COLDWELL 109.5A

Pourcentages d'oxydes

Echantillons	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SIO2	52,77	51,35	52,02	52,43	52,10	52,14	51,18	51,79	51,31	52,07	52,81	51,83	52,45	52,38
Al2O3	1,74	1,61	1,45	1,59	1,63	2,00	2,60	2,32	3,21	1,51	2,26	2,13	2,04	2,13
FeO	9,24	9,05	8,86	9,09	9,38	9,44	10,14	9,80	9,28	10,19	10,01	9,86	9,95	9,98
MnO	0,33	0,21	0,03	0,12	0,12	0,36	0,25	0,14	0,16	0,29	0,22	0,10	0,47	0,39
MgO	14,16	14,59	14,41	14,23	14,43	13,87	13,56	13,57	13,41	13,85	13,72	14,12	13,77	14,31
CaO	20,51	20,70	20,56	20,99	20,88	19,88	17,79	20,06	20,98	20,15	20,35	20,67	20,19	20,38
Na2O	0,25	0,26	0,27	0,29	0,39	0,38	0,25	0,40	0,39	0,32	0,43	0,35	0,32	0,24
TIO2	0,43	0,21	0,35	0,31	0,49	0,33	0,31	0,68	0,72	0,17	0,37	0,43	0,40	0,36
Cr2O3	0,00	0,00	0,17	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00
Total	99,43	97,98	98,12	99,14	99,48	98,45	96,08	98,76	99,46	98,55	100,17	99,62	99,59	100,17

Formules structurales

Si	1,9713	1,9524	1,9688	1,9667	1,9527	1,9684	1,9459	1,9526	1,9225	1,9705	1,9631	1,9418	1,9632	1,9497
Al	0,0767	0,0722	0,0645	0,0701	0,0721	0,0889	0,1167	0,1032	0,1418	0,0673	0,0990	0,0940	0,9010	0,0934
Fe	0,2887	0,2877	0,2804	0,2852	0,2940	0,2981	0,3226	0,3091	0,2908	0,3226	0,3112	0,3088	0,3114	0,3107
Mn	0,0105	0,0067	0,0009	0,0037	0,0037	0,0114	0,0081	0,0046	0,0051	0,0094	0,0069	0,0030	0,0150	0,0123
Mg	0,7887	0,8268	0,8129	0,7959	0,8164	0,7807	0,7687	0,7624	0,7488	0,7811	0,7601	0,7884	0,7679	0,7941
Ca	0,8209	0,8432	0,8339	0,8434	0,8385	0,8042	0,8064	0,8104	0,8421	0,8170	0,8105	0,8296	0,8095	0,8126
Na	0,0182	0,0195	0,0199	0,0214	0,0287	0,0279	0,0183	0,0294	0,0287	0,0233	0,0308	0,0254	0,0234	0,0172
Ti	0,0120	0,0061	0,0099	0,0088	0,0137	0,0094	0,0089	0,0093	0,0203	0,0047	0,0104	0,0120	0,0113	0,0101
Cr	0,0000	0,0000	0,0050	0,0026	0,0000	0,0000	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0039	0,0000	0,0000
Total	3,9870	4,0146	3,9962	3,9978	4,0198	3,9890	3,9957	3,9810	4,0001	3,9959	3,9920	4,0069	4,8027	4,0001
FM	0,2750	0,2665	0,2571	0,2663	0,2696	0,2839	0,3008	0,2915	0,2832	0,2982	0,2950	0,2834	0,2983	0,2891
WO	0,4300	0,4293	0,4325	0,4374	0,4316	0,4245	0,4231	0,4296	0,4463	0,4233	0,4291	0,4299	0,4252	0,4111
EN	0,4132	0,4209	0,4216	0,4128	0,4151	0,4121	0,4034	0,4041	0,3969	0,4047	0,4024	0,4085	0,4034	0,4115
FS	0,1568	0,1498	0,1459	0,1498	0,1533	0,1634	0,1735	0,1663	0,1568	0,1720	0,1684	0,1616	0,1715	0,1674

CLINOPYROXENES COLDWELL 109.5A

Pourcentages d'oxydes

Echantillons	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO2	51,67	51,18	52,62	52,54	52,37	51,23	51,48	50,72	50,90	51,79	51,01	51,05	50,30	50,44
Al2O3	2,79	3,21	1,12	1,09	1,17	2,39	1,20	1,28	1,45	1,11	1,12	1,64	1,68	2,35
FeO	10,12	8,59	12,55	11,89	12,96	12,25	13,07	12,21	11,73	13,05	12,36	11,85	12,97	11,79
MnO	0,39	0,35	0,38	0,40	0,45	0,36	0,32	0,45	0,35	0,44	0,42	0,33	0,32	0,44
MgO	13,81	13,48	12,32	12,76	13,42	13,86	13,02	12,84	13,10	13,05	12,69	12,49	12,98	13,14
CaO	20,60	20,93	18,60	19,28	18,89	17,38	18,07	19,67	19,39	19,00	19,49	20,17	18,65	19,81
Na2O	0,33	0,42	0,29	0,33	0,26	0,43	0,31	0,25	0,17	0,43	0,35	0,36	0,35	0,33
TiO2	0,66	0,65	0,32	0,39	0,21	0,36	0,28	0,50	0,48	0,38	0,36	0,76	0,67	0,74
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,08	0,00	0,04	0,14	0,00	0,08	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,39	98,81	98,20	98,76	99,73	98,30	97,89	97,92	97,65	99,33	97,80	98,65	97,92	99,04

Formules structurales

Si	1,9249	1,9257	1,9992	1,9831	1,9647	1,9292	1,979	1,9452	1,949	1,9596	1,9599	1,9433	1,9376	1,9111
Al	0,1224	0,1425	0,0503	0,0486	0,0516	0,1062	0,0535	0,0578	0,0653	0,0495	0,0506	0,0735	0,0764	0,1051
Fe	0,3153	0,2703	0,3987	0,3753	0,4067	0,3857	0,4122	0,3916	0,3756	0,4128	0,3973	0,3771	0,4178	0,3736
Mn	0,0124	0,0111	0,0123	0,0128	0,0144	0,0115	0,0103	0,0146	0,0113	0,0142	0,0138	0,0106	0,0103	0,0140
Mg	0,7669	0,7562	0,6975	0,7179	0,7505	0,7780	0,7320	0,7337	0,7477	0,7359	0,7268	0,7084	0,7451	0,7418
Ca	0,8222	0,8436	0,7573	0,7797	0,7593	0,7011	0,7301	0,8084	0,7954	0,7701	0,8122	0,8228	0,7698	0,8040
Na	0,0239	0,0309	0,0215	0,0240	0,0186	0,0312	0,0230	0,0183	0,0129	0,0315	0,0264	0,0267	0,0259	0,0240
Ti	0,0184	0,0184	0,0092	0,0110	0,0058	0,0101	0,0080	0,0144	0,0139	0,0108	0,0103	0,0217	0,0194	0,0212
Cr	0,0005	0,0000	0,0001	0,0025	0,0000	0,0013	0,0041	0,0000	0,0025	0,0024	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001
Total	4,0069	3,9987	3,9461	3,9549	3,9716	3,9543	3,9522	3,9840	3,9736	3,9868	3,9973	3,9841	4,0023	3,9949
FM	0,2994	0,2712	0,3707	0,3509	0,3594	0,3380	0,3660	0,3563	0,3410	0,3671	0,3613	0,3537	0,3649	0,3432
WO	0,4290	0,4485	0,4059	0,4335	0,3932	0,3737	0,3874	0,4149	0,4121	0,3984	0,4135	0,4288	0,3962	0,4158
EN	0,4001	0,4020	0,3739	0,3807	0,3887	0,4146	0,3884	0,3766	0,3874	0,3807	0,4746	0,3692	0,3835	0,3837
FS	0,1710	0,1496	0,2203	0,2058	0,2181	0,2117	0,2242	0,2085	0,2005	0,2209	0,2119	0,2021	0,2203	0,0105

Plagioclases Coldwell

Pourcentages d'oxydes

Echantillons	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO2	56,10	58,24	56,63	55,60	55,52	65,28	65,10	55,62	53,87	53,46	53,07	53,58
Al203	27,78	25,18	27,44	28,53	28,10	19,37	19,15	26,87	28,58	29,07	28,85	29,00
FeO	0,36	0,99	0,19	0,49	0,26	0,57	0,32	0,87	0,30	0,52	0,57	0,20
Mn0	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,05	0,00	0,00	0,08
Mg0	0,08	0,37	0,16	0,08	0,03	0,14	0,04	0,35	0,07	0,11	0,08	0,02
Ca0	10,26	7,77	9,47	10,35	9,92	0,34	0,53	9,03	11,36	11,31	11,52	11,74
NaO	5,16	6,16	5,51	5,19	5,58	3,15	3,58	5,25	4,87	4,26	4,40	4,72
K2O	0,41	0,74	0,41	0,42	0,43	11,95	11,07	0,67	0,44	0,31	0,38	0,31
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,15	99,45	99,90	100,66	99,84	100,80	99,79	98,75	99,54	99,04	98,87	99,65

Formules structurales

Si	2,5134	2,6641	2,5407	2,4837	2,4981	2,9574	2,9659	2,5312	2,4361	2,4314	2,4224	2,4278
AL	1,4671	1,3266	1,4510	1,5019	1,4902	1,0342	1,0280	1,4411	1,5232	1,5582	1,5524	1,5485
Fe	0,0135	0,0371	0,0072	0,0182	0,0098	0,0217	0,0123	0,0330	0,0112	0,0197	0,0219	0,0076
Mn	0,0000	0,0000	0,0035	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0035	0,0018	0,0000	0,0000	0,0030
Mg	0,0056	0,0244	0,0106	0,0052	0,0020	0,6907	0,0026	0,0241	0,0049	0,0072	0,0054	0,0011
Ca	0,4928	0,3721	0,4552	0,4956	0,4780	0,0166	0,0261	0,4403	0,5504	0,5512	0,5635	0,5702
Na	0,4479	0,5342	0,4789	0,4499	0,4867	0,2766	0,3166	0,4635	0,4271	0,3756	0,3891	0,4149
K	0,0234	0,0423	0,0236	0,0239	0,0247	0,0000	0,6431	0,0389	0,0256	0,0178	0,0221	0,0180
Ti	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Total	4,9637	5,0008	4,9707	4,9784	4,9895	4,9972	4,9946	4,9756	4,9803	4,9611	4,9768	4,9911
Ab	0,4646	0,5632	0,5000	0,4641	0,4919	0,2811	0,3212	0,4917	0,4258	0,3976	0,3992	0,4136
Or	0,0243	0,0445	0,0247	0,0246	0,0249	0,7020	0,6524	0,0412	0,0255	0,0189	0,0227	0,0180
An	0,5111	0,3923	0,4753	0,5113	0,4831	0,0168	0,0265	0,4671	0,5487	0,5835	0,5781	0,5684

Plagioclases Coldwell

Pourcentages d'oxydes

Echantillons	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO2	57,06	63,79	53,81	54,88	61,79	60,84	61,26	59,87	56,84	56,38	53,22	53,74
Al203	26,63	19,50	28,10	28,30	23,07	23,20	23,09	23,61	25,90	27,34	29,24	28,88
FeO	1,00	0,43	0,63	0,90	0,46	0,42	0,58	0,55	0,22	0,30	0,72	0,51
Mn0	0,07	0,00	0,04	0,00	0,00	0,10	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg0	0,14	0,17	0,16	0,08	0,04	0,02	0,00	0,00	0,10	0,16	0,00	0,07
Ca0	8,69	0,73	10,89	10,46	4,20	5,64	5,76	6,32	8,81	9,29	12,19	11,47
NaO	6,43	2,73	5,45	5,19	9,10	7,58	7,49	7,20	6,14	5,77	4,38	4,69
K2O	0,36	11,81	0,42	0,46	0,28	0,76	0,82	0,98	0,59	0,43	0,38	0,33
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,06	0,04	0,02	0,00	0,00
Total	100,38	99,16	99,50	100,27	98,94	98,63	99,07	98,60	98,64	99,70	100,13	99,69

Formules structurales

Si	2,5556	2,936	2,4442	2,4731	2,7703	2,7424	2,749	2,7146	2,5829	2,5346	2,4141	2,4411
AL	1,4057	1,0578	1,5041	1,5031	1,2188	1,2325	1,2209	12,2620	1,3872	1,4487	0,5633	1,5461
Fe	0,0376	0,0166	0,0240	0,0337	0,0172	0,0158	0,0217	0,0207	0,0083	0,0113	0,0273	0,0194
Mn	0,0025	0,0001	0,0014	0,0000	0,0000	0,0039	0,0000	0,0004	0,0000	0,0003	0,0000	0,0000
Mg	0,0095	0,0117	0,0107	0,0057	0,0028	0,0012	0,0000	0,0000	0,0066	0,0109	0,0000	0,0047
Ca	0,4172	0,0359	0,5298	0,5050	0,2016	0,2726	0,2769	0,3071	0,4290	0,4475	0,5924	0,5580
Na	0,5585	0,2434	0,4803	0,4534	0,7907	0,6625	0,6519	0,6334	0,5406	0,5028	0,3852	0,4126
K	0,0207	0,6936	0,0244	0,0262	0,0161	0,0438	0,0470	0,0569	0,0340	0,0247	0,0219	0,0193
Tl	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0025	0,0023	0,0019	0,0012	0,0005	0,0000	0,0000
Total	5,0073	4,9951	5,0189	5,0002	5,0175	4,9772	4,9697	15,9970	4,9898	4,9813	4,0042	5,0012
Ab	0,5605	0,2501	0,4643	0,4605	0,7841	0,6768	0,6681	0,6351	0,5387	0,5157	0,3854	0,4168
Or	0,0208	0,7129	0,0235	0,0266	0,0159	0,0448	0,0482	0,0570	0,0339	0,0254	0,0219	0,0195
An	0,4187	0,0370	0,5122	0,5129	0,2000	0,2784	0,2837	0,3079	0,4274	0,4589	0,5927	0,5636

ILMENITES COLDWELL 167 - 793

Pourcentages d'oxydes

Echantillon	1	2	3	4
SiO2	0,10	0,09	0,09	0,07
Al2O3	0,12	0,05	0,12	0,09
FeO	41,53	39,44	38,92	38,42
Fe2O3	2,08	2,56	3,86	4,04
MnO	1,24	1,11	1,38	0,94
MgO	1,53	3,55	3,51	4,10
TiO2	50,50	52,07	51,69	51,75
Cr2O3	0,02	0,06	0,00	0,17
Total	97,12	98,93	99,57	99,58

Formules structurales

Si	0,0053	0,0045	0,0043	0,0033
Al	0,0074	0,0027	0,0071	0,0055
Fe2+	1,7828	1,6386	1,6075	1,5808
Fe3+	0,0803	0,0958	0,1433	0,1496
Mn	0,0537	0,0469	0,0579	0,0392
Mg	0,1167	0,2625	0,2583	0,3005
Ti	1,9491	1,9454	1,9201	1,9144
Cr	0,0007	0,0024	0,0000	0,0068
Total	3,9960	3,9988	3,9985	4,0001
FM	0,9426	0,8716	0,8750	0,8548

PLAGIOCLASES COLDWELL

Pourcentages d'oxydes

Echantillons	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO2	53,19	53,07	53,39	53,24	53,21	52,45	54,01	54,66	53,12	52,40
Al203	28,89	28,40	28,48	28,61	28,88	29,70	28,74	28,01	28,63	29,45
FeO	0,39	0,33	0,33	1,15	0,44	0,20	0,26	0,27	0,39	0,29
MnO	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,06
MgO	0,05	0,02	0,05	0,11	0,02	0,00	0,04	0,02	0,03	0,02
CaO	12,15	11,86	11,86	11,22	11,90	12,77	11,32	10,95	11,68	12,50
NaO	4,40	4,27	4,39	4,59	4,22	3,81	5,11	5,01	4,37	3,81
K2O	0,43	0,40	0,37	0,18	0,48	0,25	0,21	0,36	0,38	0,41
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,50	98,35	98,87	99,27	99,15	99,31	99,69	99,28	98,60	98,94

Formules structurales

Si	2,4227	2,4388	2,4436	2,4339	2,4317	2,3923	2,4493	2,4855	2,4383	2,4013
Al	1,5510	1,5380	1,5361	1,5416	1,5554	1,5968	1,5361	1,5013	1,5486	1,5905
Fe	0,0150	0,0129	0,0125	0,0441	0,0168	0,0075	0,0098	0,0104	0,0148	0,0112
Mn	0,0000	0,0000	0,0000	0,0066	0,0000	0,0052	0,0000	0,0000	0,0000	0,0024
Mg	0,0033	0,0014	0,0035	0,0077	0,0014	0,0001	0,0028	0,0017	0,0023	0,0014
Ca	0,5930	0,5838	0,5814	0,5494	0,5829	0,6241	0,5502	0,5333	0,5743	0,6138
Na	0,3883	0,3802	0,3900	0,4067	0,3743	0,3372	0,4493	0,4415	0,3890	0,3387
K	0,0249	0,0232	0,0215	0,0103	0,0279	0,0144	0,0120	0,0208	0,0223	0,0240
Ti	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Total	4,9982	4,9783	4,9886	5,0003	4,9904	4,9776	5,0095	4,9945	4,9896	4,9833
Ab	0,3859	0,3851	0,3928	0,4209	0,3800	0,3456	0,4442	0,4435	0,3947	0,3468
Or	0,0248	0,0235	0,0217	0,0106	0,0284	0,0147	0,0118	0,0208	0,0226	0,0246
An	0,5893	0,5913	0,5956	0,5685	0,5917	0,6396	0,5439	0,5357	0,5827	0,6286

PYRRHOTITE COLDWELL

Pourcentages des éléments

Echantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
S	38,41	38,48	38,28	38,53	38,11	38,05	38,82	39,21	38,91	39,04
Cu	0,12	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	60,23	60,52	61,13	60,47	60,20	59,98	60,48	60,47	60,94	60,56
Co	0,02	0,00	0,05	0,06	0,41	0,08	0,03	0,00	0,02	0,03
Ni	0,30	0,27	0,33	0,33	0,32	0,32	0,38	0,41	0,42	0,40
Total	99,08	99,27	99,79	99,39	99,06	98,49	99,71	100,09	100,28	100,02

Formules structurales

S	1,049	1,049	1,041	1,049	1,043	1,046	1,053	1,058	1,050	1,055
Cu	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,945	0,947	0,954	0,945	0,946	0,947	0,941	0,936	0,944	0,939
Co	0,000	0,000	0,001	0,001	0,006	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

PYRRHOTITE COLDWELL

Pourcentages des éléments

Echantillon	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
S	38,77	37,57	38,64	38,89	38,56	39,85	40,57	39,61	39,54	40,02
Cu	0,00	0,01	0,00	0,19	0,00	0,04	0,08	0,00	0,06	0,08
Fe	60,69	58,01	61,00	60,40	60,09	59,16	57,98	58,22	58,23	58,16
Co	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,03	0,03	0,00	0,07	0,08
Ni	0,40	0,18	0,42	0,38	0,07	0,10	0,30	0,42	0,40	0,44
Total	99,86	95,77	100,09	99,86	98,78	99,18	98,96	98,25	98,30	98,78

Formules structurales

S	1,050	1,059	1,046	1,053	1,055	1,078	1,095	1,081	1,080	1,086
Cu	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001
Fe	0,944	0,938	0,948	0,939	0,943	0,919	0,899	0,912	0,913	0,906
Co	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Ni	0,006	0,003	0,006	0,006	0,001	0,001	0,004	0,006	0,006	0,007
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

CHALCOPYRITE COLDWELL

Pourcentages des éléments

Echantillon	1	2	3	4	5	6	8	9	10	11	12	13	14	15
S	34,812	34,292	34,963	34,885	35,102	35,126	34,266	34,446	34,176	33,913	34,053	33,979	34,660	35,340
Cu	34,950	34,817	34,565	35,066	35,243	34,730	34,985	34,553	34,729	34,723	34,692	34,037	33,870	33,580
Fe	30,116	30,519	30,384	30,431	30,479	30,927	30,253	30,493	30,582	30,246	30,334	30,366	30,020	30,020
Total	99,878	99,628	99,912	100,382	100,824	100,783	99,504	99,492	99,487	98,882	99,079	98,382	98,550	98,940

Formules structurales

S	1,997	1,977	2,002	1,992	1,995	1,996	1,978	1,986	1,974	1,972	1,975	1,982	2,010	2,034
Cu	1,011	1,013	0,999	1,010	1,011	0,996	1,019	1,005	1,012	1,019	1,015	1,002	0,991	0,975
Fe	0,992	1,010	0,999	0,998	0,994	1,009	1,003	1,009	1,014	1,010	1,010	1,017	0,999	0,992
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

CHALCOPYRITE COLDWELL

Pourcentages des éléments

Echantillon	16	17	18	19	20	21	22	24	25	27	28	29	30
S	35,300	35,580	35,720	35,590	35,430	34,880	35,340	35,600	35,660	35,810	35,650	36,390	36,110
Cu	33,620	34,230	34,000	33,780	33,390	34,030	34,130	33,880	33,890	33,120	33,850	33,040	33,220
Fe	29,760	30,380	30,080	30,130	29,790	29,860	30,310	30,280	30,280	29,580	29,670	29,740	29,800
Total	98,680	100,190	99,800	99,500	98,610	98,770	99,780	99,760	99,830	98,510	99,170	99,170	99,130

Formules structurales

S	2,036	2,025	2,037	2,036	2,043	2,016	2,021	2,032	2,034	2,061	2,044	2,076	2,064
Cu	0,978	0,983	0,978	0,975	0,971	0,993	0,985	0,976	0,975	0,962	0,979	0,951	0,958
Fe	0,985	0,992	0,985	0,989	0,986	0,991	0,995	0,992	0,991	0,977	0,977	0,974	0,978
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

CUBANITE COLDWELL

Pourcentages des éléments

Echantillon	1	2	3	4
Cu	22,55	22,86	22,46	22,79
Fe	40,59	40,82	40,22	40,61
S	35,85	35,95	36,29	36,27
Total	98,99	99,63	98,97	99,67

Formules structurales

Cu	0,968	0,976	0,962	0,971
Fe	1,982	1,983	1,959	1,968
S	3,050	3,042	3,079	3,062
Total	6,000	6,000	6,000	6,000

PENTLANDITE COLDWELL

Pourcentages des éléments

Echantillon	1	2	3
Cu	0,02	0,05	0,05
Fe	28,80	28,78	30,42
Co	3,46	3,39	1,42
Ni	33,67	33,52	33,69
Se	0,03	0,00	0,00
S	33,72	33,94	33,73
Pb	0,01	0,11	0,11
Ag	0,00	0,01	0,00
Te	0,20	0,20	0,14
Total	99,91	100,00	99,56

Formules structurales

Cu	0,002	0,006	0,006
Fe	3,981	3,972	4,214
Co	0,453	0,443	0,186
Ni	4,428	4,402	4,441
Se	0,003	0,000	0,000
S	8,120	8,160	8,140
Pb	0,000	0,004	0,004
Ag	0,000	0,001	0,000
Te	0,012	0,012	0,008
Total	17,000	17,000	17,000

ZVYAGINSTEVITE COLDWELL

Pourcentages des éléments

Echantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Pt	7,79	13,39	13,59	13,93	13,91	10,04	7,29	7,16	8,76	11,00	8,48	12,28	13,58
As	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00
Pd	53,86	48,88	49,26	50,55	49,86	53,35	52,30	53,86	53,82	53,32	53,32	52,17	51,61
Ir	0,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,91	1,36	0,46	1,16	0,88	1,31	0,44	1,01
Cu	0,21	0,06	0,14	0,13	0,10	0,19	0,24	0,24	0,41	0,28	0,28	0,41	0,25
Ni	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe	0,40	0,23	0,32	0,29	0,28	0,48	0,37	0,44	0,43	0,32	0,31	1,11	0,24
S	0,05	0,05	0,04	0,02	0,02	0,08	0,11	0,05	0,06	0,00	0,00	1,10	0,00
Sn	4,79	11,81	11,94	12,51	12,19	6,18	4,75	4,38	5,56	6,48	4,95	9,11	12,15
Bi	0,13	0,73	0,30	0,60	0,60	0,18	0,26	0,22	0,25	0,11	0,33	0,72	0,72
Pb	31,63	19,01	17,71	17,82	18,43	26,74	31,37	30,45	29,47	26,16	28,77	24,39	17,24
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,14
Hg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Au	0,00	1,81	2,04	1,51	1,77	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,75	95,97	95,34	97,36	97,22	98,16	98,07	97,26	99,92	98,66	97,90	101,73	96,95

Formules structurales

Pt	0,211	0,372	0,377	0,378	0,380	0,273	0,201	0,197	0,235	0,299	0,233	0,309	0,367
As	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000
Pd	2,674	2,488	2,504	2,513	2,496	2,661	2,648	2,724	2,652	2,655	2,692	2,409	2,558
Ir	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,025	0,038	0,013	0,032	0,024	0,037	0,011	0,028
Cu	0,017	0,005	0,012	0,011	0,008	0,016	0,020	0,020	0,034	0,023	0,024	0,032	0,021
Ni	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe	0,038	0,022	0,031	0,027	0,027	0,046	0,036	0,042	0,040	0,030	0,030	0,098	0,023
S	0,008	0,008	0,007	0,003	0,003	0,013	0,018	0,008	0,010	0,000	0,000	0,169	0,000
Sn	0,213	0,539	0,544	0,557	0,547	0,276	0,216	0,199	0,246	0,289	0,224	0,377	0,540
Bi	0,003	0,019	0,008	0,015	0,015	0,005	0,007	0,006	0,006	0,003	0,008	0,017	0,018
Pb	0,806	0,497	0,462	0,455	0,474	0,685	0,815	0,791	0,746	0,669	0,746	0,578	0,439
Sb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,006
Hg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ag	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,050	0,056	0,041	0,048	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

Pd-NICCOLITE COLDWELL

Pourcentages des éléments

Echantillon	1	2	3
Pt	0,00	0,34	9,45
As	48,33	34,54	49,69
Pd	12,35	30,55	7,49
Cu	0,59	4,26	0,23
Ni	33,71	18,29	27,59
Fe	0,75	4,77	0,31
S	0,37	6,07	0,32
Rh	0,00	0,10	0,02
Te	0,26	0,17	0,16
Bi	0,00	0,02	0,00
Pb	0,00	0,00	0,31
Sb	2,69	0,00	1,70
Total	99,05	99,11	97,27

Formules structurales

Pt	0,000	0,002	0,075
As	0,926	0,656	1,030
Pd	0,167	0,409	0,109
Cu	0,013	0,095	0,006
Ni	0,824	0,443	0,730
Fe	0,019	0,122	0,009
S	0,017	0,269	0,015
Rh	0,000	0,001	0,000
Te	0,003	0,002	0,002
Bi	0,000	0,000	0,000
Pb	0,000	0,000	0,002
Sb	0,032	0,000	0,022
Total	2,000	2,000	2,000

SPERRYLITE COLDWELL

Pourcentages des éléments

Echantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Pt	52,68	54,79	53,13	55,01	53,77	53,36	53,85	53,73	53,54	52,61	53,04	53,56	53,23	43,83
As	40,28	39,26	42,45	39,58	42,84	42,88	42,93	42,02	41,96	42,86	43,22	43,31	42,21	44,65
Pd	0,02	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,09	0,07	0,06	0,04	0,00	0,00	0,01	7,95
Ir	0,84	0,11	0,32	0,18	0,40	0,65	0,16	0,27	0,00	0,83	0,80	0,69	0,81	0,00
Cu	0,89	0,52	0,55	1,37	0,39	0,54	0,50	0,42	0,41	0,54	0,79	0,83	0,85	0,36
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	2,76
Fe	0,56	1,33	0,34	0,37	0,32	0,36	0,38	0,38	0,28	0,42	0,51	0,51	0,59	0,38
S	0,83	0,54	0,46	2,46	0,58	0,58	0,52	0,51	0,54	0,44	0,48	0,54	0,49	0,49
Rh	0,12	0,32	0,20	0,39	0,53	0,39	0,35	0,51	0,44	0,30	0,39	0,37	0,34	0,29
Te	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08
Sn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
Pb	0,36	0,53	0,42	0,31	0,29	0,45	0,51	0,33	0,45	0,42	0,76	0,36	0,48	0,17
Sb	0,83	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,19	0,68
Total	97,41	97,40	97,97	99,73	99,20	99,47	99,32	98,24	97,72	98,48	100,06	100,21	99,26	101,64

Formules structurales

Pt	0,929	0,980	0,934	0,918	0,933	0,923	0,933	0,945	0,946	0,918	0,909	0,914	0,923	0,688
As	1,850	1,828	1,944	1,719	1,935	1,930	1,936	1,925	1,930	1,947	1,928	1,924	1,905	1,824
Pd	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,229
Ir	0,015	0,002	0,006	0,003	0,007	0,011	0,003	0,005	0,000	0,015	0,014	0,012	0,014	0,000
Cu	0,048	0,029	0,030	0,070	0,021	0,029	0,027	0,023	0,022	0,029	0,042	0,043	0,045	0,017
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,144
Fe	0,035	0,083	0,021	0,022	0,019	0,022	0,023	0,023	0,017	0,026	0,031	0,030	0,036	0,021
S	0,089	0,059	0,049	0,250	0,061	0,061	0,055	0,055	0,058	0,047	0,050	0,056	0,052	0,047
Rh	0,004	0,011	0,007	0,012	0,017	0,013	0,011	0,017	0,015	0,010	0,013	0,012	0,011	0,009
Te	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Sn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Bi	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Pb	0,006	0,009	0,007	0,005	0,005	0,007	0,008	0,005	0,007	0,007	0,012	0,006	0,008	0,003
Sb	0,023	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,005	0,017
Total	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000

PALLADOARSENIDE COLDWELL

Pourcentages des éléments

Echantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Pt	0,00	0,00	0,11	0,00	0,30	0,09	0,00	0,18	0,00	0,36	0,00	0,56	0,00	0,00	0,72
As	21,21	22,28	21,68	22,14	21,30	22,23	21,63	22,36	21,91	21,96	21,22	22,35	20,19	22,06	21,83
Pd	71,33	73,00	72,36	71,33	69,31	74,63	73,52	73,63	74,12	73,57	68,90	73,30	73,25	71,87	72,75
Ir	0,00	0,00	0,23	0,04	0,00	0,17	0,32	0,10	0,35	0,00	0,02	0,25	0,19	0,14	0,24
Cu	3,25	3,17	3,71	2,98	3,33	3,40	3,44	3,71	3,84	3,98	4,40	3,48	3,56	4,68	4,28
Ni	0,00	0,08	0,14	0,10	0,05	0,03	0,08	0,00	0,00	0,15	0,00	0,10	0,08	0,00	0,11
Fe	0,97	0,90	1,17	0,96	1,12	0,96	1,14	1,16	1,24	1,40	2,66	1,10	1,12	1,67	1,52
S	0,23	0,02	0,11	0,02	0,09	0,12	0,36	0,27	0,36	0,74	1,62	0,11	0,22	0,53	0,33
Rh	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00
Te	0,38	0,00	0,00	0,00	1,04	0,00	0,03	0,01	0,05	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00
Sn	0,18	0,21	0,28	0,36	0,24	0,26	0,26	0,11	0,00	0,12	0,07	0,24	0,38	0,09	0,35
Bi	0,00	0,00	0,11	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,05	0,00	0,00	0,11	0,00
Pb	0,26	0,00	0,26	0,12	0,18	0,22	0,16	0,00	0,27	0,14	0,43	0,00	0,30	0,34	0,30
Hg	0,00	0,00	0,33	0,29	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,25	0,30	0,00	0,21
Total	97,81	99,66	100,49	98,34	97,08	102,11	100,94	101,53	102,28	102,42	99,70	101,77	99,84	101,49	102,64

Formules structurales

Pt	0,000	0,000	0,002	0,000	0,005	0,001	0,000	0,003	0,000	0,005	0,000	0,008	0,000	0,000	0,010
As	0,821	0,847	0,817	0,854	0,832	0,826	0,808	0,829	0,807	0,798	0,770	0,833	0,769	0,808	0,800
Pd	1,943	1,954	1,921	1,938	1,907	1,953	1,934	1,921	1,922	1,883	1,762	1,923	1,964	1,853	1,878
Ir	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,002	0,005	0,001	0,005	0,000	0,000	0,004	0,003	0,002	0,003
Cu	0,148	0,142	0,165	0,136	0,153	0,149	0,152	0,162	0,167	0,171	0,188	0,153	0,160	0,202	0,185
Ni	0,000	0,004	0,007	0,005	0,002	0,001	0,004	0,000	0,000	0,007	0,000	0,005	0,004	0,000	0,005
Fe	0,050	0,046	0,059	0,050	0,059	0,048	0,057	0,058	0,061	0,068	0,130	0,055	0,057	0,082	0,075
S	0,021	0,002	0,010	0,002	0,008	0,010	0,031	0,023	0,031	0,063	0,137	0,010	0,020	0,045	0,028
Rh	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000
Te	0,009	0,000	0,000	0,000	0,024	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Sn	0,004	0,005	0,007	0,009	0,006	0,006	0,006	0,003	0,000	0,003	0,002	0,006	0,009	0,002	0,008
Bi	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Pb	0,004	0,000	0,004	0,002	0,003	0,003	0,002	0,000	0,004	0,002	0,006	0,000	0,004	0,005	0,004
Hg	0,000	0,000	0,005	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,003	0,004	0,000	0,003
Total	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000

NICCOLITE COLDWELL

Pourcentages des éléments

Echantillon	1	2	3	4	5	6	7
Pt	0,47	0,33	0,12	0,51	0,00	0,19	0,23
As	54,13	54,49	54,16	53,92	52,81	55,46	55,44
Pd	1,98	1,21	2,33	4,18	7,44	1,75	0,21
Ir	0,00	0,36	0,00	0,25	0,18	0,00	0,16
Cu	0,81	0,25	0,31	0,57	0,56	0,39	0,11
Ni	37,69	38,66	37,75	38,27	36,28	38,21	39,26
Fe	0,80	0,45	0,33	0,76	0,80	0,33	0,55
S	0,41	0,30	0,38	0,41	0,38	0,39	0,44
Rh	0,00	0,00	0,00	0,13	0,04	0,00	0,00
Te	0,45	0,33	0,31	0,39	0,29	0,43	0,38
Sn	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00
Bi	0,30	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Pb	0,01	0,00	0,80	0,31	0,36	0,00	0,00
Sb	0,51	0,40	0,36	0,72	1,38	0,52	0,24
Hg	0,00	0,05	0,38	0,33	0,00	0,00	0,23
Total	97,56	96,97	97,23	100,75	100,54	97,77	97,25

Formules structurales

Pt	0,003	0,002	0,001	0,004	0,000	0,001	0,002
As	1,007	1,018	1,017	0,983	0,976	1,027	1,025
Pd	0,026	0,016	0,031	0,054	0,097	0,023	0,003
Ir	0,000	0,003	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001
Cu	0,018	0,006	0,007	0,012	0,012	0,009	0,002
Ni	0,895	0,921	0,904	0,891	0,856	0,903	0,926
Fe	0,020	0,011	0,008	0,019	0,020	0,008	0,014
S	0,018	0,013	0,017	0,017	0,016	0,017	0,019
Rh	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000
Te	0,005	0,004	0,003	0,004	0,003	0,005	0,004
Sn	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Bi	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pb	0,000	0,000	0,005	0,002	0,002	0,000	0,000
Sb	0,006	0,005	0,004	0,008	0,016	0,006	0,003
Hg	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,002
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

NI-PALLADOARSENIDE COLDWELL

Pourcentages des éléments

Echantillon	1	2	3
Pt	0,26	0,40	0,76
As	24,56	27,87	31,08
Pd	49,05	46,41	49,02
Ir	0,38	0,00	0,16
Cu	0,15	0,09	0,81
Ni	16,72	18,54	16,69
Fe	3,26	0,96	1,04
S	4,83	0,46	0,50
Te	0,19	0,21	0,18
Sn	0,02	0,07	0,00
Bi	0,00	0,08	0,15
Pb	0,28	0,26	0,25
Sb	1,29	1,62	0,04
Ag	0,78	0,00	0,00
Total	101,77	96,97	100,68

Formules structurales

Pt	0,003	0,005	0,010
As	0,751	0,949	1,024
Pd	1,056	1,113	1,137
Ir	0,005	0,000	0,002
Cu	0,005	0,004	0,031
Ni	0,653	0,806	0,702
Fe	0,134	0,044	0,046
S	0,345	0,037	0,039
Te	0,003	0,004	0,003
Sn	0,000	0,002	0,000
Bi	0,000	0,001	0,002
Pb	0,003	0,003	0,003
Sb	0,024	0,034	0,001
Ag	0,017	0,000	0,000
Total	3,000	3,000	3,000

MERTEITE COLDWELL

Pourcentages des éléments

Echantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Pt	0,61	0,00	0,17	0,20	0,81	0,45	0,32	0,09	0,67	0,10	0,23	0,81	0,25	0,45
As	4,32	3,31	3,63	3,36	4,00	3,33	3,19	3,07	1,81	3,06	1,81	2,01	2,17	3,42
Pd	69,93	70,82	71,08	71,12	67,95	71,37	70,85	69,77	68,34	70,00	67,77	68,47	69,71	70,90
Ir	0,20	0,63	0,18	0,85	0,20	0,41	0,00	0,36	0,21	0,31	0,00	0,00	0,44	0,36
Cu	0,03	0,23	0,04	0,00	0,08	0,00	0,18	0,27	0,03	0,00	0,11	0,07	0,00	0,03
Ni	0,39	0,42	0,23	0,29	0,30	0,30	0,42	0,39	0,79	0,58	1,01	0,90	0,68	0,47
Fe	0,20	0,25	0,10	0,10	0,29	0,14	0,36	0,38	0,64	0,38	0,80	0,68	0,51	0,35
S	0,09	0,16	0,03	0,10	0,09	0,10	0,08	0,20	0,13	0,10	0,22	0,23	0,18	0,14
Rh	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	0,13	0,00	0,00	0,00	0,04	0,14	0,00	0,01	0,00	0,09	0,00	0,00	0,07	0,00
Sn	0,09	0,17	0,02	0,17	0,16	0,19	0,08	0,11	0,20	0,05	0,12	0,11	0,00	0,41
Bi	0,10	0,20	0,04	0,00	0,00	0,15	0,22	0,00	0,12	0,00	0,37	0,00	0,10	0,00
Pb	0,03	0,30	0,18	0,04	0,00	0,00	0,03	0,13	0,32	0,14	0,00	0,00	0,00	0,06
Sb	24,19	24,71	24,80	25,29	23,48	24,62	24,94	24,96	29,11	25,44	28,00	28,21	28,85	25,48
Hg	0,00	0,06	0,00	0,00	0,07	0,20	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,31	101,26	100,50	101,52	97,47	101,40	100,85	99,74	102,37	100,25	100,44	101,49	102,96	102,07

Formules structurales

Pt	0,037	0,000	0,010	0,012	0,050	0,027	0,019	0,005	0,040	0,006	0,014	0,048	0,015	0,027
As	0,679	0,517	0,573	0,526	0,648	0,522	0,500	0,485	0,282	0,482	0,284	0,313	0,335	0,529
Pd	7,743	7,785	7,897	7,839	7,749	7,874	7,819	7,758	7,489	7,769	7,491	7,506	7,569	7,729
Ir	0,012	0,038	0,011	0,052	0,013	0,025	0,000	0,022	0,013	0,019	0,000	0,000	0,026	0,022
Cu	0,006	0,042	0,007	0,000	0,015	0,000	0,033	0,050	0,006	0,000	0,020	0,013	0,000	0,005
Ni	0,078	0,084	0,046	0,058	0,062	0,060	0,084	0,079	0,157	0,117	0,202	0,179	0,134	0,093
Fe	0,042	0,052	0,021	0,021	0,063	0,029	0,076	0,081	0,134	0,080	0,168	0,142	0,106	0,073
S	0,033	0,058	0,011	0,037	0,034	0,037	0,029	0,074	0,047	0,037	0,081	0,084	0,065	0,051
Rh	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Te	0,012	0,000	0,000	0,000	0,004	0,013	0,000	0,001	0,000	0,008	0,000	0,000	0,006	0,000
Sn	0,009	0,017	0,002	0,017	0,016	0,019	0,008	0,011	0,020	0,005	0,012	0,011	0,000	0,040
Bi	0,006	0,011	0,002	0,000	0,000	0,008	0,012	0,000	0,007	0,000	0,021	0,000	0,006	0,000
Pb	0,002	0,017	0,010	0,002	0,000	0,000	0,002	0,007	0,018	0,008	0,000	0,000	0,000	0,003
Sb	2,342	2,375	2,409	2,437	2,341	2,375	2,406	2,427	2,789	2,468	2,706	2,704	2,739	2,428
Hg	0,000	0,003	0,000	0,000	0,004	0,012	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000

MERTEITE COLDWELL

Pourcentages des éléments

Echantillon	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	26	27	28
Pt	0,13	0,10	0,64	0,34	0,62	0,28	0,31	0,49	0,00	0,28	0,73	0,82	0,44
As	2,21	2,91	3,00	3,85	2,53	4,11	3,44	3,44	3,64	3,76	3,98	3,60	2,31
Pd	65,98	68,81	69,29	70,14	68,13	68,29	67,49	69,05	67,68	67,07	67,51	63,45	65,68
Ir	0,32	0,00	0,17	0,27	0,00	0,63	0,64	0,00	0,25	0,22	0,04	0,51	0,22
Cu	0,00	0,00	0,12	0,70	0,37	0,37	0,25	0,15	0,03	0,01	0,00	0,00	0,09
Ni	0,68	0,83	0,64	0,54	0,24	0,25	0,24	0,58	0,71	0,55	0,39	1,28	0,62
Fe	0,94	0,70	0,30	0,50	0,36	0,36	0,20	0,54	0,31	0,20	0,29	1,05	0,44
S	0,40	0,12	0,13	0,09	0,16	0,12	0,07	0,12	0,09	0,14	0,15	0,47	0,06
Rh	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	0,04	0,02	0,01	0,08	0,16	0,06	0,02	0,08	0,00	0,06	0,00	0,04	0,00
Sn	0,22	0,18	0,17	0,18	0,19	0,06	0,30	0,01	0,21	0,09	0,05	0,02	0,00
Bi	0,06	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,07	0,13	0,04	0,00	0,00	0,07	0,00
Pb	0,07	0,23	0,02	0,04	0,00	0,03	0,00	0,20	0,34	0,13	0,11	0,00	0,00
Sb	27,19	26,74	26,27	25,40	27,45	24,80	25,45	24,53	25,22	25,72	24,78	25,12	27,33
Hg	0,16	0,00	0,00	0,00	0,05	0,14	0,00	0,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,40	100,64	100,76	102,13	100,36	99,50	98,48	99,83	98,52	98,23	98,03	96,43	97,19

Formules structurales

Pt	0,008	0,006	0,039	0,020	0,038	0,017	0,019	0,030	0,000	0,017	0,045	0,051	0,028
As	0,353	0,455	0,471	0,591	0,400	0,651	0,554	0,543	0,582	0,604	0,640	0,578	0,378
Pd	7,416	7,576	7,661	7,579	7,592	7,614	7,658	7,681	7,624	7,588	7,647	7,179	7,563
Ir	0,020	0,000	0,010	0,016	0,000	0,039	0,040	0,000	0,016	0,014	0,003	0,032	0,014
Cu	0,000	0,000	0,022	0,127	0,069	0,069	0,048	0,028	0,006	0,002	0,000	0,000	0,017
Ni	0,139	0,166	0,128	0,106	0,048	0,051	0,049	0,117	0,145	0,113	0,080	0,263	0,129
Fe	0,201	0,147	0,063	0,103	0,076	0,076	0,043	0,114	0,067	0,043	0,063	0,226	0,097
S	0,149	0,044	0,048	0,032	0,059	0,044	0,026	0,044	0,034	0,053	0,056	0,176	0,023
Rh	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Te	0,004	0,002	0,001	0,007	0,015	0,006	0,002	0,007	0,000	0,006	0,000	0,004	0,000
Sn	0,022	0,018	0,017	0,017	0,019	0,006	0,031	0,001	0,021	0,009	0,005	0,002	0,000
Bi	0,003	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,004	0,007	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000
Pb	0,004	0,013	0,001	0,002	0,000	0,002	0,000	0,011	0,020	0,008	0,006	0,000	0,000
Sb	2,672	2,574	2,539	2,400	2,674	2,417	2,525	2,385	2,484	2,544	2,454	2,485	2,751
Hg	0,010	0,000	0,000	0,000	0,003	0,008	0,000	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000

MAJAKITE COLDWELL

Pourcentages d'éléments

Echantillon	1	2
Pt	0,40	0,27
As	33,01	28,61
Pd	37,04	46,48
Ir	0,21	0,32
Cu	0,02	0,01
Ni	23,25	18,97
Fe	0,17	0,28
S	0,26	0,15
Rh	0,00	0,00
Te	0,19	0,25
Sn	0,02	0,00
Bi	0,00	0,00
Pb	0,00	0,16
Sb	7,86	8,46
Total	102,43	103,96

Formules structurales

Pt	0,005	0,003
As	1,044	0,934
Pd	0,825	1,068
Ir	0,003	0,004
Cu	0,001	0,000
Ni	0,939	0,790
Fe	0,007	0,012
S	0,019	0,011
Rh	0,000	0,000
Te	0,004	0,005
Sn	0,000	0,000
Bi	0,000	0,000
Pb	0,000	0,002
Sb	0,153	0,170
Total	3,000	3,000

ATOKITE COLDWELL

Pourcentages d'éléments

Echantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Pt	23,33	23,13	23,76	24,90	24,23	23,97	24,32	25,68	24,40	22,53	16,87	25,68	25,56	23,40	23,37
As	0,01	1,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,01	0,84	2,17	0,00	0,16	0,00	0,00
Pd	47,16	48,83	44,58	45,74	45,37	46,07	43,93	43,78	46,47	48,91	52,80	46,25	47,17	48,63	47,09
Ir	0,24	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	0,31	0,28	0,18	0,22	0,21	0,30	0,50	0,25	0,23	0,58	0,62	0,18	0,33	0,19	0,32
Ni	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,00	0,09	0,01
Fe	0,19	0,35	0,33	0,22	0,21	0,25	0,43	0,33	0,34	0,38	0,69	0,25	0,21	0,28	0,28
S	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,11	0,04	0,12	0,05	0,07	0,07	0,13	0,05	0,09	0,00
Rh	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,07
Te	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sn	23,90	22,66	22,11	22,56	22,52	21,77	21,91	21,16	15,40	23,39	20,12	24,01	23,89	23,88	21,75
Bi	0,29	0,61	0,24	0,22	0,12	0,35	0,27	0,11	0,22	0,23	0,88	0,03	0,05	0,00	0,17
Pb	1,57	1,43	3,30	2,81	2,51	3,75	3,48	7,76	11,46	2,61	2,41	0,99	2,15	1,41	3,99
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,14	0,00	0,00	0,17	0,41	0,32
Ag	0,00	0,00	0,00	0,07	0,18	0,07	0,00	0,21	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Au	1,67	1,84	1,76	1,91	1,72	2,03	1,68	1,16	1,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,02	98,54	94,54	96,81	95,38	96,64	94,88	99,50	98,80	99,69	96,66	97,54	99,79	98,38	97,37

Formules structurales

Pt	0,604	0,582	0,638	0,653	0,644	0,628	0,651	0,673	0,653	0,566	0,421	0,671	0,655	0,600	0,616
As	0,001	0,071	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,001	0,055	0,141	0,000	0,011	0,000	0,000
Pd	2,239	2,254	2,196	2,200	2,211	2,213	2,157	2,104	2,279	2,253	2,415	2,214	2,216	2,287	2,275
Ir	0,006	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu	0,025	0,022	0,015	0,018	0,017	0,024	0,041	0,020	0,019	0,045	0,047	0,014	0,026	0,015	0,026
Ni	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000	0,008	0,001
Fe	0,017	0,031	0,031	0,020	0,019	0,023	0,040	0,030	0,032	0,033	0,060	0,023	0,019	0,025	0,026
S	0,003	0,005	0,007	0,005	0,005	0,018	0,007	0,019	0,008	0,011	0,011	0,021	0,008	0,014	0,000
Rh	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003
Te	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sn	1,017	0,938	0,977	0,973	0,984	0,937	0,965	0,912	0,677	0,966	0,825	1,030	1,006	1,007	0,942
Bi	0,007	0,014	0,006	0,005	0,003	0,009	0,007	0,003	0,005	0,005	0,020	0,001	0,001	0,000	0,004
Pb	0,038	0,034	0,083	0,069	0,063	0,093	0,088	0,192	0,289	0,062	0,057	0,024	0,052	0,034	0,099
Sb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Hg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,004	0,010	0,008
Ag	0,000	0,000	0,000	0,003	0,009	0,003	0,000	0,010	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Au	0,043	0,046	0,047	0,050	0,045	0,053	0,045	0,030	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

KOTULSKITE COLDWELL

Pourcentages d'éléments

Echantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Pt	0,80	0,72	0,82	0,87	0,58	0,79	0,63	0,56	0,54	0,81	0,65	0,51	0,75	0,66	0,84
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pd	38,43	39,34	39,11	40,00	39,32	38,70	38,96	38,68	38,92	39,12	38,85	39,34	38,64	39,60	39,69
Ir	0,10	0,06	0,12	0,09	0,07	0,08	0,37	0,15	0,00	0,00	0,24	0,13	0,14	0,23	0,45
Cu	0,10	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Fe	0,82	0,72	1,47	0,76	0,78	0,40	0,41	0,33	0,39	0,28	0,32	0,42	0,78	0,60	0,60
S	0,15	0,17	0,98	0,10	0,26	0,06	0,03	0,04	0,02	0,02	0,04	0,05	0,07	0,11	0,08
Rh	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	39,46	39,37	37,08	38,79	38,31	38,76	38,92	38,98	39,47	39,05	38,19	37,86	34,52	38,77	38,06
Sn	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Bi	20,15	20,11	19,45	19,92	18,91	19,58	20,31	19,94	19,91	20,19	20,21	19,79	20,69	19,74	19,71
Pb	0,02	0,03	0,13	0,00	0,29	0,15	0,15	0,00	0,13	0,13	0,12	0,03	0,13	0,03	0,21
Sb	2,27	1,85	2,45	1,92	2,06	1,00	1,43	1,15	1,15	1,05	1,03	1,29	3,18	1,92	2,03
Hg	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	102,32	102,38	101,67	102,48	100,61	99,55	101,21	99,89	100,58	100,69	99,73	99,44	98,90	101,66	101,69

Formules structurales

Pt	0,010	0,009	0,010	0,011	0,007	0,010	0,008	0,007	0,007	0,011	0,009	0,007	0,010	0,008	0,011
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pd	0,890	0,911	0,881	0,925	0,919	0,928	0,922	0,926	0,924	0,931	0,933	0,942	0,931	0,924	0,929
Ir	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,005	0,002	0,000	0,000	0,003	0,002	0,002	0,003	0,006
Cu	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe	0,036	0,032	0,063	0,033	0,035	0,018	0,018	0,015	0,018	0,013	0,015	0,019	0,036	0,027	0,027
S	0,012	0,013	0,073	0,008	0,020	0,005	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,004	0,006	0,009	0,006
Rh	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Te	0,762	0,760	0,696	0,748	0,747	0,775	0,768	0,778	0,781	0,775	0,764	0,756	0,694	0,755	0,743
Sn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Bi	0,238	0,237	0,223	0,234	0,225	0,239	0,245	0,243	0,241	0,245	0,247	0,241	0,254	0,235	0,235
Pb	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,002	0,002	0,000	0,002	0,002	0,001	0,000	0,002	0,000	0,003
Sb	0,046	0,037	0,048	0,039	0,042	0,021	0,030	0,024	0,024	0,022	0,022	0,027	0,067	0,039	0,042
Hg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ag	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

KOTULSKITE COLDWELL

Pourcentages d'éléments

Echantillon	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Pt	0,82	0,56	0,81	0,99	0,66	0,69	0,52	0,72	1,13	1,27	1,34	1,33	1,70	1,73	1,55
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pd	38,03	38,12	38,58	39,16	39,95	40,35	39,55	39,22	34,66	35,40	36,66	36,63	36,61	37,00	37,16
Ir	0,30	0,29	0,19	0,10	0,00	0,11	0,13	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	1,60	0,47	0,34	0,47	0,24	0,15	0,19
Ni	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,29	0,37	0,35	0,38	0,66	0,64	0,69	0,44	1,36	0,52	0,31	0,45	0,88	1,87	0,60
S	0,00	0,04	0,02	0,05	0,16	0,07	0,16	0,06	0,93	0,04	0,04	0,04	0,17	0,03	0,03
Rh	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	38,24	39,05	38,58	38,79	38,91	38,31	37,25	37,27	24,54	25,59	24,07	24,48	23,13	25,06	25,13
Sn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,17	0,08	0,00
Bi	20,11	19,36	19,98	19,83	19,54	19,02	18,16	18,56	26,74	27,65	28,19	27,65	25,70	21,87	27,32
Pb	0,02	0,27	0,21	0,00	0,12	0,02	0,25	0,04	6,76	7,93	8,50	7,36	8,84	8,62	10,20
Sb	1,07	1,00	1,11	1,15	1,95	2,23	1,85	1,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hg	0,00	0,06	0,01	0,01	0,00	0,05	0,08	0,03	0,09	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,37	0,15	0,14	0,01	0,07	0,00	0,11
Total	98,88	99,16	99,86	100,49	101,96	101,63	98,66	98,07	98,22	99,02	99,61	98,42	97,52	96,41	102,29

Formules structurales

Pt	0,011	0,007	0,011	0,013	0,008	0,009	0,007	0,010	0,015	0,018	0,019	0,019	0,024	0,024	0,021
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pd	0,925	0,919	0,926	0,931	0,926	0,938	0,943	0,949	0,849	0,912	0,945	0,946	0,947	0,944	0,932
Ir	0,004	0,004	0,003	0,001	0,000	0,001	0,002	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,066	0,020	0,015	0,020	0,010	0,006	0,008
Ni	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,013	0,017	0,016	0,017	0,029	0,028	0,031	0,020	0,063	0,026	0,015	0,022	0,043	0,091	0,029
S	0,000	0,003	0,002	0,004	0,012	0,005	0,013	0,005	0,076	0,003	0,003	0,003	0,015	0,003	0,002
Rh	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Te	0,775	0,785	0,772	0,769	0,752	0,743	0,741	0,752	0,501	0,550	0,517	0,527	0,499	0,533	0,525
Sn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000
Bi	0,249	0,238	0,244	0,240	0,231	0,225	0,220	0,229	0,333	0,363	0,370	0,364	0,338	0,284	0,349
Pb	0,000	0,003	0,003	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,085	0,105	0,112	0,098	0,117	0,113	0,131
Sb	0,023	0,021	0,023	0,024	0,040	0,045	0,039	0,029	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Hg	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ag	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,004	0,004	0,000	0,002	0,000	0,003
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

KOTULSKITE COLDWELL

Pourcentages d'éléments

Echantillon	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
Pt	1,60	1,64	1,52	1,43	1,23	1,16	1,24	0,79	1,01	1,09	1,53	2,07	1,69	1,29	1,30
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pd	36,54	34,46	37,94	38,51	37,41	38,18	38,50	38,64	38,36	38,23	37,58	38,03	38,36	38,05	36,69
Ir	0,00	0,00	0,00	0,68	0,87	0,53	0,81	0,41	1,09	0,40	0,55	0,39	0,38	0,20	0,07
Cu	0,39	0,38	0,56	0,60	0,79	0,74	0,41	0,79	0,23	0,77	0,54	0,36	0,22	0,41	1,61
Ni	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe	0,66	0,75	0,64	0,43	0,87	0,69	0,54	0,54	0,51	0,83	0,36	0,67	0,61	0,62	2,77
S	0,06	0,12	0,00	0,05	0,11	0,07	0,08	0,00	0,05	0,01	0,02	0,00	0,00	0,09	1,43
Rh	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	25,68	26,51	25,79	25,54	25,35	25,63	25,17	25,43	25,58	25,70	25,78	24,90	24,81	25,38	24,81
Sn	0,00	0,07	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,07	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Bi	28,52	25,92	26,08	25,77	26,10	26,02	24,77	25,68	26,95	25,45	25,39	26,21	26,97	25,79	24,21
Pb	8,77	8,03	8,42	8,14	8,64	8,25	7,96	8,36	8,18	9,62	9,72	9,37	9,59	10,48	9,60
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hg	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,08	0,09	0,40	0,00	0,00	0,18	0,00	0,16
Ag	0,00	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	102,26	98,25	100,96	101,21	101,37	101,34	99,48	100,79	102,08	102,50	101,50	102,00	102,82	102,35	102,65

Formules structurales

Pt	0,022	0,023	0,021	0,019	0,017	0,016	0,017	0,011	0,014	0,015	0,021	0,028	0,023	0,017	0,016
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pd	0,914	0,887	0,948	0,959	0,926	0,945	0,971	0,962	0,955	0,938	0,942	0,949	0,953	0,943	0,832
Ir	0,000	0,000	0,000	0,009	0,012	0,007	0,011	0,006	0,015	0,005	0,008	0,005	0,005	0,003	0,001
Cu	0,016	0,016	0,023	0,025	0,033	0,031	0,017	0,033	0,010	0,032	0,023	0,015	0,009	0,017	0,061
Ni	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,031	0,037	0,030	0,020	0,041	0,033	0,026	0,026	0,024	0,039	0,017	0,032	0,029	0,029	0,120
S	0,005	0,010	0,000	0,004	0,009	0,006	0,007	0,000	0,004	0,001	0,002	0,000	0,000	0,007	0,108
Rh	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Te	0,535	0,569	0,537	0,530	0,523	0,529	0,529	0,528	0,531	0,526	0,539	0,518	0,514	0,524	0,469
Sn	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Bi	0,363	0,340	0,332	0,327	0,329	0,328	0,318	0,326	0,341	0,318	0,324	0,333	0,341	0,325	0,280
Pb	0,113	0,106	0,108	0,104	0,110	0,105	0,103	0,107	0,105	0,121	0,125	0,120	0,122	0,133	0,112
Sb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Hg	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,005	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002
Ag	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

KOTULSKITE COLDWELL

Pourcentages d'éléments

Echantillon	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
Pt	1,63	1,03	0,60	1,32	0,94	1,05	1,36	1,05	0,63	1,15	1,50	0,72	0,60	0,97	1,42
As	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pd	36,77	36,87	38,60	36,06	37,47	36,61	36,76	35,57	35,78	32,90	35,35	36,12	35,64	36,64	37,33
Ir	0,64	0,41	0,63	0,05	0,17	0,25	0,34	0,00	0,31	0,00	0,48	0,30	0,07	0,00	0,00
Cu	1,01	0,20	0,00	0,05	1,19	1,22	0,68	0,60	0,05	0,18	0,07	0,09	0,66	0,76	1,27
Ni	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,81	0,00	0,04	0,00	0,03	0,04
Fe	2,02	0,55	0,79	1,58	1,35	1,49	1,28	1,48	0,90	3,02	0,80	1,05	1,42	1,62	1,12
S	0,28	0,00	0,05	0,22	0,15	0,13	0,10	0,05	0,00	4,00	0,05	0,08	0,04	0,09	0,21
Rh	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Te	24,68	25,40	36,95	28,74	25,87	25,90	25,20	24,64	28,04	24,71	27,46	26,72	24,84	25,00	24,94
Sn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Bi	25,50	26,78	19,78	31,94	33,90	33,31	34,03	34,92	34,28	32,42	35,47	35,95	34,47	35,66	35,17
Pb	9,69	9,55	0,48	0,00	0,36	0,41	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00	0,24	0,35	0,00	0,01
Sb	0,02	0,07	3,10	1,10	0,56	0,33	0,42	0,22	0,34	0,30	0,14	0,00	0,33	0,44	0,71
Hg	0,18	0,00	0,08	0,00	0,04	0,10	0,00	0,00	0,06	0,09	0,00	0,00	0,16	0,09	0,38
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	102,56	100,86	101,06	101,06	102,00	100,83	100,17	98,64	100,63	101,58	101,32	101,31	98,59	101,30	102,60

Formules structurales

Pt	0,021	0,014	0,008	0,018	0,012	0,014	0,018	0,015	0,009	0,013	0,021	0,010	0,008	0,013	0,019
As	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pd	0,882	0,936	0,910	0,881	0,907	0,895	0,916	0,903	0,901	0,690	0,891	0,904	0,905	0,901	0,903
Ir	0,008	0,006	0,008	0,001	0,002	0,003	0,005	0,000	0,004	0,000	0,007	0,004	0,001	0,000	0,000
Cu	0,041	0,008	0,000	0,002	0,048	0,050	0,028	0,026	0,002	0,006	0,003	0,004	0,028	0,031	0,051
Ni	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,107	0,000	0,002	0,000	0,001	0,002
Fe	0,092	0,027	0,035	0,074	0,062	0,069	0,061	0,072	0,043	0,121	0,038	0,050	0,069	0,078	0,052
S	0,022	0,000	0,004	0,018	0,012	0,011	0,008	0,004	0,000	0,278	0,004	0,007	0,003	0,007	0,017
Rh	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Te	0,494	0,537	0,726	0,586	0,522	0,528	0,523	0,522	0,589	0,432	0,577	0,558	0,526	0,513	0,503
Sn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Bi	0,311	0,346	0,237	0,398	0,418	0,415	0,432	0,452	0,440	0,346	0,455	0,458	0,446	0,447	0,433
Pb	0,119	0,124	0,006	0,000	0,004	0,005	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	0,005	0,000	0,000
Sb	0,000	0,002	0,064	0,024	0,012	0,007	0,009	0,005	0,007	0,006	0,003	0,000	0,007	0,009	0,015
Hg	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,005
Ag	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

KOTULSKITE COLDWELL

Pourcentages d'éléments

Echantillon	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75
Pt	1,03	1,03	1,25	1,23	1,10	1,11	1,33	1,25	1,42	1,09	1,16	0,90	1,28	1,12	1,12
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pd	36,34	38,95	38,57	37,40	30,39	37,62	36,82	37,11	37,89	40,42	39,83	37,10	39,37	39,06	39,59
Ir	0,01	0,23	0,44	0,16	0,16	0,06	0,06	0,21	0,01	0,03	0,17	0,00	0,26	0,04	0,08
Cu	1,29	0,62	0,72	0,08	0,04	0,10	0,03	0,00	1,73	0,52	0,58	2,20	0,88	1,09	0,57
Ni	0,00	0,10	0,03	0,01	0,06	0,02	0,02	0,04	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,04	0,00
Fe	1,22	0,46	0,57	1,68	7,76	1,57	1,62	1,53	1,73	0,45	0,55	1,96	0,73	1,42	0,52
S	0,38	0,06	0,12	0,37	7,65	0,30	0,27	0,24	1,29	0,06	0,06	1,82	0,14	0,37	0,07
Rh	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	24,59	25,67	25,14	29,18	23,40	28,84	28,82	28,73	24,50	25,51	25,86	24,22	25,27	25,63	24,96
Sn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Bi	32,44	34,03	33,16	31,36	25,95	31,21	30,28	30,65	30,90	33,61	32,10	31,50	32,56	32,84	32,23
Pb	0,09	0,00	0,07	0,02	0,07	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,21	0,02
Sb	0,41	0,71	0,78	0,89	1,28	1,36	1,02	0,80	0,84	0,78	0,82	0,59	0,80	0,75	0,87
Hg	0,11	0,13	0,27	0,14	0,00	0,00	0,10	0,00	0,22	0,08	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,91	101,99	101,13	102,52	97,86	102,19	100,37	100,61	100,55	102,55	101,29	100,41	101,32	102,57	100,03

Formules structurales

Pt	0,014	0,014	0,017	0,016	0,011	0,014	0,018	0,017	0,018	0,014	0,016	0,011	0,017	0,014	0,015
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pd	0,907	0,958	0,953	0,892	0,577	0,900	0,898	0,905	0,879	0,985	0,977	0,845	0,961	0,926	0,985
Ir	0,000	0,003	0,006	0,002	0,002	0,001	0,001	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,001	0,001
Cu	0,054	0,026	0,030	0,003	0,001	0,004	0,001	0,000	0,067	0,021	0,024	0,084	0,036	0,043	0,024
Ni	0,000	0,004	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000
Fe	0,058	0,022	0,027	0,076	0,281	0,072	0,075	0,071	0,076	0,021	0,026	0,085	0,034	0,064	0,025
S	0,031	0,005	0,010	0,029	0,482	0,024	0,022	0,019	0,099	0,005	0,005	0,137	0,011	0,029	0,006
Rh	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Te	0,512	0,526	0,518	0,580	0,371	0,575	0,586	0,584	0,474	0,518	0,529	0,460	0,514	0,507	0,518
Sn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Bi	0,412	0,426	0,417	0,381	0,251	0,380	0,376	0,381	0,365	0,417	0,401	0,365	0,405	0,396	0,408
Pb	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000
Sb	0,009	0,015	0,017	0,019	0,021	0,028	0,022	0,017	0,017	0,017	0,018	0,012	0,017	0,016	0,019
Hg	0,001	0,002	0,004	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Ag	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

KOTULSKITE COLDWELL

Pourcentages d'éléments

Echantillon	76	77	78	79	80	81	82	83	84
Pt	1,07	1,23	1,47	0,91	0,28	0,96	1,49	1,28	1,16
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pd	39,86	39,43	38,87	38,56	38,75	38,32	37,74	37,91	36,32
Ir	0,24	0,33	0,05	0,12	0,27	0,00	0,33	0,19	0,00
Cu	0,67	0,73	0,57	1,08	0,00	0,06	0,78	0,56	0,67
Ni	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,01	0,12	0,08
Fe	0,51	0,78	0,51	1,05	0,40	0,69	0,62	0,97	1,47
S	0,09	0,11	0,07	0,43	0,04	0,06	0,15	0,10	0,11
Rh	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Te	25,61	26,02	26,57	27,11	39,40	37,95	25,91	26,24	25,77
Sn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,02	0,08	0,00
Bi	32,64	31,52	34,42	32,54	19,60	18,47	33,29	33,46	32,22
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,14	0,00	0,00	0,00
Sb	0,83	0,87	0,55	0,90	1,27	1,77	0,80	0,76	0,93
Hg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,34	0,00
Total	101,53	101,02	103,13	102,71	100,17	98,42	101,37	102,04	98,73

Formules structurales

Pt	0,014	0,016	0,020	0,012	0,004	0,013	0,020	0,017	0,016
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pd	0,976	0,963	0,947	0,914	0,923	0,922	0,929	0,924	0,907
Ir	0,003	0,004	0,001	0,002	0,004	0,000	0,004	0,003	0,000
Cu	0,027	0,030	0,023	0,043	0,000	0,002	0,032	0,023	0,028
Ni	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,004
Fe	0,024	0,036	0,024	0,047	0,018	0,032	0,029	0,045	0,070
S	0,007	0,009	0,006	0,034	0,003	0,005	0,012	0,008	0,009
Rh	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Te	0,523	0,530	0,540	0,536	0,782	0,761	0,532	0,533	0,537
Sn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000
Bi	0,407	0,392	0,427	0,393	0,238	0,226	0,417	0,415	0,410
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000
Sb	0,018	0,019	0,012	0,019	0,026	0,037	0,017	0,016	0,020
Hg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Ag	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,008	0,000
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

HOLLINGWORTHITE-1 DU COMPLEXE DE COLDWELL

Echantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	8'1	9	9'1	10	11	12	13
Os	0,000	0,000	0,020	0,070	0,000	0,160	0,140	2,960	2,570	1,810	1,710	0,130	0,050	0,100	0,000
As	32,540	32,490	32,650	32,850	33,570	34,300	34,110	29,520	25,650	30,780	29,100	32,710	33,200	32,440	32,510
S	33,590	33,270	33,140	33,400	32,440	31,500	31,630	37,610	39,240	35,900	36,700	33,310	32,550	33,440	33,500
Ir	0,240	0,260	0,240	0,390	0,690	0,890	0,960	0,240	0,220	0,820	0,780	0,370	0,580	0,330	0,210
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	3,280	0,000	1,380	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,050	0,010	3,050	2,650	1,680	1,590	0,100	0,090	0,000	0,000
Rh	30,620	30,960	30,650	30,090	29,540	28,900	28,860	21,960	19,080	24,250	22,920	30,120	29,870	30,750	30,750
Pt	1,450	1,430	1,430	1,370	1,840	2,690	2,780	5,200	4,520	4,100	3,880	2,130	2,370	1,400	1,560
Pd	0,710	0,870	1,090	1,010	1,020	0,700	0,620	0,000	0,000	0,010	0,010	0,270	0,510	0,840	0,800
Fe	0,640	0,510	0,540	0,550	0,650	0,600	0,710	0,000	2,700	0,550	1,900	0,750	0,620	0,500	0,460
Ni	0,180	0,220	0,250	0,290	0,260	0,220	0,170	0,080	0,080	0,040	0,030	0,100	0,160	0,200	0,210
Total	99,990	100,010	100,010	100,020	100,010	100,010	99,990	100,620	99,990	99,940	100,000	99,990	100,000	100,000	100,000

Formule structurale

Os	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,005	0,004	0,089	0,077	0,054	0,051	0,004	0,002	0,003	0,000
As	0,976	0,975	0,980	0,986	1,007	1,029	1,023	0,886	0,770	0,923	0,873	0,981	0,996	0,973	0,975
S	1,008	0,998	0,994	1,002	0,973	0,945	0,949	1,128	1,177	1,077	1,101	0,999	0,977	1,003	1,005
Ir	0,007	0,008	0,007	0,012	0,021	0,027	0,029	0,007	0,007	0,025	0,023	0,011	0,017	0,010	0,006
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,098	0,000	0,041	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,092	0,080	0,050	0,048	0,003	0,003	0,000	0,000
Rh	0,919	0,929	0,920	0,903	0,886	0,867	0,866	0,659	0,572	0,728	0,688	0,904	0,896	0,923	0,923
Pt	0,044	0,043	0,043	0,041	0,055	0,081	0,083	0,156	0,136	0,123	0,116	0,064	0,071	0,042	0,047
Pd	0,021	0,026	0,033	0,030	0,031	0,021	0,019	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,015	0,025	0,024
Fe	0,019	0,015	0,016	0,017	0,020	0,018	0,021	0,000	0,081	0,017	0,057	0,023	0,019	0,015	0,014
Ni	0,005	0,007	0,008	0,009	0,008	0,007	0,005	0,002	0,002	0,001	0,001	0,003	0,005	0,006	0,006

HOLLINGWORTHITE-1 DU COMPLEXE DE COLDWELL

Echantillon	14	15	16	17	18	19	20	21	23	24	25	26	27	28	29
Os	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,750	2,690	0,000	0,000	0,000	0,060	0,000	0,290	2,730
As	32,270	31,970	32,390	34,000	33,820	33,260	31,420	31,990	31,890	33,300	32,240	32,440	33,350	33,690	29,060
S	33,470	33,670	33,170	31,670	31,970	32,270	33,930	33,680	33,720	32,330	33,570	33,330	32,710	32,820	37,250
Ir	0,270	0,230	0,310	0,570	0,430	0,360	0,600	0,220	0,160	0,250	0,220	0,270	0,460	1,010	0,140
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,100
Ru	0,000	0,000	0,000	0,060	0,000	0,070	1,260	2,090	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,250	3,060
Rh	30,860	31,350	30,960	29,570	29,720	29,780	25,270	21,990	31,360	30,450	30,900	30,710	29,930	28,090	20,600
Pt	1,560	1,230	1,450	2,540	2,510	2,590	4,080	5,470	1,390	2,170	1,440	1,440	2,270	2,780	5,120
Pd	0,800	0,760	0,710	0,680	0,490	0,340	0,230	0,070	0,580	0,770	0,900	0,950	0,520	0,250	0,040
Fe	0,530	0,570	0,750	0,750	0,870	1,170	1,340	1,680	0,710	0,540	0,550	0,540	0,630	0,700	1,840
Ni	0,220	0,220	0,250	0,150	0,180	0,150	0,110	0,120	0,200	0,190	0,200	0,260	0,120	0,110	0,060
Total	100,000	100,000	99,990	99,990	99,990	99,990	99,990	100,000	100,010	100,000	100,020	100,000	99,990	99,990	100,000

Formule structurale

Os	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,053	0,081	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,009	0,082
As	0,968	0,959	0,972	1,020	1,015	0,998	0,943	0,960	0,957	0,999	0,967	0,973	1,001	1,011	0,872
S	1,004	1,010	0,995	0,950	0,959	0,968	1,018	1,010	1,012	0,970	1,007	1,000	0,981	0,985	1,118
Ir	0,008	0,007	0,009	0,017	0,013	0,011	0,018	0,007	0,005	0,008	0,007	0,008	0,014	0,030	0,004
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Ru	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,038	0,063	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,092
Rh	0,926	0,941	0,929	0,887	0,892	0,893	0,758	0,660	0,941	0,914	0,927	0,921	0,898	0,843	0,618
Pt	0,047	0,037	0,044	0,076	0,075	0,078	0,122	0,164	0,042	0,065	0,043	0,043	0,068	0,083	0,154
Pd	0,024	0,023	0,021	0,020	0,015	0,010	0,007	0,002	0,017	0,023	0,027	0,029	0,016	0,008	0,001
Fe	0,016	0,017	0,023	0,023	0,026	0,035	0,040	0,050	0,021	0,016	0,017	0,016	0,019	0,021	0,055
Ni	0,007	0,007	0,008	0,005	0,005	0,005	0,003	0,004	0,006	0,006	0,006	0,008	0,004	0,003	0,002

HOLLINGWORTHITE-1 DU COMPLEXE DE COLDWELL

Echantillon	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	41'1	42	42'1
Os	2,610	3,910	1,570	0,880	0,190	0,110	0,060	0,220	0,000	0,180	3,440	2,670	1,870	4,630	2,920
As	31,040	29,610	30,940	32,660	32,360	32,950	32,260	32,030	32,430	33,360	30,420	21,980	18,130	32,210	20,330
S	34,930	35,700	34,720	33,160	33,030	32,400	33,150	33,350	32,740	31,760	35,080	44,100	45,140	33,550	39,630
Ir	0,150	0,160	0,150	0,970	0,460	0,190	0,180	0,160	0,190	0,630	0,160	0,360	0,310	0,300	0,200
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,200	4,560	0,000	9,230
Ru	2,470	3,710	1,830	0,650	0,040	0,000	0,050	0,060	0,000	0,090	2,710	7,977	6,580	2,900	1,830
Rh	22,280	19,610	25,350	26,970	30,640	30,890	31,250	31,090	31,160	29,690	20,120	21,190	17,480	20,970	13,230
Pt	5,400	5,630	4,280	3,540	1,660	1,850	1,470	1,500	1,770	2,420	5,930	1,560	1,290	5,100	3,220
Pd	0,000	0,140	0,120	0,150	0,420	0,550	0,420	0,400	0,440	0,360	0,020	0,180	0,160	0,050	0,030
Fe	1,060	1,470	0,970	0,960	1,090	0,910	1,000	1,040	1,140	1,420	2,060	0,000	4,380	0,150	9,340
Ni	0,060	0,060	0,070	0,060	0,110	0,170	0,160	0,150	0,150	0,080	0,060	0,100	0,090	0,070	0,050
Total	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,020	100,000	100,000	100,020	99,990	100,000	100,317	99,990	99,930	100,010

Formule structurale

Os	0,078	0,117	0,047	0,026	0,006	0,003	0,002	0,007	0,000	0,005	0,103	0,080	0,056	0,139	0,088
As	0,931	0,888	0,928	0,980	0,971	0,989	0,968	0,961	0,973	1,001	0,913	0,659	0,544	0,966	0,610
S	1,048	1,071	1,042	0,995	0,991	0,972	0,995	1,001	0,982	0,953	1,052	1,323	1,354	1,007	1,189
Ir	0,005	0,005	0,005	0,029	0,014	0,006	0,005	0,005	0,006	0,019	0,005	0,011	0,009	0,009	0,006
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,137	0,000	0,277
Ru	0,074	0,111	0,055	0,020	0,001	0,000	0,002	0,002	0,000	0,003	0,081	0,239	0,197	0,087	0,055
Rh	0,668	0,588	0,761	0,809	0,919	0,927	0,938	0,933	0,935	0,891	0,604	0,636	0,524	0,629	0,397
Pt	0,162	0,169	0,128	0,106	0,050	0,056	0,044	0,045	0,053	0,073	0,178	0,047	0,039	0,153	0,097
Pd	0,000	0,004	0,004	0,005	0,013	0,017	0,013	0,012	0,013	0,011	0,001	0,005	0,005	0,002	0,001
Fe	0,032	0,044	0,029	0,029	0,033	0,027	0,030	0,031	0,034	0,043	0,062	0,000	0,131	0,005	0,280
Ni	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,005	0,005	0,005	0,005	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002

HOLLINGWORTHITE-1 DU COMPLEXE DE COLDWELL

Echantillon	43'1	44	44'1	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	57
Os	0,740	0,960	0,810	1,220	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,090	0,000	0,000	0,000	0,000	0,110
As	27,940	31,950	26,750	34,130	34,770	34,900	36,380	37,270	36,720	35,050	35,640	34,820	37,830	37,700	33,830
S	35,740	34,180	36,760	31,780	31,190	30,780	29,600	28,820	29,180	30,410	30,140	30,910	28,030	28,020	31,980
Ir	0,480	0,610	0,510	0,960	0,770	2,100	5,090	9,060	8,080	2,440	4,570	4,870	6,540	8,320	0,920
Cu	3,180	0,000	4,070	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,690	0,800	0,670	0,790	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rh	24,730	28,140	23,560	25,780	28,570	27,430	23,420	18,520	19,410	27,500	24,570	24,570	20,660	18,580	29,750
Pt	2,740	2,790	2,340	3,570	2,550	1,570	2,520	3,050	2,570	2,180	1,510	1,510	3,060	3,570	1,520
Pd	0,150	0,320	0,270	0,300	0,700	1,480	2,060	2,030	2,330	1,090	2,000	2,000	2,420	2,540	1,400
Fe	3,720	0,210	4,200	1,360	1,340	1,380	1,550	0,780	1,140	0,940	0,920	0,920	0,920	0,720	0,490
Ni	0,090	0,080	0,060	0,110	0,130	0,370	0,380	0,470	0,570	0,310	0,410	0,410	0,540	0,550	0,000
Total	100,200	100,040	100,000	100,000	100,020	100,010	101,000	100,000	100,000	100,010	99,760	100,010	100,000	100,000	100,000

Formule structurale

Os	0,022	0,029	0,024	0,037	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
As	0,838	0,959	0,803	1,024	1,043	1,047	1,091	1,118	1,102	1,052	1,069	1,045	1,135	1,131	1,015
S	1,072	1,025	1,103	0,953	0,936	0,923	0,888	0,865	0,875	0,912	0,904	0,927	0,841	0,841	0,959
Ir	0,014	0,018	0,015	0,029	0,023	0,063	0,153	0,272	0,242	0,073	0,137	0,146	0,196	0,250	0,028
Cu	0,095	0,000	0,122	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,021	0,024	0,020	0,024	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rh	0,742	0,844	0,707	0,773	0,857	0,823	0,703	0,556	0,582	0,825	0,737	0,737	0,620	0,557	0,893
Pt	0,082	0,084	0,070	0,107	0,077	0,047	0,076	0,092	0,077	0,065	0,045	0,045	0,092	0,107	0,046
Pd	0,005	0,010	0,008	0,009	0,021	0,044	0,062	0,061	0,070	0,033	0,060	0,060	0,073	0,076	0,042
Fe	0,112	0,006	0,126	0,041	0,040	0,041	0,047	0,023	0,034	0,028	0,028	0,028	0,028	0,022	0,015
Ni	0,003	0,002	0,002	0,003	0,004	0,011	0,011	0,014	0,017	0,009	0,012	0,012	0,016	0,017	0,000

HOLLINGWORTHITE-1 DU COMPLEXE DE COLDWELL

Echantillon	58	59	60	61	62	63	64	66	67	68	69	70	71	72	73
Os	0,020	0,000	0,000	0,040	0,000	0,030	0,980	0,100	0,000	0,000	0,040	0,000	0,000	0,000	0,000
As	34,560	33,200	33,820	33,830	36,210	35,690	33,570	33,310	33,160	35,160	33,430	33,460	34,830	35,120	36,340
S	31,260	32,510	31,980	32,010	29,800	30,380	32,460	32,320	32,550	30,970	32,610	32,610	31,450	31,150	30,170
Ir	1,110	0,320	0,490	0,410	1,160	1,140	0,890	0,790	0,770	2,520	0,410	0,460	2,110	2,580	3,680
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,610	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rh	29,480	30,670	30,190	30,270	27,880	28,050	27,060	30,290	30,440	26,220	30,090	30,050	28,090	27,750	24,370
Pt	1,810	1,380	1,410	1,400	2,910	2,980	3,090	1,340	1,330	3,060	1,420	1,350	1,770	1,610	2,840
Pd	1,300	1,290	1,390	1,260	1,330	0,820	0,140	1,200	1,170	1,530	1,360	1,450	1,290	1,410	2,170
Fe	0,460	0,640	0,720	0,780	0,710	0,910	1,330	0,640	0,590	0,550	0,620	0,610	0,460	0,370	0,420
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	100,000	100,010	100,000	100,000	100,010	100,000	100,130	99,990	100,010	100,010	99,980	99,990	100,000	99,990	99,990

Formule structurale

Os	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,029	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
As	1,037	0,996	1,015	1,015	1,086	1,071	1,007	0,999	0,995	1,055	1,003	1,004	1,045	1,054	1,090
S	0,938	0,975	0,959	0,960	0,894	0,911	0,974	0,970	0,977	0,929	0,978	0,978	0,944	0,935	0,905
Ir	0,033	0,010	0,015	0,012	0,035	0,034	0,027	0,024	0,023	0,076	0,012	0,014	0,063	0,077	0,110
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rh	0,884	0,920	0,906	0,908	0,836	0,842	0,812	0,909	0,913	0,787	0,903	0,902	0,843	0,833	0,731
Pt	0,054	0,041	0,042	0,042	0,087	0,089	0,093	0,040	0,040	0,092	0,043	0,041	0,053	0,048	0,085
Pd	0,039	0,039	0,042	0,038	0,040	0,025	0,004	0,036	0,035	0,046	0,041	0,044	0,039	0,042	0,065
Fe	0,014	0,019	0,022	0,023	0,021	0,027	0,040	0,019	0,018	0,017	0,019	0,018	0,014	0,011	0,013
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

HOLLINGWORTHITE-1 DU COMPLEXE DE COLDWELL

Echantillon	74	75	76	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91
Os	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030	0,000	0,150	0,120	0,080	0,000	0,060	0,030
As	35,210	35,920	35,860	38,330	37,150	36,440	34,270	34,150	35,040	33,440	33,230	32,990	32,940	33,120	33,660
S	31,060	29,910	30,120	28,780	29,400	30,350	32,060	30,760	31,190	32,660	32,600	32,540	32,780	32,640	31,880
Ir	1,060	1,310	2,540	10,390	7,710	5,230	3,400	1,120	0,800	0,470	0,190	0,200	0,160	0,160	0,200
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rh	28,000	27,550	26,410	16,120	19,410	22,910	25,760	27,240	28,240	29,520	30,690	31,000	30,940	30,830	30,640
Pt	3,130	3,380	2,610	3,590	3,300	2,550	2,230	2,450	2,850	1,960	1,480	1,460	1,440	1,420	1,750
Pd	1,060	1,150	1,560	2,310	2,660	2,040	1,740	1,480	0,840	0,890	0,970	1,000	0,980	0,930	1,030
Fe	0,480	0,780	0,910	0,470	0,380	0,490	0,530	2,760	0,960	0,910	0,720	0,740	0,770	0,850	0,810
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	100,000	100,000	100,010	99,990	100,010	100,010	99,990	99,990	99,920	100,000	100,000	100,010	100,010	100,010	100,000

Formule structurale

Os	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,005	0,004	0,002	0,000	0,002	0,001
As	1,056	1,078	1,076	1,150	1,115	1,093	1,028	1,025	1,051	1,003	0,997	0,990	0,988	0,994	1,010
S	0,932	0,897	0,904	0,863	0,882	0,911	0,962	0,923	0,936	0,980	0,978	0,976	0,983	0,979	0,956
Ir	0,032	0,039	0,076	0,312	0,231	0,157	0,102	0,034	0,024	0,014	0,006	0,006	0,005	0,005	0,006
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rh	0,840	0,827	0,792	0,484	0,582	0,687	0,773	0,817	0,847	0,886	0,921	0,930	0,928	0,925	0,919
Pt	0,094	0,101	0,078	0,108	0,099	0,077	0,067	0,074	0,086	0,059	0,044	0,044	0,043	0,043	0,053
Pd	0,032	0,035	0,047	0,069	0,080	0,061	0,052	0,044	0,025	0,027	0,029	0,030	0,029	0,028	0,031
Fe	0,014	0,023	0,027	0,014	0,011	0,015	0,016	0,083	0,029	0,027	0,022	0,022	0,023	0,026	0,024
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

HOLLINGWORTHITE-1 DU COMPLEXE DE COLDWELL

Echantillon	92	93	95	96	97	98	99	100	101	102	102'1	103	104	105	106
Os	0,000	0,800	0,000	0,000	0,000	0,000	0,040	0,000	1,190	5,800	5,590	1,400	3,900	0,150	0,000
As	35,300	35,280	33,230	33,110	33,020	33,170	34,120	34,560	32,570	13,330	12,820	32,480	26,800	34,830	34,830
S	30,500	30,500	32,310	32,610	32,620	31,950	31,620	31,080	33,370	54,470	53,330	33,830	39,730	31,060	30,640
Ir	0,200	0,170	0,160	0,050	0,110	0,150	0,320	0,490	0,680	0,080	0,070	0,690	0,220	1,070	1,730
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,950	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,160	13,840	13,310	1,380	4,760	0,000	0,000
Rh	29,680	29,770	30,920	30,940	30,820	31,130	30,160	29,770	25,490	10,230	9,840	24,820	18,160	28,460	28,020
Pt	2,670	2,640	1,510	1,420	1,470	1,490	2,110	2,510	3,630	1,900	1,830	4,000	4,800	2,740	2,240
Pd	0,910	0,740	0,820	0,710	0,790	1,040	0,630	0,560	0,020	0,700	0,060	0,180	0,040	0,900	1,670
Fe	0,940	0,800	1,050	1,150	1,160	1,060	0,990	1,040	1,870	1,300	2,200	1,220	1,510	0,800	0,870
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	100,200	100,700	100,000	99,990	99,990	99,990	99,990	100,010	99,980	101,650	100,000	100,000	99,920	100,010	100,000

Formule structurale

Os	0,000	0,024	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,036	0,174	0,168	0,042	0,117	0,005	0,000
As	1,059	1,058	0,997	0,993	0,991	0,995	1,024	1,037	0,977	0,400	0,385	0,974	0,804	1,045	1,045
S	0,915	0,915	0,969	0,978	0,979	0,959	0,949	0,932	1,001	1,634	1,600	1,015	1,192	0,932	0,919
Ir	0,006	0,005	0,005	0,002	0,003	0,005	0,010	0,015	0,020	0,002	0,002	0,021	0,007	0,032	0,052
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,029	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,035	0,415	0,399	0,041	0,143	0,000	0,000
Rh	0,890	0,893	0,928	0,928	0,925	0,934	0,905	0,893	0,765	0,307	0,295	0,745	0,545	0,854	0,841
Pt	0,080	0,079	0,045	0,043	0,044	0,045	0,063	0,075	0,109	0,057	0,055	0,120	0,144	0,082	0,067
Pd	0,027	0,022	0,025	0,021	0,024	0,031	0,019	0,017	0,001	0,021	0,002	0,005	0,001	0,027	0,050
Fe	0,028	0,024	0,032	0,035	0,035	0,032	0,030	0,031	0,056	0,039	0,066	0,037	0,045	0,024	0,026
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

HOLLINGWORTHITE-1 DU COMPLEXE DE COLDWELL

Echantillon	107	108	109	110	111	112	113	115	116	117	118	119	120'1	121	122
Os	0,030	0,000	0,000	0,000	0,090	0,010	0,080	0,000	0,150	0,120	0,000	0,130	2,870	0,160	0,150
As	35,620	36,980	36,650	37,750	36,410	33,500	34,910	34,780	34,600	32,320	32,660	33,360	25,110	35,880	37,700
S	29,580	29,530	29,590	27,320	29,210	31,990	30,990	30,670	30,830	33,330	32,950	32,680	42,260	33,420	31,630
Ir	3,720	5,110	7,710	7,340	4,180	2,570	1,090	0,600	0,650	0,380	0,370	0,380	0,480	8,370	9,800
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,450	0,460	0,470
Ru	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	2,380	0,000	0,000
Rh	23,880	23,260	21,030	20,210	24,170	27,250	28,060	29,660	29,400	31,300	31,290	30,750	23,020	18,860	17,320
Pt	1,960	2,310	2,300	3,160	2,220	1,510	2,740	2,700	2,670	1,070	1,120	1,330	2,430	2,860	2,930
Pd	2,080	2,140	2,190	2,430	2,160	1,530	0,920	0,510	0,720	0,850	1,060	0,910	0,000	0,000	0,000
Fe	3,130	0,670	0,540	1,790	1,540	1,640	1,210	1,090	0,980	0,640	0,520	0,440	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	100,000	100,000	100,010	100,000	99,980	100,000	100,000	100,010	100,000	100,010	99,970	99,980	100,000	100,010	100,000

Formule structurale

Os	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,005	0,004	0,000	0,004	0,086	0,005	0,005
As	1,069	1,109	1,100	1,133	1,092	1,005	1,047	1,043	1,038	0,970	0,980	1,001	0,753	1,076	1,131
S	0,887	0,886	0,888	0,820	0,876	0,960	0,930	0,920	0,925	1,000	0,989	0,980	1,268	1,003	0,949
Ir	0,112	0,153	0,231	0,220	0,125	0,077	0,033	0,018	0,020	0,011	0,011	0,011	0,014	0,251	0,294
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,044	0,014	0,014
Ru	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,071	0,000	0,000
Rh	0,716	0,698	0,631	0,606	0,725	0,818	0,842	0,890	0,882	0,939	0,939	0,923	0,691	0,566	0,520
Pt	0,059	0,069	0,069	0,095	0,067	0,045	0,082	0,081	0,080	0,032	0,034	0,040	0,073	0,086	0,088
Pd	0,062	0,064	0,066	0,073	0,065	0,046	0,028	0,015	0,022	0,026	0,032	0,027	0,000	0,000	0,000
Fe	0,094	0,020	0,016	0,054	0,046	0,049	0,036	0,033	0,029	0,019	0,016	0,013	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

HOLLINGWORTHITE-1 DU COMPLEXE DE COLDWELL

Echantillon	123	124	125	126	127	128	129	130	131	132	133	134	135	136	137
Os	0,160	0,200	0,000	0,000	0,080	0,040	0,000	0,520	0,310	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
As	32,640	32,730	32,480	32,900	34,810	33,710	36,580	32,560	32,570	32,330	33,130	32,300	34,570	32,320	32,150
S	35,540	35,040	33,120	33,250	30,130	31,890	29,320	32,860	32,080	33,240	33,220	34,090	31,990	34,040	34,210
Ir	0,280	0,180	0,230	0,250	1,300	1,370	8,130	0,220	0,280	0,190	0,340	0,230	0,730	0,120	0,100
Cu	0,240	0,400	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,000	0,000	0,070	0,100	0,030	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rh	29,900	29,960	30,630	30,530	28,150	27,200	19,690	30,190	30,350	30,670	29,900	30,090	28,530	30,110	30,400
Pt	1,230	1,500	1,690	2,150	3,090	2,910	3,090	1,380	2,140	1,660	1,460	1,400	2,460	1,460	1,330
Pd	0,000	0,000	0,910	0,030	0,990	0,910	2,290	1,260	0,880	0,940	1,320	1,190	1,250	0,750	0,820
Fe	0,000	0,000	0,670	0,640	1,110	0,940	0,440	0,680	1,240	0,740	0,630	0,700	0,480	1,200	0,990
Ni	0,000	0,000	0,180	0,150	0,270	0,320	0,570	0,220	0,180	0,190	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	99,990	100,010	99,980	100,000	99,960	99,290	100,120	99,890	100,030	99,960	100,000	100,000	100,010	100,000	100,000

Formule structurale

Os	0,005	0,006	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,016	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
As	0,979	0,982	0,974	0,987	1,044	1,011	1,097	0,977	0,977	0,970	0,994	0,969	1,037	0,970	0,965
S	1,066	1,051	0,994	0,998	0,904	0,957	0,880	0,986	0,962	0,997	0,997	1,023	0,960	1,021	1,026
Ir	0,008	0,005	0,007	0,008	0,039	0,041	0,244	0,007	0,008	0,006	0,010	0,007	0,022	0,004	0,003
Cu	0,007	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,000	0,000	0,002	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rh	0,897	0,899	0,919	0,916	0,845	0,816	0,591	0,906	0,911	0,920	0,897	0,903	0,856	0,903	0,912
Pt	0,037	0,045	0,051	0,065	0,093	0,087	0,093	0,041	0,064	0,050	0,044	0,042	0,074	0,044	0,040
Pd	0,000	0,000	0,027	0,001	0,030	0,027	0,069	0,038	0,026	0,028	0,040	0,036	0,038	0,023	0,025
Fe	0,000	0,000	0,020	0,019	0,033	0,028	0,013	0,020	0,037	0,022	0,019	0,021	0,014	0,036	0,030
Ni	0,000	0,000	0,005	0,005	0,008	0,010	0,017	0,007	0,005	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

HOLLINGWORTHITE-2 DU COMPLEXE DE COLDWELL

Echantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	10	11	13	14	15	16	17
Os	0,548	1,828	1,324	1,234	1,796	2,191	0,854	0,682	0,675	1,199	1,073	1,155	0,954	2,510	1,109
As	31,837	31,985	35,443	35,773	36,923	34,928	32,057	36,052	34,601	34,377	39,108	35,440	35,506	34,436	35,025
S	13,056	13,443	13,135	12,600	12,712	11,511	11,420	12,830	12,400	12,389	11,746	12,633	12,903	13,516	13,636
Ir	9,960	0,849	0,610	1,222	0,371	0,405	0,921	0,605	2,036	2,402	2,594	1,621	1,319	0,441	0,987
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,000	0,219	0,039	0,020	0,209	0,327	0,007	0,074	0,000	0,028	0,000	0,027	0,161	0,000	0,000
Rh	33,510	38,124	40,086	39,933	41,307	36,344	36,631	41,348	36,329	35,770	35,058	36,347	37,183	37,843	38,262
Pt	7,984	8,929	6,041	7,567	6,475	8,421	7,951	6,800	9,821	9,834	9,816	9,583	9,274	8,773	8,694
Pd	0,998	0,255	0,415	0,588	0,216	0,189	0,548	0,403	0,854	1,030	0,728	0,628	0,730	0,000	0,487
Fe	0,317	0,485	0,651	0,680	0,967	0,902	0,770	0,778	0,464	0,386	0,506	0,032	0,512	0,606	0,382
Ni	0,129	0,054	0,041	0,096	0,036	0,007	0,103	0,010	0,193	0,148	0,153	0,083	0,054	0,059	0,070
Total	98,339	96,171	97,785	99,713	101,012	95,225	91,262	99,582	97,373	97,563	100,782	97,549	98,596	98,184	98,652

Formules structurales

Os	0,007	0,022	0,016	0,015	0,021	0,028	0,011	0,008	0,008	0,015	0,013	0,014	0,011	0,030	0,013
As	1,003	0,992	1,067	1,077	1,093	1,113	1,056	1,075	1,078	1,074	1,189	1,092	1,080	1,041	1,052
S	0,961	0,975	0,924	0,887	0,879	0,857	0,879	0,894	0,902	0,905	0,835	0,909	0,917	0,954	0,957
Ir	0,122	0,010	0,007	0,014	0,004	0,005	0,012	0,007	0,025	0,029	0,031	0,019	0,016	0,005	0,012
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,000	0,005	0,001	0,000	0,005	0,008	0,012	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,004	0,008	0,000
Rh	0,769	0,861	0,879	0,876	0,890	0,843	0,879	0,897	0,824	0,814	0,776	0,815	0,826	0,833	0,837
Pt	0,097	0,106	0,070	0,088	0,074	0,103	0,101	0,078	0,117	0,118	0,115	0,113	0,108	0,102	0,100
Pd	0,022	0,006	0,009	0,012	0,004	0,004	0,013	0,008	0,019	0,023	0,016	0,014	0,016	0,000	0,010
Fe	0,013	0,020	0,026	0,027	0,028	0,039	0,034	0,031	0,019	0,016	0,021	0,020	0,021	0,025	0,015
Ni	0,005	0,002	0,002	0,004	0,001	0,000	0,004	0,000	0,008	0,006	0,006	0,003	0,002	0,002	0,003

HOLLINGWORTHITE-2 DU COMPLEXE DE COLDWELL

Echantillon	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Os	1,071	0,940	1,031	0,853	0,471	0,976	0,715	0,467	0,694	0,362	1,162	2,053	2,502	2,506	1,629
As	36,186	35,657	35,028	35,050	35,329	35,035	35,102	35,605	35,830	35,431	35,013	34,409	34,134	33,321	34,111
S	12,249	12,130	13,507	13,298	13,740	14,112	14,243	13,171	12,062	11,505	12,412	13,751	13,437	13,575	13,606
Ir	2,663	2,779	0,769	0,897	0,238	0,025	0,057	0,304	1,598	6,871	4,464	0,602	0,468	0,495	0,418
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,103	0,803	0,517	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,046	0,175	0,000	0,000	0,000	0,000	0,166	0,374	0,623	0,188
Rh	35,128	35,726	41,163	40,129	41,383	41,188	39,364	40,728	36,977	33,782	34,306	38,781	36,493	36,443	38,145
Pt	10,180	9,397	5,197	6,054	5,262	5,667	6,899	6,472	8,962	7,441	10,252	8,451	9,579	9,233	8,435
Pd	0,841	1,218	1,363	1,077	0,579	0,589	0,467	0,938	1,437	1,510	1,358	0,276	0,006	0,278	0,200
Fe	0,297	0,320	0,371	0,472	2,442	2,400	3,361	0,676	0,477	0,365	0,266	0,418	0,528	0,501	0,395
Ni	0,159	0,214	0,225	0,193	0,087	0,105	0,028	0,103	0,172	0,202	0,219	0,047	0,028	0,000	0,043
Total	98,774	98,381	98,654	98,023	99,636	100,946	100,928	98,464	98,209	97,469	99,452	98,954	97,549	96,975	97,170

Formules structurales

Os	0,013	0,012	0,012	0,010	0,005	0,011	0,008	0,005	0,008	0,005	0,014	0,024	0,030	0,030	0,020
As	1,120	1,108	1,040	1,052	1,021	0,998	0,997	1,063	1,107	1,126	1,086	1,032	1,045	1,024	1,038
S	0,886	0,878	0,937	0,932	0,928	0,939	0,945	0,919	0,870	0,854	0,900	0,963	0,961	0,975	0,967
Ir	0,032	0,034	0,009	0,011	0,003	0,000	0,001	0,004	0,019	0,085	0,054	0,007	0,006	0,006	0,005
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,027	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,008	0,014	0,004
Rh	0,791	0,808	0,890	0,877	0,871	0,854	0,814	0,885	0,831	0,782	0,775	0,846	0,814	0,815	0,845
Pt	0,121	0,112	0,059	0,070	0,058	0,062	0,075	0,074	0,106	0,091	0,122	0,097	0,113	0,109	0,099
Pd	0,018	0,027	0,029	0,023	0,012	0,012	0,009	0,020	0,031	0,034	0,030	0,006	0,000	0,006	0,004
Fe	0,012	0,013	0,015	0,019	0,095	0,092	0,128	0,027	0,020	0,016	0,011	0,017	0,022	0,021	0,016
Ni	0,006	0,008	0,009	0,007	0,003	0,004	0,001	0,004	0,007	0,008	0,009	0,002	0,001	0,000	0,002

HOLLINGWORTHITE-2 DU COMPLEXE DE COLDWELL

Echantillon	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47
Os	1,280	1,248	0,562	0,836	0,594	0,406	0,791	0,200	0,577	1,235	0,820	0,744	0,453	0,603	0,538
As	35,322	35,203	35,329	35,706	34,183	35,547	35,477	34,949	35,231	34,489	34,894	34,442	34,642	33,754	34,490
S	12,816	12,496	12,764	13,094	13,018	12,888	14,850	14,070	13,091	13,524	11,579	11,322	12,027	11,969	12,151
Ir	1,490	2,418	1,743	1,645	8,214	1,761	0,002	0,069	1,282	3,852	9,339	11,937	8,191	11,584	5,552
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,870	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,028	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,268	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rh	36,980	35,671	37,905	38,658	33,797	38,752	38,610	42,081	40,130	38,280	31,550	29,735	33,598	30,284	34,065
Pt	9,557	9,679	6,840	6,125	7,044	5,624	6,256	6,053	5,836	6,885	8,596	7,848	6,947	7,669	7,499
Pd	1,042	1,015	1,506	1,771	1,314	1,045	0,424	0,472	1,091	0,895	1,853	1,598	1,458	1,511	1,536
Fe	0,350	0,300	0,328	0,329	0,396	0,516	4,342	1,379	0,521	0,371	0,317	0,328	0,344	0,303	0,272
Ni	0,100	0,151	0,196	0,174	0,196	0,127	0,042	0,033	0,099	0,142	0,176	0,198	0,218	0,218	0,212
Total	98,965	98,181	97,173	98,338	98,756	96,666	102,932	99,306	97,858	99,673	99,124	98,152	97,878	97,895	96,315

Formules structurales

Os	0,015	0,015	0,007	0,010	0,007	0,005	0,009	0,002	0,007	0,015	0,010	0,010	0,006	0,008	0,007
As	1,078	1,091	1,081	1,075	1,057	1,083	0,971	1,017	1,061	1,036	1,112	1,119	1,094	1,086	1,093
S	0,914	0,905	0,913	0,921	0,940	0,917	0,950	0,956	0,921	0,949	0,862	0,860	0,887	0,900	0,900
Ir	0,018	0,029	0,021	0,019	0,099	0,021	0,000	0,001	0,015	0,045	0,116	0,151	0,101	0,145	0,069
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,060	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rh	0,822	0,805	0,845	0,847	0,761	0,860	0,770	0,891	0,880	0,837	0,732	0,703	0,772	0,710	0,786
Pt	0,112	0,115	0,080	0,071	0,084	0,066	0,066	0,068	0,068	0,079	0,105	0,098	0,084	0,095	0,091
Pd	0,022	0,022	0,032	0,038	0,029	0,022	0,008	0,010	0,023	0,019	0,042	0,037	0,032	0,034	0,034
Fe	0,014	0,012	0,013	0,013	0,016	0,021	0,159	0,054	0,021	0,015	0,014	0,014	0,015	0,013	0,012
Ni	0,004	0,006	0,008	0,007	0,008	0,005	0,001	0,001	0,004	0,005	0,007	0,008	0,009	0,009	0,009

HOLLINGWORTHITE-2 DU COMPLEXE DE COLDWELL

Echantillon	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62
Os	0,600	1,440	1,854	1,782	0,885	0,920	0,452	0,452	1,330	0,870	0,481	1,708	0,969	1,030	1,069
As	35,085	34,579	33,998	34,678	35,170	34,353	33,896	33,054	34,610	34,556	35,050	33,692	35,517	35,190	34,615
S	12,264	12,960	13,729	12,844	12,507	12,535	12,800	12,453	12,939	12,848	13,442	13,995	12,685	12,645	13,479
Ir	3,730	1,422	0,392	1,643	2,281	6,140	9,415	15,642	1,086	2,971	0,156	0,192	1,063	1,581	0,389
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,000	0,050	0,276	0,062	0,028	0,000	0,000	0,024	0,060	0,000	0,000	0,363	0,075	0,147	0,000
Rh	34,323	36,918	38,546	36,366	35,284	33,618	33,186	28,673	39,686	38,770	41,425	41,046	37,845	37,183	40,347
Pt	9,472	8,791	8,337	9,920	10,362	9,068	6,500	8,298	6,008	6,245	6,568	6,237	8,770	8,959	6,811
Pd	1,231	0,610	0,284	0,557	0,897	1,491	1,384	1,507	0,676	1,068	0,525	0,536	0,804	0,741	1,072
Fe	0,278	0,374	0,384	0,330	0,359	0,319	0,335	0,302	0,355	0,474	0,532	0,670	0,413	0,431	0,300
Ni	0,147	0,092	0,067	0,103	0,147	0,192	0,206	0,203	0,124	0,181	0,045	0,057	0,151	0,032	0,124
Total	97,130	97,236	97,867	98,285	97,920	98,636	98,174	100,608	96,874	97,983	98,224	98,496	98,292	97,939	98,206

Formules structurales

Os	0,007	0,017	0,022	0,022	0,011	0,011	0,006	0,006	0,016	0,010	0,006	0,020	0,012	0,012	0,013
As	1,102	1,066	1,029	1,069	1,092	1,073	1,058	1,053	1,058	1,054	1,046	1,000	1,085	1,083	1,039
S	0,900	0,933	0,971	0,925	0,907	0,914	0,935	0,925	0,924	0,916	0,937	0,971	0,905	0,909	0,945
Ir	0,046	0,017	0,005	0,020	0,028	0,075	0,115	0,194	0,013	0,035	0,002	0,002	0,013	0,019	0,005
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,000	0,001	0,006	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,008	0,002	0,003	0,000
Rh	0,785	0,829	0,847	0,816	0,798	0,764	0,756	0,665	0,883	0,861	0,900	0,887	0,841	0,833	0,881
Pt	0,114	0,104	0,097	0,117	0,124	0,109	0,078	0,102	0,071	0,073	0,075	0,071	0,103	0,106	0,078
Pd	0,027	0,013	0,006	0,012	0,020	0,033	0,030	0,034	0,015	0,023	0,011	0,011	0,017	0,016	0,023
Fe	0,012	0,015	0,016	0,014	0,015	0,013	0,014	0,013	0,015	0,019	0,021	0,027	0,017	0,018	0,012
Ni	0,006	0,004	0,003	0,004	0,006	0,008	0,008	0,008	0,005	0,007	0,002	0,002	0,006	0,001	0,005

HOLLINGWORTHITE-2 DU COMPLEXE DE COLDWELL

Echantillon	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	74	75	76	77	78	79
Os	0,503	1,140	0,609	0,944	1,077	1,139	1,458	1,484	1,749	1,314	1,366	1,427	1,090	0,709	0,145	0,080
As	34,922	34,595	34,344	34,493	34,124	33,923	33,220	34,158	33,645	34,474	34,375	34,406	34,358	33,798	32,067	32,278
S	12,159	12,896	14,114	13,323	13,031	13,890	14,255	13,249	13,712	13,045	13,145	12,805	13,456	11,134	10,592	10,672
Ir	2,650	1,744	0,322	0,384	1,400	0,765	0,565	1,776	1,048	1,591	1,331	1,180	0,683	12,641	22,885	20,951
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,000	0,000	0,000	0,000	0,045	0,051	0,368	0,031	0,250	0,000	0,031	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rh	35,744	37,858	42,070	40,423	38,256	40,092	39,798	37,338	37,142	38,253	38,729	38,199	40,906	29,769	21,519	23,168
Pt	9,324	6,468	5,354	6,902	8,663	7,095	6,669	8,424	7,734	7,570	8,496	8,645	7,443	8,210	9,089	10,672
Pd	0,957	1,496	0,698	0,802	0,291	0,779	0,405	0,694	0,530	0,934	0,798	0,794	0,593	1,581	1,305	1,599
Fe	0,379	0,409	0,351	0,322	0,391	0,366	0,468	0,363	0,441	0,376	0,422	0,444	0,527	0,357	0,357	0,283
Ni	0,202	0,236	0,140	0,110	0,130	0,113	0,095	0,102	0,067	0,189	0,106	0,094	0,081	0,224	0,257	0,245
Total	96,840	96,842	98,002	97,703	97,408	98,213	97,301	97,619	96,318	97,746	98,799	97,994	99,137	98,423	98,216	99,948

Formules structurales

Os	0,006	0,014	0,007	0,011	0,013	0,013	0,017	0,018	0,021	0,016	0,016	0,017	0,013	0,009	0,002	0,001
As	1,096	1,061	1,039	1,041	1,048	1,015	0,995	1,046	1,030	1,053	1,043	1,056	1,027	1,105	1,110	1,108
S	0,891	0,924	0,927	0,940	0,935	0,971	0,997	0,948	0,981	0,931	0,932	0,918	0,940	0,851	0,857	0,856
Ir	0,032	0,021	0,004	0,005	0,017	0,009	0,007	0,021	0,012	0,019	0,016	0,014	0,008	0,161	0,309	0,280
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ru	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,009	0,001	0,006	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rh	0,817	0,845	0,927	0,889	0,856	0,873	0,868	0,833	0,828	0,850	0,855	0,853	0,890	0,709	0,542	0,579
Pt	0,112	0,076	0,062	0,080	0,102	0,082	0,077	0,099	0,091	0,089	0,099	0,102	0,085	0,103	0,121	0,112
Pd	0,021	0,032	0,015	0,017	0,006	0,016	0,009	0,015	0,011	0,020	0,017	0,017	0,012	0,036	0,032	0,039
Fe	0,016	0,017	0,014	0,013	0,016	0,015	0,019	0,015	0,018	0,015	0,017	0,018	0,021	0,016	0,017	0,013
Ni	0,008	0,009	0,005	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,003	0,007	0,004	0,004	0,003	0,009	0,011	0,011

MINERAL INCONNU Pd2(Sb,As)

Pourcentages des éléments

Echantillon	1	2	3	4	5	6	7	8
Pt	0,53	0,89	0,43	0,17	0,52	0,00	0,06	0,00
As	9,36	11,02	10,92	12,26	11,20	11,92	11,39	5,26
Pd	64,30	59,90	64,32	62,25	63,00	62,11	64,63	65,82
Ir	0,76	0,61	0,33	0,23	0,26	0,35	0,35	0,35
Cu	0,02	0,35	0,13	0,09	0,09	0,03	0,06	0,00
Ni	0,38	4,36	0,47	0,46	0,37	0,41	0,42	1,37
Fe	0,35	0,30	0,28	0,26	0,26	0,31	0,11	0,65
S	0,07	0,18	0,07	0,15	0,07	0,16	0,11	0,79
Te	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00
Sn	0,06	0,11	0,16	0,25	0,04	0,03	0,03	0,12
Bi	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00
Pb	0,00	0,33	0,33	0,21	0,18	0,36	0,00	0,07
Sb	23,32	22,32	22,78	21,81	22,44	21,99	22,60	25,76
Hg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00
Total	99,16	100,38	100,29	98,14	98,69	97,97	99,91	100,19

Formules structurales

Pt	0,009	0,014	0,007	0,003	0,008	0,000	0,001	0,000
As	0,397	0,444	0,455	0,516	0,474	0,504	0,474	0,219
Pd	1,922	1,698	1,885	1,844	1,876	1,850	1,894	1,927
Ir	0,013	0,010	0,005	0,004	0,004	0,006	0,006	0,006
Cu	0,001	0,017	0,006	0,004	0,004	0,001	0,003	0,000
Ni	0,021	0,224	0,025	0,025	0,020	0,022	0,022	0,073
Fe	0,020	0,016	0,016	0,015	0,015	0,018	0,006	0,036
S	0,007	0,017	0,007	0,015	0,007	0,016	0,011	0,077
Te	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
Sn	0,002	0,003	0,004	0,007	0,001	0,001	0,001	0,003
Bi	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000
Pb	0,000	0,005	0,005	0,003	0,003	0,006	0,000	0,001
Sb	0,609	0,553	0,584	0,565	0,584	0,573	0,579	0,659
Hg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000
Total	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000

PLANCHE VI

PGM DU COMPLEXE DE COLDWELL

a) Photographie de terrain montrant le gabbro pegmatitique à sulfures recoupé par un dyke aplitique. dans le 2ème "pit" sud de l'intrusion de Two Duck Lake.

b) Echantillon macroscopique du gabbro pegmatitique à sulfures avec des bouffées de granophyre.

c) Microphotographie en lumière réfléchie montrant des îlots de pyrrhotite (jaune clair) dans de la chalcopyrite (jaune plus beige). Les magnétites-ilménites en intercroissance de type "sandwich" sont remplacées par de la chlorite. Echelle: la longueur de la photo fait 2 mm.

d) Microphotographie en lumière réfléchie d'un crystal de sperrylite (blanc) associé à de la chalcopyrite (jaune) qui commence à être remplacée par de la chlorite. Echelle: la longueur de la photo fait 2 mm.

e) Microphotographie en lumière réfléchie sous immersion de l'échantillon 43 319.5, d'un cristal de kotulskite (blanc) en bordure de la chalcopyrite (jaune) associée à de la pentlandite (jaune clair). La titanomagnétite est altérée en chlorite au contact sulfure-oxyde. Echelle: la longueur de la photo fait 0.3 mm.

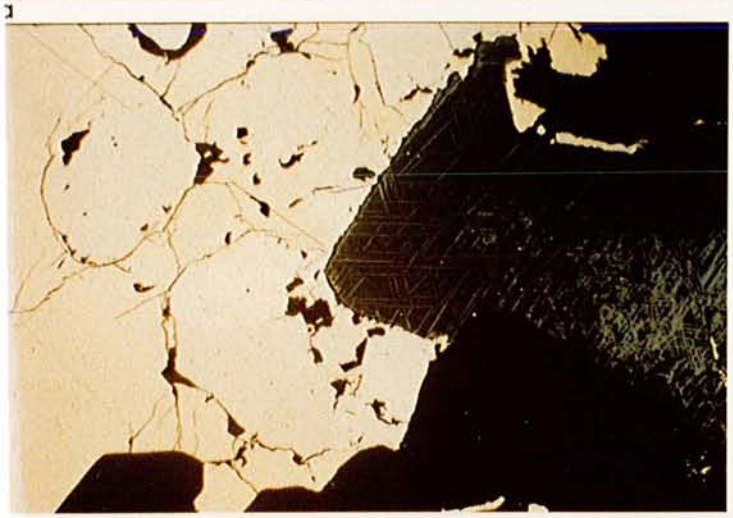
f) Détail de la photo précédente montrant l'association kotulskite (lanc) -chalcopyrite (jaune) -pentlandite (îlots jaune plus clair) à la bordure de la chalcopyrite. La chlorite remplaçant la titanomagnétite est visible en haut de la photo. Echelle: la longueur de la photo fait 0.12 mm.

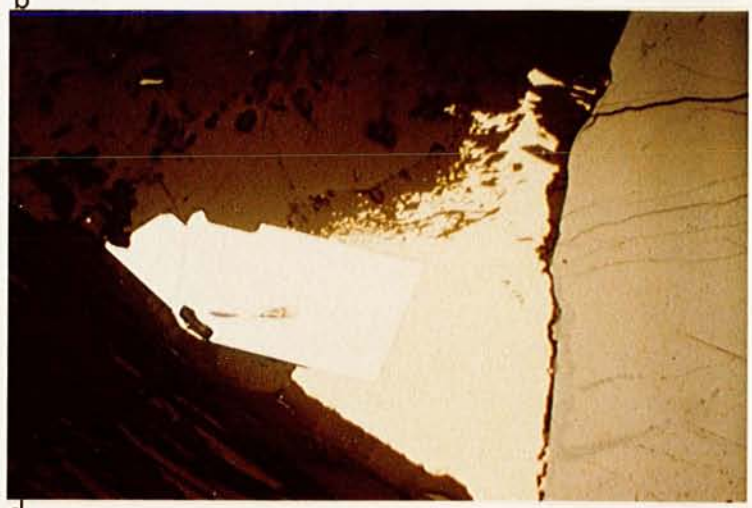
g) Microphotographie en lumière réfléchie sous immersion de l'échantillon 43 390. Hollingworthite (blanche) en bordure de la chalcopyrite (jaune) dans un liseré chloritique. Noter la présence d'une apatite automorphe dans le haut de la photo. Echelle: la longueur de la photo fait 0.3 mm.

h) Détail de la photo précédente montrant l'hollingworthite à la limite entre chlorite et chalcopyrite. Noter en haut de la photo, dans la partie gauche du cristal ,la présence de chalcopyrite. Echelle: la longueur de la photo fait 0.12 mm.

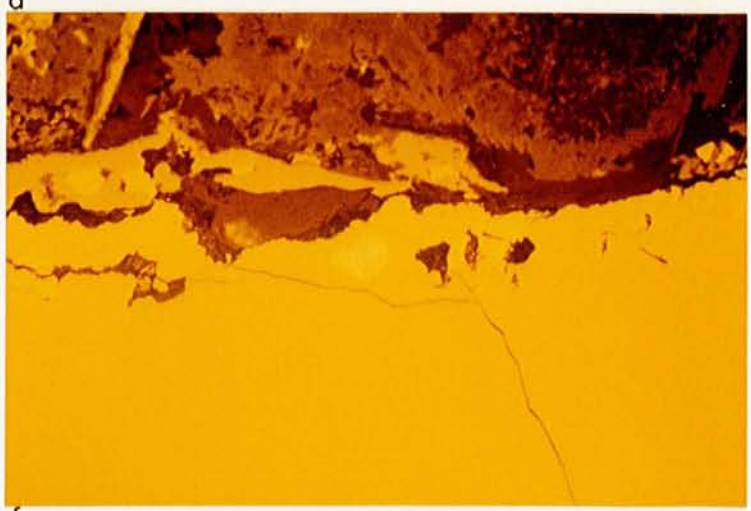
a

b

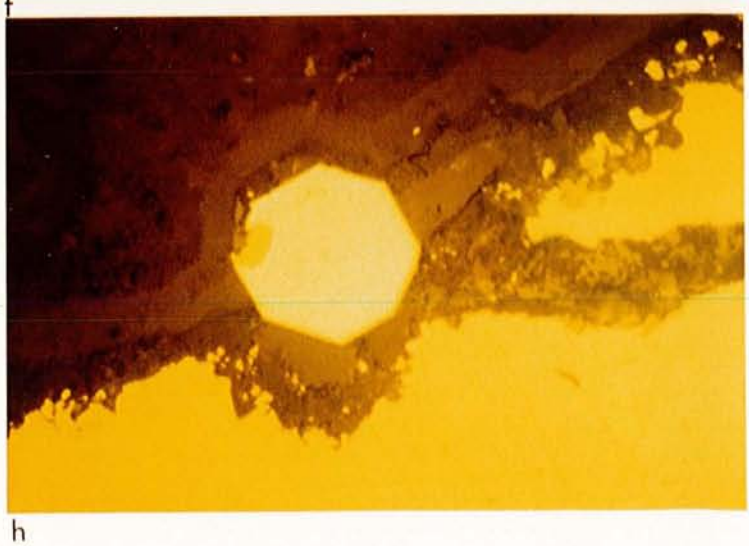




d



f



h

PLANCHE VII

PGM DU COMPLEXE DE COLDWELL

a) Microphotographie en lumière réfléchie sous immersion de l'échantillon 289.5 montrant l'association des PGM (blanc) - kotulskite, zvyaginstevite et atokite - associés à de la chalcopyrite (jaune). Echelle: la longueur de la photo fait 0.3 mm.

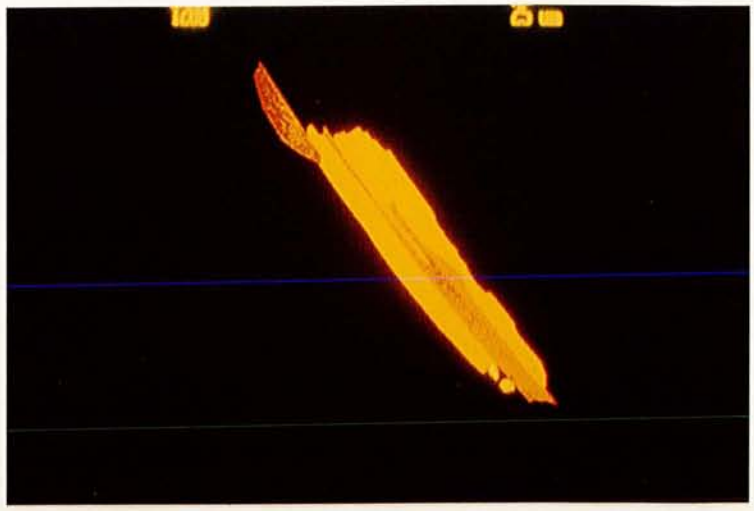
b) Photo MEB, électrons rétrodiffusés, après traitement d'image. Zvyaginstevite (jaune), atokite (orange), electrum (jaune très clair).

c) Photo MEB, électrons rétrodiffusés, de l'association zvyaginstevite (blanche) et atokite (gris).

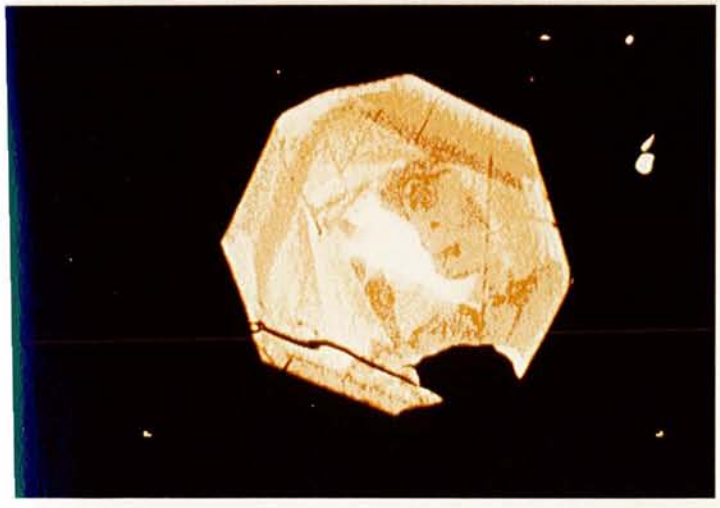
d) Même photo après traitement d'image. Zvyaginstevite en orange, atokite en violet.

e) Photo MEB, électrons rétrodiffusés, de l'hollingworthite zonée. En blanc, zone riche en Ir. Noter les zones de croissances. La taille du cristal est 30 µm.

f) Même photo après traitement d'image.



47-404
10 um



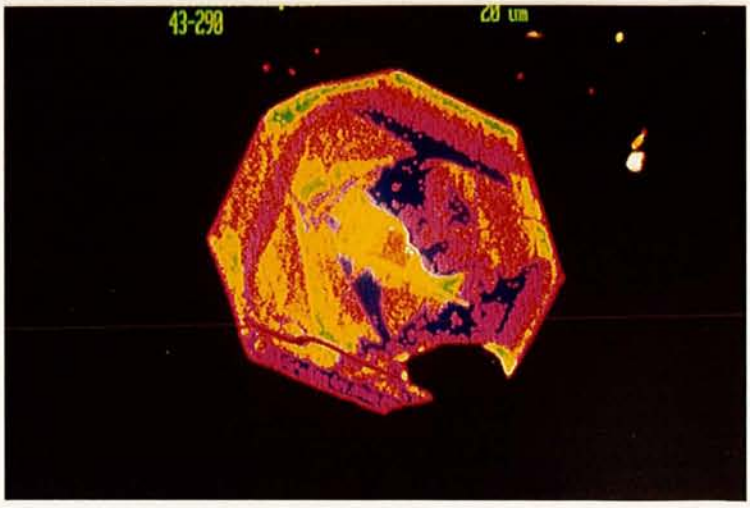

43-290
20 um

PLANCHE VIII

PGM DU COMPLEXE DE COLDWELL

a) Photo MEB, électrons rétrodiffusés, de l'association témagamite (en gris clair) avec de la hessite (engris plus sombre). Echantillon 88 0156.

b) Photo MEB, électrons rétrodiffusés, de palladoarsenide. Echantillon 47. 404.

c) Photo MEB, électrons rétrodiffusés, détail de la kotulskite de l'échantillon 43 319.5 de la photo e de la planche VI.

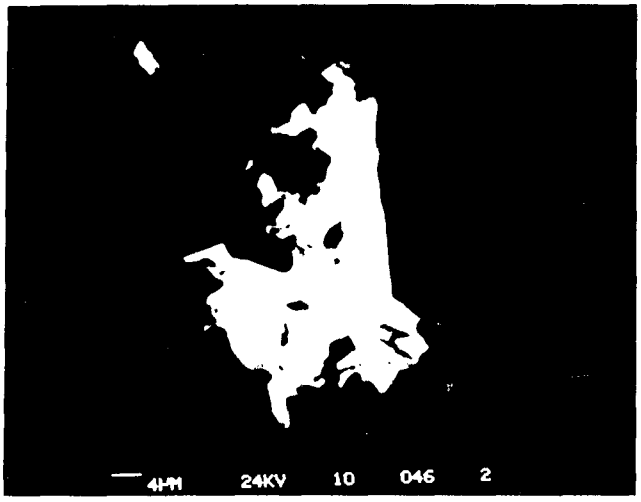
d) Photo MEB, électrons rétrodiffusés, de l'échantillon 85 1163 289.5. Atokite (gris sombre) avec surcroissance de Pb-kotulsite (gris très clair) et de zvyaginstevite (gris clair, petit triangle).

e) Photo MEB, électrons rétrodiffusés, cristal de sperrylite. Echantillon 86 0423 T.26

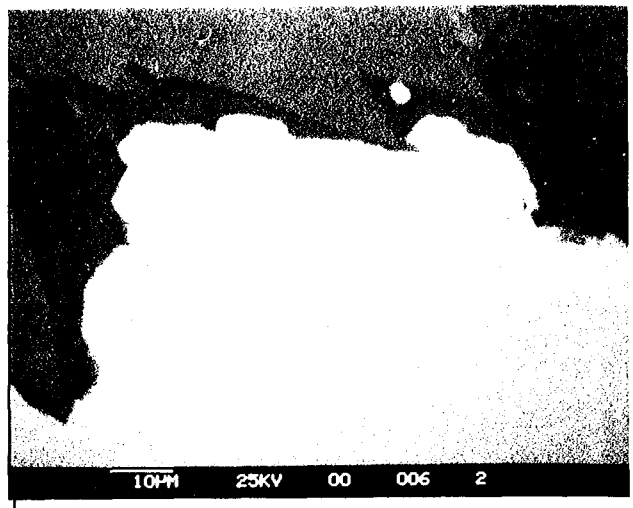
f) Photo MEB, électrons rétrodiffusés, kotulskite dans chalcopyrite. Echantillon 88 0250.

g) Photo MEB, électrons rétrodiffusés, association complexe de niccolite (en inclusions noires) dans de la merteite II (gris) avec de l'As- merteite II (bandes gris plus sombre), de la niccolite palladifère (gris sombre), de la majakite (gris-noir), sperrylite (gris blanc), electrum (blanc) et minéral innommé de formule $Pd_2(Sb,As)$ en inclusion dans la partie droite en haut du cristal de merteite II. Echantillon 86 0188.

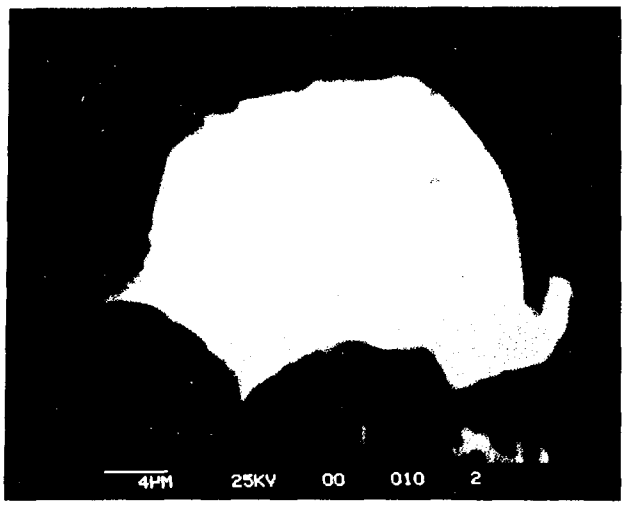
h) Photo MEB, électrons rétrodiffusés, de cristaux de kotulskite. Echantillon 880250 224.08.


4μM 24KV 10 046 2

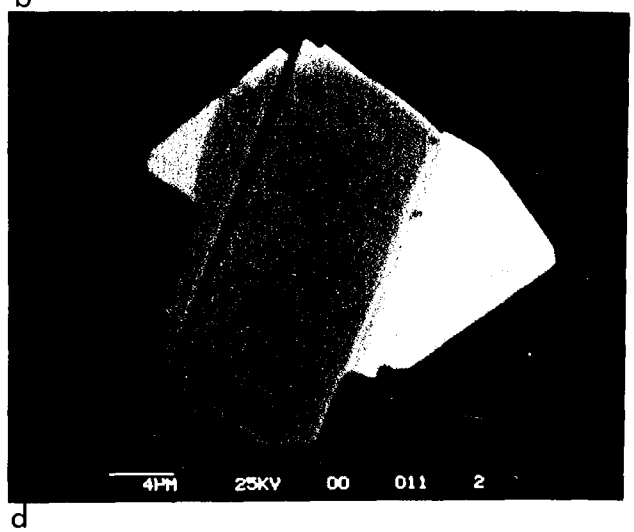
a


10μM 25KV 00 006 2

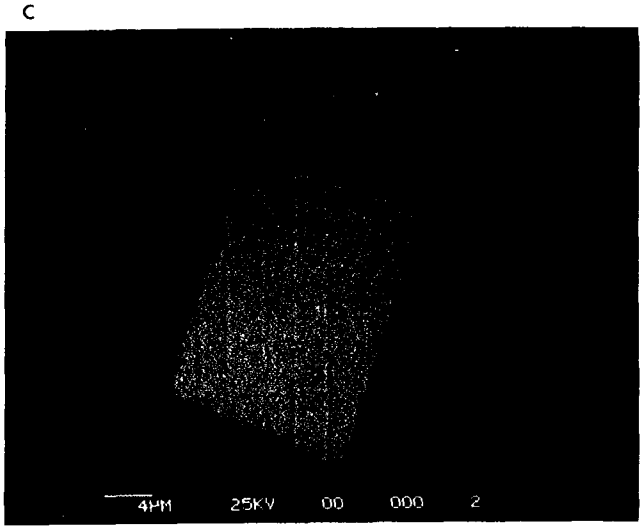
b


4μM 25KV 00 010 2

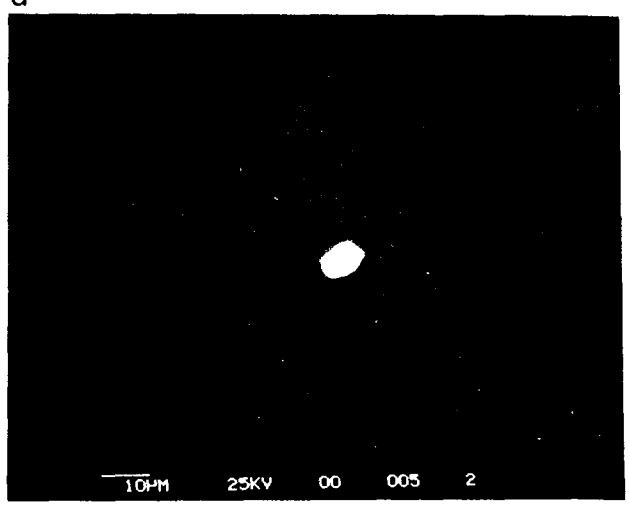
c


4μM 25KV 00 011 2

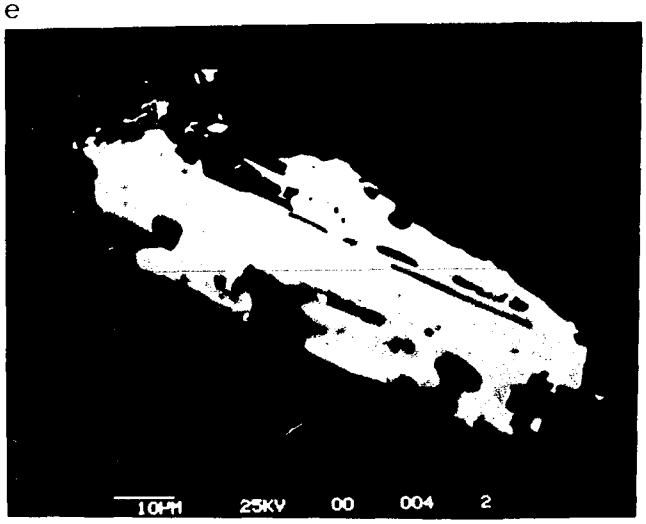
d


4μM 25KV 00 000 2

e


10μM 25KV 00 005 2

f


10μM 25KV 00 004 2

g

4μM 25KV 00 003 2

h

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS

VERS UNE CLASSIFICATION COMPAREE DES COMPLEXES BASIQUES - ULTRABASIQUES ET DE LEURS GISEMENTS

INCIDENCE SUR LA GENESE DES GISEMENTS DE PGE

La classification proposée est fondée sur l'ordre d'apparition des phases minérales dans les cumulats, ordre qui dépend essentiellement de la composition des magmas.

I. CLASSIFICATION DES CUMULATS

A l'inverse de différentes classifications conernant les roches basiques-ullrabasiques (Naldrett et Cabri, 1976; Buchanan, 1988; Naldrett 1981; 1989) faisant intervenir principalement le contexte géotectonique, la classification proposée est basée sur l'ordre d'apparition des minéraux dans la séquence cumulative ou plutôt la nature des minéraux cumulus absents dans les premiers cumulats. L'ordre de cristallisation correspond en fait à la nature des phases apparaissant au liquidus, lors du fractionnement des magmas (Irvine, 1970). Par ailleurs, l'ordre proposé indique que les minéraux considérés : clinopyroxène (Cpx), orthopyroxène (Opx) et plagioclase (Pl) cristallisent après l'olivine (Ol). En fait, il arrive, et surtout dans l'environnement immédiat des minéralisations que ces minéraux puissent cristalliser avant l'olivine. C'est le cas dans les complexes alaskéens, comme à West-Andriamena, dans le massif troctolitique de Laouni et dans le complexe de Rhum. on retiendra quand même dans ce cas, la nature de la phase associée à l'olivine. Le rôle de la pression est dans la plupart des cas mineur car la majorité des complexes se sont mis en place à des pressions inférieures à 9 kbar. Ce paramètre doit être pris en compte pour les intrusionsen base de croûte continentale et dans les arcs insulaires. Ce type de classification appliqué aux ophiolites (Rocci et al., 1975; Church et Riccio, 1977; Ohnenstetter et al., 1979; Ohnenstetter, 1982; 1985; 1990) avait permis de mettre en évidence plusieurs séquences de cumulats en équilibre avec des magmas de nature distincte. Le potentiel métallogénique de ces magmas avait ensuite été discuté.

La classification des cumulats, en fonction de leur ordre de cristallisation, est particulièrement simple à mettre en œuvre pour les complexes ultramafiques à mafiques. Elle devient plus délicate pour les complexes constitués uniquement de gabbros bien que la proportion de plagioclases et la nature des ferromagnésiens associés permettent de façon qualitative d'apprécier la composition du magma qui a pu être en équilibre avec les cumulats.

A. Classe à olivine - orthopyroxène

Cette classe comporte les plus grandes intrusions actuellement porteuses de gisements de PGE. Trois sous-classes y ont été distinguées en fonction de la taille des intrusions, de leur morphologie et de leur association avec des écailles du manteau (ophiolites).

Dans l'Archéen dépourvu d'ophiolites, on peut distinguer quatre groupes de complexes selon leur âge, ce qui souligne ainsi des périodes particulièrement actives du point de vue magmatisme mantellique:

(1) un groupe à 2,8 milliards d'années : âge de mise en place des plus grands lopolites (Bushveld, Molopo Farms, Stillwater);

(2) un groupe à 2,5 milliards d'années: âge correspondant aux intrusions mises en place dans des dykes de grande extension (Great Dyke) ou à des ceintures de complexes basiques -ultrabasiques (Finlande);

(3) un groupe à 1800-1500 Ma: durant cette période, des intrusions de taille variable quelquefois porteuses de gros gisements de sulfures se sont mises en place (Mullen Creek, Madziwa, Jinchuan);

(4) un groupe à 800-600 Ma environ: cette période a vu la mise en place d'intrusions liées aux évènements pan africains.

Les complexes de type 1 et 2 sont particulièrement bien rubanés, même si la structure en dyke dans les cas du Great Dyke et de certaines intrusions de Finlande n'influençait fortement l'attitude du rubanement et par là la localisation des gisements de PGE.

Les complexes des groupes 2 et 4 sont alignés le long de ceintures: continues pour le groupe 2, plus discontinues pour le groupe 4. Dans ce dernier cas, les complexes participent à la création de rift dont certains évolueront vers des bassins océaniques avec la formation finale d'ophiolites, comme en Arabie.

L'ordre de cristallisation des minéraux, après l'olivine et l'orthopyroxène, est précisé dans de nombreux massifs. Ainsi, dans les grands complexes stratiformes tels le Bushveld, le Stillwater et Jimberlana, le plagioclase en cumulus est plus précoce que le clinopyroxène. C'est le contraire dans les complexes tels ceux de Mullen Creek et de Ouest Andriamena, Madagascar où des webstérites sont abondantes au sommet de la zone d'ultramafites. Dans des magmas sursaturés en silice, ces relations pourraient traduire les variations du rapport CaO/Al_2O_3. La proportion de roches ultramafiques et mafiques varierait en fonction de ce rapport, une plus grande proportion d'ultramafites se formant à partir de magmas enrichis en CaO.

Les complexes considérés (Tab.I) renferment presque systématiquement des horizons de chromite d'importance variable, auxquelles peuvent être associées des minéralisations en PGE.

Les gisements de chromite d'Inde constituent un cas particulier, car ces gisements, souvent volumineux, sont très peu associés à des roches silicatées, principalement des harzburgites et des bronzitites (Mukherjee, 1969; Mall, 1973).

Dans les grands lopolites, les chromitites sont généralement situées dans la partie ultramafique des complexes: zones des dunites et des péridotites du Stillwater (Page et al., 1972), zones des dunites et bronzitites du Great Dyke (horizons inférieur et supérieur des chromitites) (Bichan, 1970), zones inférieure et critique du Bushveld, limite entre la zone des péridotites basales et celle des ultramafites rubanées (Ferrario et Garuti, 1988). Dans le Bushveld, les horizons de chromite du Merensky Reef et du Bastaard Reef, situés au-dessus des autres horizons (Steelport, Leader Seam chromite), sont interstratifiés avec des lits riches en plagioclases (anorthosite, norite, bronzite feldspathique).

La présence d'olivine dans les niveaux de chromite ou dans les niveaux adjacents ainsi que les variations cryptiques inverses des minéraux ont conduit à l'hypothèse de mélange de magmas: l'un évolué stagnant dans la chambre, l'autre parental enrichi en Cr (Bichan, 1970; Irvine,1975; Wilson et Prendergast, 1989).

Le tableau I permet aussi de juger de la position stratigraphique des PGE et des sulfures. Les concentrations sulfurées sont situées dans les unités ultramafiques avec les dunites ou les bronzitites (Mullen Creek, Madziva, Jinchuan) ou dans les unités plus mafiques (Merensky Reef, Stillwater), voire dans les unités marginales (Penikat, Finlande et Great Dyke).

De même, les minéralisations en PGE peuvent être situées dans ces zones ou unités, en étant associées, ou non, aux concentrations sulfurées ou aux chromites. Au sein d'un même massif, les minéralisations peuvent se situer à des niveaux différents comme le montrent particulièrement bien le cas du Bushveld et de Penikat, Finlande.

Dans le Bushveld, les minéralisations en PGE sont localisées dans la zone critique: Merensky Reef, Platreef, UG2 et dans les pipes de dunite. Dans l'intrusion de Penikat, les

concentrations de PGE peuvent exister à proximité de la bordure de l'intrusion, dans les niveaux ultramafiques récurrents, dans les chromitites et dans les gabbros supérieurs (horizons à magnétite). Ailleurs, dans les autres massifs considérés, la minéralisation est localisée dans la zone mafique (Stillwater) ou dans les zones ultramafiques et le plus souvent dans les orthopyroxénites (Molopo Farms, West Andriamena, Mullen Creek, Jinchuan). Dans les complexes de Mullen Creek et de Jinchuan, les PGE accompagnent d'importants gisements de nickel sulfuré.

Les exemples ne sont pas assez nombreux pour juger de l'incidence de la composition des magmas, par le biais de la nature des phases au liquidus, sur la position stratigraphique des PGE.

On constate cependant que la minéralisation la plus importante dans les complexes stratifiés (2,8 milliards d'années) est localisée dans les gabbros (ordre de cristallisation: Ol-Opx-Pl-Cpx) même si des niveaux récurrents de roches ultramafiques existent. Dans le Great Dyke, la minéralisation est localisée dans des webstérites au sommet de la zone à bronzitite, avant l'apparition des gabbros.

Il y a donc entre le Bushveld et le Stillwater d'une part, et le Great Dyke d'autre part, un changement dans la position stratigraphique des principales concentrations de PGE, celle du Great Dyke apparaissant plus précocement que les autres. Dans d'autres intrusions, tel Ouest Andriamena, Mullen Creek, Jinchuan, la minéralisation pourrait être encore plus précoce puisqu'elle apparaît dès les dunites, harzburgites et orthopyroxénites.

La dernière classe regroupe les cumulats ophiolitiques où l'orthopyroxène est précoce par rapport au clinopyroxène et au plagioclase. Ces types de séquence peuvent se trouver au-dessus du Moho et constituer ainsi la séquence ophiolitique principale, comme en Papouasie (England et Davies,1975) et en Nouvelle Calédonie (Guillon, 1975), ou correspondre, comme c'est plus souvent le cas, à des intrusions tardives qui recoupent les séquences de cumulats antérieures comme au Vourinos et dans le massif de Kellaki, Chypre (Beccaluva et al. 1984; Rémond, 1987). Les séquences de cumulats à orthopyroxène précoce sont souvent associées à celles à clinopyroxène précoce dont le potentiel métallogénique est important (Ohnenstetter et al., 1979).

TABLEAU I : COMPLEXES BASIQUES - ULTRABASIQUES AVEC POUR ORDRE DE CRISTALLISATION OLIVINE - ORTHOPYROXENE.

LOCALISATION	AGE	CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES	REFERENCES
		GRANDS COMPLEXES STRATIFORMES.	
BUSHVELD Afrique du Sud	2.8 Ga	Ordre de cristallisation: Ol-Opx-Cpx-Pl 4 zones: Inférieure (harzburgite, chromitite); Critique (bronzitite, anorthosite, norite); Principale (gabbro); supérieure.(gabbro±mgt); Chromite: Zones Inf. et Cri. PGE: Z. Critique (Merensky Reef, Platreef, UG2, pipes de dunite)Nombreuses autres minéralisations: sulfures, Cr, Au, Sn.	Vermaak, 1976; Van der Merwe, 1976; Cameron, 1971; Buchanan et al., 1980; Sharpe, 1982; Brynard, et al., 1976; Feather,1976; Hiemstra, 1979; Kingston et El-Dosuky, 1982; Cawthorn, 1982, 1983; Mac Laren et de Villiers, 1982; Campbell et al., 1983; Kinloch, 1982; Lee et Tredoux, 1986; Cawthorn et al., 1991
MOLOPO FARMS Botswana Afrique du Sud	2800 Ma	voisin du Bushveld; PGE (1ppm max) à la base de l'unité ultramafique	Von Grunewaldt et al.,1989
STILLWATER Montana, U.S.A.	2700 Ma	Ordre Crist.: Ol-Opx-Pl-Cpx Zone ultramafique (Unité des péridotites-dunite, harzburgite, orthopyroxénite et des bronzitites); Zone rubanéesupérieure avec minéralisation sulfurée à PGE.	Hess, 1960; Jackson, 1961; Page, 1977; Irvine et al.,1983; Barnes et Naldrett, 1986; Boudreau et McCallum 1986; McCallum et al., 1980
MANTIQUEIRA Brésil	Archéen	Ordre de Crist.: Ol-Opx-Cpx-Pl?	Angeli et Choudhuri,1985
PIEN Brésil	Archéen Anté- 2000 Ma	Ordre de Crist.: Ol-Opx-Cpx-Pl? Harzburgite, bronzitite, webstérite, norite, gabbro.	Girardi et Ulbrich,1980
NIQUELANDIA Brésil	Archéen	Ordre de Crist.: Ol-Opx-Cpx-Pl? 4 zones: gabbro de base, péridotite basale ultramafite rubanée, gabbro rubané. chromitite entre péridotite et ultramafite. PGE dans chromitite	Mazzucchelli et al., 1983; Ferrario et Garuti.1988

PENIKAT KOLLISMA (Finlande)	2440 Ma	Une vingtaine d'intrusions 4 types de minéralisations:(1) série marginale (2) chromitite (3) base de niveaux récurrents UM (4) gabbros supérieurs à magnétite	Alapieti 1982; Alapieti et Lahtinen, 1986; Alapieti et al. 1990
MULLEN CREEK U.S.A.	1778 Ma	Ordre Crist.: Ol-Opx-Cpx-Pl 3 séries: Lower, Jay Roosts, Upper Série inférieure: bronzitite, harzburgite, gabbronorite ± Mgt Minéralisation en PGE dans les harzburgites avec sulfures disséminés (New Rambler Mine).	Louks, et McCallum 1978; McCallum et al., 1976

INTRUSIONS EN FORME DE DYKE OU D'ENTONNOIRS.
INTRUSIONS DE TAILLE LIMITEE

GREAT DYKE Zimbabwe	2500 Ma	Ordre Crist.: Ol -Opx - Cpx- Pl (11km de large) 3 zones: dunite inférieure, bronzitite supérieure et gabbro. PGE au sommet de la zone à bronzititedans des webstérites	Bichan, 1970; Hamilton, 1977; Wilson, 1982; 1992 Wilson et Prendergaat, 1989; Prendergast et Wilson, 1989; Prendergast et Keays, 1989
FISKENAESSET Grønland	Archéen	Ordre de crist. :Ol - Opx-Pl-Cpx? anorthosite, péridotite, bronzitite, pyroxénite. Gisement de chromite	Ghisler, 1976; Herd et al., 1969
DAWROS Connemara Irlande	Archéen	Ordre de Crist.: Ol-Opx-Cpx-Pl harzburgite, chromitite,wehrlite, pyroxénite, anorthosite, norite.	Rothstein, 1957
KALRANGI Inde	Archéen	Ordre de Crist.: Ol-Opx-Cpx? Dunite, péridotite, bronzitite; gisement de chromite.	Chakraborty, 1973
KEONJHAR Inde	Archéen	Ordre de Crist.: Ol-Opx-Cpx chromitite et bronzitite	Mukherjee, 1969
KONDAPALLE Inde	Archéen	Ordre de Crist.: Ol-Opx-Cpx? bronzitite et chromitite. Intrusion dans granulite	Mall, 1973
THOMPSON NICKEL BELT Sill Manitoba, Canada	Archéen	Ordre de Crist.: Ol-Opx-Cpx? Dunite, péridotite, bronzitite	Paktunk, 1984
MADZIWA Zimbabwe	1890 Ma	Ordre Crist.: Ol-Opx-Pl-Cpx (1km de large) zone gabbroïque marginale. Bronzitite et gabbronorite. Minéralisations à Ni sulfuré dans bronzitite	Birch et Buchanan, 1989
KALKA Australie	Protérozoïque moyen	Ordre de Crist.: Ol-(Opx-Cpx)-Pl 3 zones (Pyroxénite, norite et gabbro, anorthosite.	Goode, 1976; Goode et Moore, 1975

JIMBERLANA Australie	Archéen	Ordre Crist.: Ol-Opx-Pl-Cpx (largeur: 11m); Séries marginales. Séries rubanées inférieure et supérieure	Campbell 1968;1977; Campbell et al., 1970
JINCHUAN Chine	1509 Ma	Ordre de Crist.: Ol-Opx-Cpx-Pl Dunite, harzburgite, lherzolite, webstérite; amas sulfurés dans dunite. PGE tardif avec sulfures de cuivre	Chai et Naldrett, 1992
LAOUNI Hoggar Algérie	580 Ma	Ordre de Crist.: Ol-Opx-Pl dans la zone ultramafique 2 zones: une zone ultramafdique rubanée inférieure et une zone mafique principale. Ordre de crist. dans la zone maffique diffère entre le massif oriental (troctolitique): Pl-Ol-Opx-Cpx et le massif occidental (noritique): Opx-Pl-Cpx	Cottin et Lorand, 1986, 1990; Lorand et Cottin, 1987
WEST-ANDRIAMENA Madagascar	790 Ma	Ordre de Crist.: Ol-Opx-Cpx 3 zones: dunite, orthopyroxénite, pyroxénite. PGE dans chromitite, et pyroxénite	Johan et al., 1988
BRAGANCA Portugal	Précam-brien 500 Ma	Ordre de Crist.: Ol-Opx-Pl-Cpx? chromitite	Antonioz et Correa, 1973; Van Calsteren 1978; Van Calsteren et al., 1979; Den Tex, 1979

OPHIOLITES

PAPOUASIE	Mésozoïque	Ordre de Crist.: Ol-Opx-Cpx-Pl Dunite harzburgite-pyroxénite Placers avec alliage [(Pt, Os, (Pt,Pd)]	England et Davies, 1973; Power-Fardy, 1986
NOUVELLE-CALEDONIE	Mésozoïque	Ordre de Crist.: Ol-Opx-Cpx-Pl Dunite, pyroxénite, orthopyroxenite	Guillon, 1975; Dupuy et al., 1981
VOURINOS Grèce	Jurassique	Ordre de Crist.: Ol-Opx-Cpx-Pl Dunite, orthopyroxenite, pyroxénite	Beccaluva et al., 1984

B. Classe à olivine - clinopyroxène

Cette classe, plus diversifiée que celle à Ol-Opx, comporte plusieurs types d'intrusions selon leur morphologie et leur environnement géologique (Tab.II). La mise en place de ces complexes a eu lieu dans différentes conditions et différents endroits: dans des dykes de grande extension (magmatisme fissural), dans des rifts conduisant à des bassins océaniques limités (ophiolites), dans des arcs insulaires et dans des niveaux plus ou moins profonds de la croûte.

La classe à Ol-Cpx comprend:

(1) quelques grands complexes stratiformes (Bushveld) et des lopolites associés à des dykes ou en forme d'entonnoir (Munni Munni, Muskox, Deer Lake);

(2) des intrusions de taille plus limitée, souvent des sills d'âge Archéen ou Protérozoïque, associés ou non à des komatiites;

(3) des complexes associés à des processus de rifting, tel ceux du Pan-africain;

(4) des complexes déformés, quelquefois mis en place en base de croûte;

(5) des complexes alaskéens;

(6) des complexes associés aux batholites granitiques;

(7) des ophiolites.

B1. Les complexes stratiformes

Ces complexes de l'Archéen peuvent être porteurs de minéralisations en PGE. A Munni Munni (Australie), le minéralisation occupe un niveau stratigraphique semblable à celui du Great Dyke: au sommet de la zone ultramafique, dans des webstérites.

A Muskox, l'intrusion est composite. Quatre séries sont reconnues dont une avec un ordre de cristallisation différent, où l'orthopyroxène redevient plus précoce que le clinopyroxène. Dans cette série saturée, les chromitites sont abondantes (Irvine, 1970; 1975).

B2. Les intrusions de taille limitée

Elles sont généralement constituées de sills associés ou non aux komatiites. Les intrusions comportent une unité ultramafique plus ou moins bien développée par rapport à l'unité mafique. Dans le Lac des Iles, les ultramafites sont postérieures. L'unité ultramafique est composée de dunite, wehrlite et de pyroxénites.

Ces intrusions porteuses quelquefois de chromite sont souvent porteuses de gisement de nickel sulfuré localisé dans les péridotites (Dumont sill) ou les gabbros (Lac des Iles).

Les gisements de PGE peuvent être associés soit aux chromitites (Bird River Sill), soit aux concentrations sulfurées: Roby zone du Lac des Iles. L'enrichissement en PGE de ce dernier gisement semble toutefois lié aux intrusions tardives de pyroxénites à fortes anomalies en terres rares (MacDonald et al., 1989).

B3. Les complexes pan-africains à paléozoïques

Des intrusions de taille limitée jalonnent les rifts pan-africains. Les minéralisations, essentiellement des concentrations sulfurées disséminées ou en amas, sont localisées dans les péridotites.

B4. Les complexes déformés

Le socle peut renfermer des intrusions dont la texture magmatique n'est plus reconnaissable, à la différence des grands lopolites et sills de l'Archéen et du Protérozoïque. L'origine de tels complexes, alors très déformés, devient plus discutable bien que la nature des roches et leur succession puissent évoquer des reliques de complexes stratiformes.

Dans la zone d'Ivrée et au Pakistan, la lithostratigraphie des complexes et des formations associées et leurs relations d'intrusions avec ces dernières ont conduit à proposer que ces complexes se soient mis en place en base de croûte lors de l'affrontement de plaques lithosphériques: base d'un arc insulaire intra-continental (Bard, 1985; Ohnenstetter et Rossi, 1987). Les problèmes de contamination sont alors importants. Peu de minéralisations sont signalées avec ces complexes déformés.

B5. Les complexes alaskéens

Pendant lontemps, le potentiel métallogénique des complexes alaskéens a été suspecté de part l'existence de placers exploitables situés en aval de ces complexes: Tulameen, Goodnews Bay, El Choco, Norils'k, et Fifield. Des minéralisations ont été trouvées en place dans la plupart de ces complexes: Tulameen, Oural et Fifield.

Les complexes alaskéens constituent des intrusions zonées, alignées le long d'une ceinture, souvent elles-mêmes parallèles à une ceinture ophiolitique. Ainsi, en Union Soviétique, on oppose la ceinture ophiolitique (massif de Kempirsay, de Khabarna, Sud de l'Oural et de Voygar, Oural Polaire) à la ceinture de platine "the platinum bearing belt", longue de 900km, autrement désignée par les associations mafiques du type: dunite - pyroxénite - gabbros.

La ceinture ophiolitique peut elle - même être zonée, car constituée de la juxtaposition de deux chaînons de massifs aux caractéristiques distinctes rapportées soit aux séries magmatiques de type plagifère, soit aux séries de type pyroxénitique (Zonenshain et Kuzmin, 1978).

De même, en Alaska, les complexes alaskéens intrudent des formations comprenant des écailles ophiolitiques selon un dispositif rencontré le long de la Côte Pacifique dans les batholites (voir plus loin en B5).

La disposition des complexes alaskéens par rapport aux complexes ophiolitiques est tout à fait spécifique et compatible avec une situation géotectonique dans une marge active. Ceci est en accord avec la nature magmatique des complexes alakéens qui proviendraient de magmas alcalins à calco-alcalins. En particulier, la précocité des hornblendes, titanomagnétite, apatite, biotite dès les péridotites souligne la richesse en eau et en alcalins des magmas à l'origine de ces complexes (Noble et Taylor, 1960). L'enrichissement en éléments à large rayon lié à l'influence d'une zone de subduction se traduit par exemple, dans les cumulats alaskéens de l'Oural, par des teneurs en Sr (400 à 1000ppm) supérieures à celles des ophiolites (100 à 300ppm) (Yefimow et al., 1985).

La zonation des complexes alaskéens est inverse par rapport à celle de la plupart des intrusions stratiformes, avec des péridotites au cœur et des gabbros en bordure. Cette configuration impose des conditions de mise en place particulière: intrusion en pipe, fluage magmatique, intrusions syntectoniques, etc..

Le cœur ultramafique se compose de dunites auréolées de clinopyroxénites souvent intrusives dans un encaissant mafique: gabbro, monzonite ou norite. D'autres cumulats mafiques sont génétiquement reliés aux ultramafiques auxquels ils sont postérieurs. Plusieurs générations de dunites peuvent exister dans ces complexes puisque certaines dunites sont intrusives dans l'unité ultramafique. Dans ce cas, les olivines sont de grande taille (50cm). Ce dispositif rappelle les dunites sécantes du manteau ophiolitique, des "pipes" du Bushveld, mais aussi des complexes basiques des batholites.

Les complexes alaskéens comportent également des hornblendites plus ou moins enrichies en magnétite tout comme les clinopyroxénites et des gabbros évoluant vers des monzonites ou des diorites.

Les placers en aval des complexes renferment principalement des alliages de ferroplatine associés à des olivines et des spinelles, relativement résistants à l'altération par rapport aux sulfures et donc à la plupart des phases porteuses de palladium. Ils renferment également d'autres minéraux plus exotiques, tels des sulfures complexes de Pt et Rh associés aux magnétites (Duparc et Tikonovich, 1920; Rosenblum et al., 1986; Desborough et al., 1973; Stumplf et Tarkian, 1974).

Dans le complexe de Tulameen, la minéralisation en PGE est associée aux chromites sécantes sur les dunites, et ceci en accord avec la minéralogie des placers (St Louis et al., 1986).

Dans le complexe de Fifield, la minéralisation sub-économique en PGE est indépendante des chromites et des concentrations sulfurées (Johan et al., 1989). La composition des ferroplatines est distincte de celle des placers, ce qui indiquerait que plusieurs minéralisations en PGE puissent exister dans ce complexe. La succession des paragenèses souligne l'existence de réactions hors équilibre et l'évolution de la composition du fluide minéralisant: premiers PGM composés d'erlichmanite, d'alliages de Fe et Pt, de coopérite, derniers PGM composés d'arséniures et d'antimoniures, qui indiquent par ailleurs une augmentation de l'activité en fer dans le système minéralisant.

Cette évolution s'apparente à celle qui est décrite en Oural. L'étude détaillée entreprise dans les plutons de la ceinture platinifère de l'Oural souligne que:

(1) tous les corps basiques ne sont pas porteurs;

(2) dans un corps donné, la minéralisation est polygénétique, avec des minéralisations: a) dans les dunites, b) dans les pyroxénites, c) en halo autour de ces dernières en association avec la magnétite (Volchenko et al., 1975).

(3) dans chaque cas, la minéralisation est assez tardive par rapport à son encaissant relatif: olivine, chromite, pyroxène, magnétite mais précoce par rapport aux phases liées au métamorphisme schiste vert.

(4) la teneur en PGE n'est pas fonction du type de roche bien qu'elle soit maximum dans les roches recoupées par des filonnets "stringers" de chromite.

B6. Les complexes basiques associés aux batholites

Cette classe est constituée de complexes basiques à ultrabasiques associés à des granitoïdes, l'ensemble appartenant à des batholites formés en arrière d'une zone de subduction. Le magmatisme de ces batholites comporte donc des composantes crustales et mantelliques.

Les problèmes de contamination et d'assimilation sont nombreux, en partie à cause de la mise en place souvent contemporaine des magmas basiques et acides. Les batholites, par exemple ceux de la Côte Ouest des Etats Unis, peuvent recouper des formations renfermant des ophiolites permiennes à jurassiques. Cette disposition rappelle celle des ceintures de complexes alaskéens et d'ophiolites en Alaska et en Oural.

Il existe de nombreux autres points communs entre les complexes basiques des batholites et les complexes alaskéens tout du moins en ce qui concerne leur organisation interne.

Certains complexes basiques des batholites montrent un processus inverse de mise en place avec des dunites sécantes sur les autres termes, placées au cœur de l'intrusion. Comme dans les complexes alaskéens, la proportion de hornblende accompagnée ou non de magnétite est souvent très importante. Il existe dans les batholites côtiers des paragenèses très hydratées: péridotites, dunite et clinopyroxénites riches en hornblende, cortlandites, hornblendites, gabbros à amphibole, diorites.

Dans un même complexe, la distribution des roches plus ou moins riches en amphiboles permet de définir bien souvent deux types de séquences, l'une anhydre et l'autre hydratée selon l'activité en eau au moment de leur cristallisation respective (Walawender et Smith, 1979; Mahlburg-Kay et Kay, 1985; Kelemen et Ghiorso, 1986; Ohnenstetter et Rossi, 1987).

Parmi les différences entre les complexes alaskéens et ceux des batholites, on peut souligner que la proportion des roches ultramafiques est plus faible dans les batholites et que la zonation est souvent plus normale. Rappelons cependant que parmi la vingtaine de complexes reconnus en Alaska, tous ne présentent pas des ultramafites et, parmi celles-ci, des dunites.

La principale différence porte sur le degré d'alcalinité des complexes et le degré de saturation en silice des magmas, l'orthopyroxène étant absent des complexes alaskéens.

Les magmas à l'origine des batholites sont nombreux: tholéïtes plus ou moins riches en alumine, tholéïtes d'arc, magmas calco-alcalins en accord avec la diversité du magmatisme rencontré dans les arcs insulaires. Les complexes alaskéens dériveraient d'un magma moins saturé en silice et souvent plus alcalin.

B7. Les ophiolites

La classe Ol-Cpx est la plus fréquemment rencontrée dans les ophiolites de type II. Dans cette classe, des subdivisions peuvent être effectuées selon l'ordre respectif des deux derniers minéraux à apparaître: soit l'orthopyroxène, soit le plagioclase (Ohnenstetter, 1985). En conséquence, les cumulats sont constitués de dunite, de wehlite, de clinopyroxénite plus ou moins abondantes auxquelles succèdent des pyroxénites et des gabbros à olivine ou des gabbros à olivine et des gabbros noritiques.

C'est à cette classe de séquences cumulatives que sont rattachés la plupart des gisements de chromite, par ailleurs très métallurgique.

Le potentiel métallogénique des PGE dans les ophiolites semble moins important que celui des complexes stratiformes et autres complexes alaskéens (Talkington et Watkinson, 1986). Les éléments de la première triade sont bien connus dans les chromites, les PGM: alliages, sulfures et sulfoarséniures étant presque toujours inclus dans les chromites (Legendre, 1982; Talkington et Watkinson, 1986; Legendre et Augé, 1986). Les variations cryptiques des minéraux (rapport entre Ru, Os, Ir) permettent de suivre entre les différents podes de chromite l'évolution du système minéralisant (Johan, 1986).

Quelques complexes ophiolitiques témoignent d'un enrichissement en PGE de la deuxième triade et ceci dès les chromitites et les dunites mantelliques (Pritchard et al., 1986). Dans ce cas, les sperrylites et autres arséniures et tellurures sont préférentiellement interstitiels par rapport à la chromite.

Les éléments de la deuxième triade peuvent être aussi présents dans la séquence ophiolitique. Ainsi en Albanie (Cina, 1989), des platinoïdes, principalement des alliages de fer et platine, ont été trouvés à trois niveaux de la séquence cumulative:

(3) à la limite des péridotites et des gabbros, en association avec des BMS [Pt/(Pt+Pd)= 0,86], les teneurs en platine et en palladium augmentant considérablement par rapport aux éléments de la première triade.

L'augmentation du rapport (Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os) des niveaux 1 et 2 au niveau 3 est compatible avec le fractionnement du magma au sein de la chambre.

A Acoje, Philippines, la minéralisation est tardive et associée à des sulfures.

TABLEAU II : COMPLEXES BASIQUES - ULTRABASIQUES AVEC POUR ORDRE DE CRISTALLISATION OLIVINE - CLINOPYROXENE.

LOCALISATION	AGE	CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES	REFERENCES
		GRANDS COMPLEXES STRATIFORMES INTRUSIONS EN FORME DE DYKE OU D'ENTONNOIR.	
MUNNI-MUNNI Australie	2800 Ma	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-Opx-Pl série ultramafique : dunite, wehrlite, clinopyroxénite; série mafique : gabbro à pigeonite, gabbro à magnétite. PGE dans webstérite au sommet de la série ultramafique (≈ 5 ppm Pt+Pd)	Barnes et al., 1990
MUSKOX Canada	1220 Ma	Forme de dyke ou d'entonnoir. 4 unités principales: filon, zones marginales, zone rubanée et zone supérieure. Plusieurs unités cycliques. Changement dans l'odre de cristallisation (série à Opx); Contamination (≈4-5 ppb Pt+Pd).	Smith et Kapp,1963 Irvine,1970,1975; Irvine et Smith, 1967
DEER LAKE Minnesota	Archéen	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-Opx-Pl (13x3km); associé à série volcano-sédimentaire; dunite, pyroxénite, gabbros à magnétite.	Ripley et al., 1982
		INTRUSIONS DE TAILLE LIMITEE. SILLS.	
DUMONT Sill Abitibi, Canada	2700 - 2800 Ma	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-(Pl-Opx) (7x1km) 2 zones: inférieure: ultramafique; supérieure: mafique. Dunite, wehrlite, clinopyroxénite, gabbro; sulfures dans 3 niveaux dans péridotite et dunite (chromite + sulfures).	Duke, 1986
LYNN LAKE FRASER LAKE Canada		Ordre de Crist.: Ol-(Cpx+Opx)-Pl dunite, Pyroxénite, norite, gabbro gisement Ni sulfuré dans gabbro	Emslie et Moore, 1961
BIRD RIVER Sill Manitoba, Canada	2745 ± 5 Ma	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-(Opx-Pl) dunite, wehrlite , gabbro, gabbro à amphibole. PGE associé à chromitite.	Ohnenstetter et al., 1986; Scoates et al., 1988; Theyer 1991
DONALDSON WEST Sill Québec, Canada	1870 Ma	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-(Opx-Pl) intrusion liée aux komatiites	Hynes et Francis, 1982; Dillon Leitch et al., 1986

FOX RIVER Sill Manitoba, Canada	Protéro. ?	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-(Opx-Pl) intrusion liée aux komatites (0,7-1ppm PGE)	Scoates et Eckstrand,1986
LAC DES ILES Ontario, Canada	Protéro. ?	Ordre de Crist.: Ol-(Cpx+Opx)-Pl intrusions ultramafiques et mafiques; intrusions ultramafiques tardives? Minéralisation dans gabbro: Roby zone économique. Pyroxénite tardive (15 ppm : Au+Pt+Pd). Gabbro tardif (37ppm); (valeur moy. Pt+Pd=6ppm) Enrichissement en TR.	Mac Donald et al. 1989: Talkington et Watskinson, 1984; Brügmann et al., 1989

COMPLEXES PAN AFRICAINS ET PALEOZOIQUES

WADI KAMAL Arabie Saoudite	pan-africain	Ordre de Crist.: Ol-(Cpx+Opx)-Pl dunite, webstérite, wehrlite, anorthosite,ferrogabbro à ilménite; gisement de sulfures dans pyroxénites	Chevremont et Johan, 1980
DJABATORE Togo	pan- africain	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-Pl-Opx diallagite, troctolite, gabbro, norite	Menot et Seddoh, 1981

COMPLEXES DEFORMES

FINNMARKS Norvège		Ordre de Crist.: Ol-Cpx-Pl-Opx dunite, wehrlite, melagabbro, gabbro anorthosite	Oosterom, 1963
LOCH LAXFORD G.B.	Scourien	Ordre de Crist.: Ol-(Opx+Cpx)-Pl dunite, péridotite, pyroxénite, gabbro anorthosite, leucogabbro	Davies, 1974
ZONE D'IVREE Alpes, Italie	Hercynien	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-Opx-Pl	Ferrario et al., 1982
NIKUBUCHI Japon		Ordre de Crist.: Ol-Cpx-Opx-Pl wehrlite, clinopyroxénite,webstérite, gabbro.	Yokoyama, 1980
JIJAL-PATAN Pakistan	Crétacé sup.	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-Opx-Pl dunite, diallagite, webstérite, harzburgite, gabbro (faciès granulite)	Jan et Howie, 1981 Bard,1983

COMPLEXES ALASKEENS.

Ordre de cristallisation: Ol-Cpx-Hrnb±Pl

ALASKA	Anté-Crétacé	25 complexes zonés. dunite, pyroxénite à olivine, clinopyroxénite, hornblendite, gabbro, diorite, syénite, clinopyroxénite ± horn. et mgt. Relation avec magmas tholéïtiques, acalins ou calco-alcalins.	Rudmick et Noble, 1959; Taylor et Noble, 1960; Murray, 1972; Irvine, 1974; Clark et Greenwood, 1972; Page et al., 1977; Rosenblum et al., 1986
TULAMEEN Colombie Britanique Canada	186 Ma	Marge active. Placers à PGM avec magnétite	Findlay, 1969; St-Louis et al., 1986
TWIN SISTERS Washington, USA	Tertiaire	Complexe zoné. Dunite et ultramafite intrusives dans gabbro.	Ragan, 1963; 1967
OURAL Russie	Dévonien	Dunite, clinopyroxénite, hornblendite, gabbro, diorite et syénite. PGE dans chromitite en filonnet dans dunite Dunites intrusives 2 ceintures de gabbros Ceinture occidentale avec ultramafites intrusives zonées; dunite, pyroxénite ±horn à olivine, clinopyroxénite; gabbro, gabbro noritique, gabbro-diorite; Placers à PGE Massifs de Nizhny Tagil, Nuralinskiy (dunite-pyroxénite-gabbro association: platinum belt of ultramafic mafic intrusions). Ray-Iz massif. Minéralisation Pt,Fe dans dunite et schlieren de chromite, sulfures et alliage dans pyroxénites de Gusevogorskiy; minéralisation en Pt et Pd avec magnétite	Duparc et Tikonovich, 1920; Zavaritsky et Betekhtin, 1937; Betekhtin, 1961; Fominykh et Khvostova,1970; Begizov et al., 1975 Volchenko et al., 1975
EL CHOCO Colombie	Mésozoïque	dunite, pyroxénite (Cerro Irro) PGE associé à chromite	Duparc et Tikanowitch, 1920; Kunz, 1918
FIFIELDS OWENDALE Australie NSW	Dévonien	Ol-Cpx-Mgt-Pl-Hrnb-Biot PGE (23ppm). Minéralisation dans clinopyroxénites, et dunites. Placers avec ferroplatine	Agnew, 1987; Johan et al., 1989
PONT-TARRETS France	Hercynien	Blocs de dunite, clinopyroxénite, hornblendite, syénite	Sider et Ohnenstetter, 1986

COMPLEXES BASIQUES ASSOCIES AUX BATHOLITES

NOVA SCOTIA Canada	Acadien	Ordre de Crist.: Ol-Cpx±Opx±Horn±Pl Péridotite plagifère à amphibole, norite diorite riche en potassium, tonalite	de Albuquerque, 1979
BALTIMORE Maine	Appalachien	Ordre de Crist.: Ol-(Cpx+ Opx)-Hrnb+Pl lherzolite, pyroxénite, gabbro à olivine, norite, diorite	Herz, 1951
TILTING-HARBOUR Fogo Island Canada	Silurien?	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-Opx-Hrnb. pyroxénites, hornblendites ± riches en magnétite	Cawthorn, 1978
HAYA-CHINE Japon	Paléozoïque	Ceinture d'ultramafites et de roches mafiques. Dunite, clinopyroxénite, clinopyroxénite à hornblende, hornblendite, gabbros.	Onuki, 1963; 65
FERAGEN Norvège	Paléozoïque inf.	Complexe déformé (10 km long max.) dunite, lherzolite, wehrlite, chromitite	Moore et Qvale, 1977
TENDA Corse	300 Ma	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-Pl±Hrn-Opx Mise en place contemporaine de granites. Dunite, wehrlite, troctolite, gabbro à olivine, norite, diorite, cortlandite.	Ohnenstetter et Rossi, 1985; 1986
SOUTHERN BATHOLITH Californie	Mésozoïque	Ordre de Crist.: Ol-Cpx(Opx-Pl-Hrnb) 2 séries en fonction de l'activité en H_2O: ± d'amphibole et de plagioclase par rapport aux pyroxènes. Les corps basiques peuvent être dépourvus de péridotites.	Mullan et Bussell, 1977; Mahlburg-Kay et Kay, 1985; Smith et al., 1983; Snoke et al.,1982; Walawender, 1976; Walawender et Smith, 1979. Barnes,1984
ADAK ISLAND Alaska		Ordre de Crist.: Ol-Cpx-Pl±Hrnb xénolite associé à laves calco-alcaline, pyroxénites à olivine, gabbros à hornblende	Conrad et Kay, 1983 Conrad et Kay, 1984
EMIGRANT GAP Californie	Mésozoïque	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-Pl±Hrnb Complexe zoné. wherlite dominante, dunite, clinopyroxénite à olivine, gabbro, gabbro noritique, diorite granodiorite.	James, 1971
BIG JIM Washington	Mésozoïque	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-Opx-Pl±Hrnb. Webstérite, hornblendite, gabbro noritique, gabbro à hornblende, diorite, granodiorite	Kelemen et Ghiorso, 1986
BEAR MOUNTAIN Californie	Jurassique sup.	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-Pl±Hrnb±Opx 4 groupes de roches: (1) péridotite riche en clinopyroxène, dunite; gabbro à diorite± riche en hornblende; (3) diorite et monzo-diorite à deux pyroxène; (4) granodiorite et tonalite.	Snoke et al., 1981

MOUNT STUART Washington	Crétacé sup.	Ordre de Crist.: Ol-(Cpx+ Opx)-Hrnb-Pl Pyroxénite, hornblendite, gabbronoritique, diorite quartzique, granodiorite, granite	Erickson, 1977
KUVALOROG Kamchatka	Crétacé?	Ordre de Crist.: Ol-(Cpx+ Opx)-Hrnb-Pl Cortlandite, norite mélanocrate, gabbro noritique, norite. Minéralisation à Ni-Cu associée à cortlandite ou à norite (contact)	Grinenko et Mineyev, 1984

AUTRES COMPLEXES BASIQUES ASSOCIES AUX BATHOLITES MAIS SANS PERIDOTITE.

BAY OF MAINE	Paléozoïque	Gabbro à granite	Chapman, 1962
GUERNESEY	Cadomien	Gabbro à diorite, granodiorite, adamellite	Bishop et French, 1982
MASSIF GRANITIQUE DES BALLONS Vosges	Viséen	gabbro ± riche en amphibole (2 sub-séries ± hydratée); contamination	André et Bebien, 1983
FINGER BAY Alaska	33 Ma	Gabbro à monzodiorite	Mahlburg et al., 1983

OPHIOLITES

		La plupart, voire classification	Ohnenstetter, 1985
SHETLANDS	Calédonien	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-Opx-Pl	Pritchard et al., 1986
BALLANTRAE Ecosse	501 Ma	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-Pl-Opx harzburgite, wehrlite, clinopyroxénite, gabbro à olivine; concentrations de sulfures dans les harzburgites.	Stone et al., 1986
KORYAK Kamchatka	pré-Riphean	Ordre de Crist.: Ol-(Cpx+Opx)-Pl (péridotite de type alpin?), dunite, lherzolite à spinelle, wehrlite, webstérite, clinopyroxénite, éclogite, arièbite, hornblendite à grenat; présence d'alliage de Pt avec (ss Os, Ir, Ru) sulfures et arséniures tardifs.	Mochalov et Rudashevskiy, 1982
ACOJE Philippines	Crétacé	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-Opx-Pl PGE avec sulfures tardifs	Bacuta et al., 1988; Orberger et al., 1988
ALBANIE	Jurassique	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-(Opx-Pl)	Cina 1989, Ohnenstetter et al., 1991)

C. Classe à olivine - plagioclase

Trois classes ont été distinguées (Tab. III):
(1) La première est constituée d'intrusions plus ou moins volumineuses;
(2) la seconde , d'intrusions petites et multiples;
(3) la troisième, d'ophiolites et de la croûte océanique actuelle.

L'ordre de cristallisation, après le plagioclase, est assez constant pour tous ces massifs: l'orthopyroxène apparaissant tard au liquidus. La nature des cumulats est donc assez proche pour tous ces massifs. Toutefois, la texture peut en être largement différente selon les conditions de mise en place et la déformation.

Les complexes stratiformes sont relativement bien rubanés quoique peu nombreux (La Pérouse, Skaergaard) et la plupart sont mésozoïques.

La proportion de roches ultramafiques, dunites et péridotites plagifères est faible par rapport aux roches mafiques, que ce soit dans le Skaergaard, où la présence d'une zone cachée est suspectée "hidden zone", dans le volumineux complexe de la Pérouse, où dans les ophiolites de type I et II. Les gabbros supérieurs comprennent souvent des ferrogabbros et des ferrodiorites avec magnétites, ilménites et sulfures.

La plupart des intrusions sont associées à un volcanisme ou à un ensemble de dykes, dont la nature est caractéristique du magmatisme de rift ou des océans. En effet, les laves et les dykes sont composés de basaltes alcalins ou transitionnel, de basaltes continentaux (Karoo) et de basaltes médio-océaniques.

Tous ces basaltes sont souvent saturés en silice, et sont riches en alumine et en éléments incompatibles et/ou alcalins. La nature des magmas parentaux des complexes se rapproche bien souvent de la composition de ces basaltes qui proviendraient de la fusion d'une lherzolite peu appauvrie. Ceci est en accord avec la composition des minéraux des intrusions: les pyroxènes sont plus enrichis en fer et les plagioclases plus sodiques que dans les intrusions des classes précédentes.

Les complexes de la classe Ol-Pl présentent localement des horizons de chromite dans des dunites ou au contact de péridotites plus ou moins riches en plagioclase. Ces horizons sont souvent peu importants. Les chromites y sont riches en alumine et associées au plagioclase. Ainsi les gisements des ophiolites de type II, liés à ce magmatisme, sont réfractaires: Cuba, Phillipines, Oman (Ohnenstetter, 1985).

Les concentrations sulfurées disséminées à massives sont situées à la base des complexes dans les péridotites et les dunites. Des sulfures disséminés accompagnent également des ferrogabbros. Les concentrations de sulfures, situés à la base des complexes, sont souvent enrichis en cuivre.

Par exemple, le gisement de Waterfall George est zoné: la minéralisation sulfurée à la base s'enrichit vers le haut en cuivre (pyrrhotite à chalcopyrite). Dans le gisement de La Pérouse, de nombreuses veines tardives sont riches en cuivre et en cobalt. Enfin, dans le complexe de Rhum, les spinelles entourés de magnétite sont associés à des sulfures: pyrrhotite et pentlandite en inclusion ou interstitielles qui sont parfois accompagnées de phases riches en cuivre de basses températures et de métaux nobles (Au, Ag).

Les gisements de PGE signalés n'atteignent pas l'ampleur de ceux des complexes précédents. Les anomalies sont situées à la base des cumulats en association avec les chromites et les sulfures, ou vers le sommet. Dans ce dernier cas, par exemple à Skaergaard, les PGE sont concentrés dans la partie supérieure de la zone médiane "Middle zone". L'enrichissement en Au et Pd est nettement plus important que celui en Pt (Brooks, 1989).

Dans le massif de la Pérouse, les anomalies en PGE sont liées aux concentrations sulfurées. Les veines tardives sont enrichies soit en Pt, soit en Pd (Czamanske et al., 1981).

Dans les ophiolites de corse, des anomalies en PGE (Rh+Pt+Pd <200ppb) existent dans le manteau où elles sont associées à la présence de ferroplatine, de tellurures, de composés organométalliques.

Ces différents exemples témoignent que le fractionnement des PGE dans ces complexes peut être précoce par rapport à la lithostratigraphie. Les anomalies en PGE sont par ailleurs préférentiellement associées à des minéralisations cuprifères, souvent remobilisées.

Les magmas à l'origine de ces complexes seraient plus faibles en PGE que ceux des complexes de la première classe: le magma parental de Rhum aurait deux fois moins d'Ir que celui du Bushveld (Gijbels et al., 1976).

TABLEAU III : COMPLEXES BASIQUES - ULTRABASIQUES AVEC POUR ORDRE DE CRISTALLISATION OLIVINE - PLAGIOCLASE.

LOCALISATION	AGE	CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES	REFERENCES
		COMPLEXES STRATIFORMES EN FORME D'ENTONNOIR.	
LA PEROUSE Alaska	Tertiaire	Ordre de Crist.: Ol-Pl-Cpx-Opx(27x12km); cumulats de base: péridotite feldspathique troctolite, gabbro à olivine; sulfures ± disséminés (Brady glacier); gabbros rubanés: gabbros à olivine et gabbro noritique. Nombreux apports de magma; zone de bordure. (1,5 ppm de PGE). PGE dans cumulats de base (contact péridotite - péridotite feldspathique, chromite présente); PGE dans veines à sulfures riches en Pt ou Pd (1 à 2 ppm), Cu, Co	Czamanske et al., 1981; Loney et Himmelberg, 1983
SKAERGAARD Grønland	Tertiaire	Ordre de Crist.: Ol-Pl-Cpx-Opx Séries rubanées encadrées d'un groupe de bordure au toit et au bord; gabbro à olivine, gabbro, ferrogabbro et ferrodiorite, composition des minéraux assez évoluée; PGE partie sup. de la zone médiane (2m) Au: 3ppm; Pt: 2ppm; Pd: 0,2ppm.	Wager et Deer, 1939; Wager et Brown, 1968; Mc Birney, 1975; Cox et al., 1979; Brooks, 1989; Conrad et Naslund, 1989; McBirney, 1989; Hoover 1989
RHUM G.B.	Tertiaire	Ordre de Crist.: Ol-Pl-Cpx-Opx Plusieurs unités rubanées; péridotite, allivalite, troctolite, gabbro à olivine et sulfures (unité 11/12) associés à chromite (Al); riche en Cu (bornite, Cu natif).Présence de crescumulat. Magmatisme transitionnel à alcalin. Métasomatisme. Brèche. Autres massifs: Skye, Cuillin	Brown, 1956; Wadsworth, 1961; Dunham et Wadsworth, 1978; Palacz, 1984; Palacz et Tait, 1985; Kitchen, 1985; Dunham et Wilkinson, 1985; Butcher et al.,1985; Emeleus1987; Donalson, 1974, 1975, 1982; Henderson et Suddaby, 1971; Dunham, 1970; Gijbels et al., 1976;
INSIZWA Waterfall George Transkei	Karoo	Ordre de Crist.: Ol- (Pl- Cpx-Opx) Péridotite plagifère; troctolite, gabbronorite, diorite, monzonite; Minéralisation en Ni sulfuré à la base (pyrrhotite à chalcopyrite de bas en haut)	Lightfoot et al., 1984
KAPALAGULU		Ordre de Crist.: Ol- Pl-Opx-Cpx dunite, gabbro noritique à olivine, gabbro noritique	Wadsworth, 1963

POTATO RIVER Wisconsin, USA	1100 Ma	Ordre de Crist.: Ol- Pl-Opx-Cpx Olivine gabbro, picrite, troctolite,leucogabbro , Qz-leucogabbro, ferrogabbro.	Klewin, 1990
		PETITES INTRUSIONS MULTIPLES	
ABERDEENSHIRE Ecosse	460-480 Ma	Ordre de Crist.: Ol- Pl- Cpx-Opx4 parties: 1, dunite-troctolite; 2, gabbro différencié; 3, gabbro norite; 4, granite-diorite; Massif de Morven Cabrach (ferrogabbro; syénite); Portsoy (picrite, troctolite, norite, diorite, monzonite); (0,2ppm PGE); minéralisatio, sulfurées Ni et Cu	Clarke et Wadsworth, 1970; Weedon, 1970; Munro, 1970. Wadworth et al., 1966
BELHELVIE Ecosse	Paléozoïque	Ordre de Crist.: Ol- Pl- Cpx-Opx3 groupes: ultrabasique, troctolitique, gabbroïque (gabbro et gabbro noritique)	Wadsworth et al., 1966
		OPHIOLITES	
OPHIOLITES TYPE I, Corse, Alpes, Ligurides	Jurassique	Ordre de Crist.: Ol- Pl- Cpx-Opx zone des dunites et troctolite; zone des gabbros; zone des gabbros supérieurs (ferrogabbros et albitites).Anomalie en PGE dans le manteau. Paragenèse sous soufrée.	Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975; Beccaluva et al., 1977; Ohnenstetter, 1979; Serri 1981.
OPHIOLITES TYPE II- A Cuba, Philippines,Sud-Oman, Othris, Pinde	Jurassiue et Crétacé	Ordre de Crist.: Ol- Pl- (Cpx ou Opx) Gisements de chromite alumineuse	Ohnenstetter, 1985
OCEAN	180 Ma-actuel	Ordre de Crist.: Ol- Pl- Cpx-Opx	Miyashiro et al., 1970; Shibata, 1976; Shibata et Fox. 1975; Hodges et Papike, 1976; Helmstaedt et Allen, 1977; Hébert et al., 1983 Natland, 1991

D. Les complexes mafiques

Cette classe regroupe les complexes de tous âges dépourvus de péridotite. Il est toutefois difficile de présumer si ces gabbros constituent la partie supérieure d'un complexe plus vaste dont la partie ultramafique aurait été mise en place à plus grande profondeur. Toutefois, la nature des gabbros permet de distinguer les complexes noritiques des autres, en particulier de ceux qui sont très leucocrates, riches en plagioclase.

Les complexes noritiques: Sudbury, Norils'k sont souvent riches en gisement de nickel sulfuré auxquels sont associés des PGE. La minéralisation sulfurée a souvent été remobilisée, devenant plus cuprifère et plus palladifère.

Les complexes gabbroïques leucocrates peuvent représenter des équivalents de la classe 3 (complexe à olivine - plagioclase) dépourvus de niveau de péridotites basales et de la classe 2 (complexes associés aux batholites). Ils peuvent aussi appartenir à des complexes alcalins (Fongen -Hyllingen).

Des niveaux de chromite ou de magnétite peuvent exister dans les complexes mafiques (Wondiwong, Crystal Lake, Orissa). Les concentrations sulfurées sont peu fréquentes (Duluth). Elles sont cependant signalées en base de cycles (Wondiwong, Lake Owen, Duluth) ou en bordure de complexe (Duluth, Coldwell).

Les PGE sont trouvés en association avec ces différentes minéralisations:

(1) dans les niveaux de chromite (Wondiwong, Crystal Lake). A Wondiwong, les chromites et PGE sont localisés dans des niveaux noritiques;

(2) dans des niveaux enrichis en sulfures: Wondiwong où la norite est pegmatitique; Lake Owen;

(3) en bordure de l'intrusion : Coldwell.

Dans ce dernier cas, les minéralisations sont liées aux conditions de refroidissement et sont par ailleurs souvent contaminées et remobilisées. La minéralisation en PGE est alors enrichie en palladium et en cuivre, comme dans les complexes noritiques.

TABLEAU IV: COMPLEXES MAFIQUES.

LOCALISATION	AGE	CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES	REFERENCES
SUDBURY Ontario, Canada	1850 Ma	Ordre de crist.: Ol-Opx-Cpx-Pl Feuillet noritique avec la minéralisation du "Nickel Eruptive" Astroblème; contamination par le socle. Ultramafites en enclave dans le mineraiGenèse à partir de deux magmas.Minerai enrichi en Pd	Coleman, 1907; Bowen, 1925; Collins, 1934; Phemister, 1937; Rae, 1978; Scribbins et al., 1984; Naldrett et al., 1984; Naldrett et Hewins, 1984; Card et al., 1984; Duke et Naldrett, 1976
VORONEJ USSR	archéen	Ordre de crist.: Ol-Opx-Cpx-Pl? Quelques pyroxénites; troctolite, norite gisement de nickel sulfuré 1<Pd/Pt<3	Vojtkevic et al., 1969
NORYLS'K USSR	Permien	Ordre de crist.: Ol-Pl-Cpx-Opx Remobilisation. Minéralisation riche en Cu. Pd>Pt	Genkin et Evstigneeva, 1986; Duzhikov et al., 1992.
WONDIWONG Windimurra complex Australie	2800 Ma	Ordre de crist.: Ol-Pl-(Opx-Cpx) gabbronorite, anorthosite I, norite, anorthosite II, troctolite PGE dans norite (2 niveaux) avec chromite (8,2ppm) ou pegmatite de norite à sulfures disséminés (1,7ppm)	Parks et Hill, 1986
DUFEK Antartique	Jurassique	Ordre de Crist.: Pl-(Cpx-Opx)	Ford, 1970; Himmelberg et Ford, 1976
LAKE OWEN Wyoming	1720-1785 Ma	Odre de crist.: Ol-Pl? troctolite, gabbro à olvine, gabbronorite, ferrogabbronorite. 12 horizons sulfurés dont 4 avec PGE: en base de cycle (gabbro à olivine; avec des gabbros à mgt. et sulfures)	Loucks et Glasscock, 1989
DULUTH Minnesota	1100 Ma	Ordre de crist.: Ol-Pl-Cpx-Opx ≈ 40 intrusions: anorthosite, gabbro, ferrogabbro, troctolite. 5 intrusions avec amas sulfurés à la base gabbros à olivine et ilménite). Remobilisation des sulfures; contamination.	Mainwaring et Naldrett, 1977; Ripley, 1986; Mogessie et al., 1991
CRYSTAL LAKE	1100 Ma	Système de Duluth, Minéralisations sulfurées en bordure et au cœur avec les chromitites (gabbro à olivine et troctolite)	Mainwaring et Watkinson, 1981; Eckstrand et Cogulu, 1989

COLDWELL COMPLEX Ontario	1.1 Ga	Intrusion composite (3) riche en alcalins; PGE dans intrusion 1, en intrusion dans la bordure (Two Duck Lake) ou dans le centre 1 (Geordie Lake). Minéralisation associée riche en cuivre (≈2 ppm Pt+Pd).	Watkinson et al., 1983; Ohnenstetter et al., 1991; Watkinson et Ohnenstetter, 1992 Mulja et Mitchell, 1990,1991.
SHABOGAMO Labrador	1375 Ma	Ordre de Crist.: Ol-Pl-Cpx gabbro, anorthosite, intrusifs dans ceinture volcanique.	Brooks et al., 1981
ORISSA Inde	Précambrien	Ordre de Crist.: Ol-Pl-Cpx gabbro à olivine; gisement de chromite (15 x 20m)	Chakraborty et Mallik, 1971; Chakraborty et Chakraborty; 1973; Page et al., 1985
EAST BULL LAKE Ontario	aphébien	Ordre de Crist.: Ol-Pl-Cpx-Opx anorthosite, troctolite, gabbro à olivine, norite	James et Born, 1985
CUMBERLAND Rhode Island	630-370 Ma	Ordre de Crist.: Ol-Pl-Cpx mélatroctolite, anorthosite; mine de magnétite (mélatroctolite riche en magnétite)	Rutherford et Don Hermes, 1984
WICHITA Oklahoma	Cambrien	Ordre de Crist.: Ol-Pl-Cpx troctolite, gabbro anorthositique, gabbro à olivine	Scofield, 1975
ARTFJALLET Suède	Paléozoïque	Ordre de Crist.: Ol-Pl-Cpx-Opx 4 zones: base, inférieure, médiane, sup. picrite, troctolite, gabbros à olvine, norite	Otten et Senior, 1985
LILLE KUFJORD Norvège	Paléozoïque	Ordre de Crist.: Ol-Pl-Cpx	Robins, 1982
LONGWOOD Nouvelle Zélande	Permien-Jurassique	Odre de crist.: Ol-Pl-Cpx 32x12km; gabbro, gabbro à olivine, anorthosite, troctolite. 2 suites magmatiques possibles	Price et Sinton, 1978
FONGEN-HYLLINGEN Norvège	Calédonien	Ordre de Crist.: Ol-Pl-Cpx-Opx 170km2, 10km puissance; Gabbro-diorite; 4 stades de cristallisation: I, zone de bordure évoluée; II, gabbro; III,gabbro-diorite ferrogabbro; IV, diorite, syénite. Minéraux évolués; beaucoup d' apatite et de zircon (riche en alcalins). Cristallisation à partir d'un plancher incliné.	Wilson et Larsen, 1985; Wilson et Sorensen, 1986; Wilson et al., 1987
SEILAND Norvège	Paléozïque->500Ma	Ordre de Crist.: Ol-Cpx-Pl 3 zones: Cumulat, crescumulat, cumulats supérieurs	Robins, 1973
HONNINGSVÅG Norvège	Silurien sup.-Dévonien inf.	Ordre de Crist.: Ol-Pl-Cpx-Opx 5 intrusions	Robins et al.,1987
KLOKKEN Grønland	1166±3 Ma	Ordre de Crist.: Pl-Cpx-Ol-biot-FK Intrusion gabbro-syénite	Parsons et Becker, 1987

CARLINGFORD Irlande	Tertiaire	Ordre de Crist.: Ol-Pl-Cpx gabbros alcalins et gabbros contaminés (Pt=1,5ppm; Pd=1,5ppm).	Le Bas, 1967

II. NATURE DES MAGMAS PARENTS

Les variations dans l'ordre de cristallisation des minéraux peuvent être expliquées par de nombreux facteurs physico-chimiques. En considérant le volume respectif des différents types de cumulats dans les intrusions respectives, on peut apprécier la nature des magmas parents que reflète également l'ordre de cristallisation des minéraux.
Dans le tableau 2, la composition de différents magmas parentaux, sélectionnés en fonction de la nature des phases au liquidus dans les laves et dans les cumulats, est comparée.

L'ordre de cristallisation dans les ophiolites de Corse, les cumulats et les laves de la croûte océanique et dans les cumulats du Skaërgaard est: Ol-Pl-Cpx-Opx. Celui de Krapa et du Troodos (ophiolites de type II) est à clinopyroxène précoce (Ol-Cpx-Opx-Pl) tandis que celui d'Asprokambo, du Bushveld et des boninites est à orthopyroxène précoce (Ol-Opx-cpx-pl pour Asprokambo et les boninites; Ol-Opx-Pl-Cpx pour le Bushveld).

	Corse	Krapa	Aspro.	Troodos*	Boninite	Bush.	Skaergaard
		L2	L'4	4	C2	1	7
SiO2	48,49	50,66	54,37	52,40	54,19	55,70	48,08
TiO2	1,05	0,30	0,15	0,30	0,18	0,36	1,17
Al2O3	15,35	10,73	7,64	11,70	9,57	12,74	17,22
FeO*	6,33	7,39	8,01	8,40	8,40	8,78	9,63
MgO	11,44	14,41	15,35	15,80	12,79	12,44	8,62
CaO	7,96	9,27	9,19	10,70	8,54	6,96	11,38
Cr(ppm)	300			600		970	430
CaO/Al_2O_3	0,51	0,86	1,21	0,91	0,89	0,55	0,65
Ordre de Cristallisation (P< 7 Kbar)	Pl	Cpx	Opx	Cpx	Opx	Opx	Pl

Tab.V: Composition des magmas parentaux de différents complexes. La composition des magmas parentaux de Corse et du Vourinos [Krapa et Aspro. (Asprokampo)] est tirée de Ohnenstetter (1982). Les compositions des magmas parents ont été calculés pour être en équilibre avec une olivine à Fo_{90}. Celle d'Asprokambo a été calculée à partir d'une andésite basique. La teneur en Cr correspond à la moyenne des laves des ophiolites de type 1 (Marchal et Ohnenstetter, 1984). Le magma parent du Troodos est donné d'après Duncan et Green (1980) et Elthon (1979). La teneur en Cr est tirée de Ohnenstetter et al. (1990). La composition de la boninite est tirée de Komatsu (1980). Celles des magmas parentaux du Bushveld et de Skaergaard sont tirées de Davis et al. (1980).

Les magmas parentaux de Corse et du Skaërgaard montrent de nombreux points communs: teneur minimum en SiO_2 mais maximale en TiO_2 et Al_2O_3, ce qui reflète bien

l'enrichissement de ces magmas en éléments incompatibles, suite à un faible degré de fusion à partir d'une source peu appauvrie.

A l'opposé, la répartition des éléments majeurs dans les autres magmas parentaux et la boninite est assez voisine. Elle se caractérise, comparée à la Corse et au Skaergard, par une augmentation de SiO_2, de MgO et de Cr et une diminution de TiO_2 et Al_2O_3. Le caractère saturé du magma du Bushveld apparaît nettement puisque sa teneur en SiO_2 est comparable à celle des boninites et du magma parental d'Asprokambo, en accord avec la cristallisation précoce de l'orthopyroxène.

Toutefois, à degré de saturation égal, il est plus riche en TiO_2 et Al_2O_3 que les magmas d'Asprokambo, Vourinos et des boninites. Le rapport CaO/Al_2O_3 du Bushveld, quant à lui, est inférieur à ceux des deux autres magmas pré-cités, mais du même ordre que les magmas de Corse et du Skaergaard. Ceci rend compte de l'importance volumétrique de l'unité mafique dans le Bushveld, ainsi que de l'antériorité, ou tout du moins de la simultanéité, de l'apparition du plagioclase en phase cumulus par rapport au clinopyroxène. De même, comparées aux ophiolitiques et aux boninites, les phases accessoires, porteuses d'éléments incompatibles et/ou alcalins (potassium), sont relativement abondantes dans le Bushveld (mica, feldpath potassique, ilménite).

En conséquence, on peut supposer pour la genèse du magma du Bushveld une fusion hydratée importante (≈ 30%) à partir d'une source peu appauvrie, à la différence (1) des ophiolites de type II et des boninites, où la fusion hydratée s'est effectuée à partir d'un matériel appauvri, et (2) des ophiolites de type I ou du Skaërgaard, où la fusion sèche (≈20%) s'est produite à partir d'une source peu appauvrie.

Une fusion hydratée avec les coefficients de partage appropriés (Ohnenstetter et al., 1990) permet d'expliquer la teneur élevée en Cr des magmas.

III. PROCESSUS MAGMATIQUES OU ACTION DES FLUIDES? INCIDENCE SUR LA GENESE DES PGE.

Les anomalies en PGE ne sont pas restreintes aux seuls complexes basiques-ultrabasiques. En effet, on en connait dans des environements plus inattendus: schistes noirs (Kucha, 1982) et gisements d'uranium (Johan, 1989). Ces types de dépôt peuvent être expliqués par des processus sédimentaires et par des circulations hydrothermales qui témoignent de la solubilité des PGE dans des fluides à basses températures ainsi que de leurs propriétés catalytiques.

Nonobstant, il semble que la meilleure façon de trouver des anomalies de PGE, ainsi que des gisements de chromite et de sulfures de nickel, soit d'explorer des complexes basiques -ultrabasiques. En effet, le stock métal provient d'abord du manteau via les magmas.

Des questions peuvent se poser ensuite quant au transport et à la concentration des PGE dans les complexes. En réponse à ces questions, la classification proposée permet de dégager des généralités, quant à la position stratigraphique des gisements, ainsi qu'à leurs relations avec les autres minéralisations de chromite et de sulfures, qui permettent de mieux définir le rôle respectif des processus magmatiques et métasomatiques.

(1) Il ressort de l'état des lieux que les massifs des classes A et B (massifs à orthopyroxène ou à clinopyroxène précoce) sont enrichis en PGE et possèdent des gisements

souvent riches en Pt, tandis que les massifs de la classe C et les intrusions mafiques ont moins de gisements, mais sont plus enrichis en palladium.

On constate par ailleurs, que si tous les types de magmatisme sont représentés à toutes les époques, les complexes à orthopyroxène précoce dominent dans l'Archéen et le Protérozoïque, ceux à plagioclase précoce durant le Mésozoïque, tandis que les complexes à clinopyroxène précoce, mis en place dans des contextes tectoniques variés, sont plus uniformément répartis dans le temps.

(2) Il est difficile de dissocier l'histoire des PGE de celle des sulfures et des chromites car:

a) les PGM sont souvent associés aux chromites: inclusions de PGM dans les chromites des ophiolites, des complexes stratiformes et des complexes mafiques;

b) les PGM sont souvent associés aux concentrations de sulfures où ils sont localisés au cœur ou en bordure de l'amas;

c) les PGM non associés aux chromite ou aux gisements de sulfures témoignent de relations particulières avec des sulfures (<1%) que soulignent la chronologie des phases.

(3) Tous les massifs appartenant à une même classe ou à une même ceinture de roches basiques- ultrabasiques ne sont pas porteurs de gisement. Ceci peut se vérifier quelle que soit la nature de la minéralisation: PGE dans les complexes alaskéens, chromitites des ophiolites, concentrations sulfurées des sills précambriens.

(4) Dans un massif donné, la minéralisation de PGE est polygénétique. Plusieurs minéralisations peuvent exister dans la même intrusion. Toutefois leur richesse et leur expression minéralogique ainsi que leurs relations avec les minéralisations de chromite et de sulfures peuvent être différentes.

(5) La minéralisation des cumulats supérieurs du Skaergaard et dans une moindre mesure du Stillwater, des complexes mafiques, des cumulats de bordure et des gisements remobilisés ou tardifs (stade ultime de la minéralisation des complexes alaskéens par exemple) sont souvent palladifères et alors, plus ou moins riches en cuivre. Ainsi les minéralisations des complexes appartenant à des classes distinctes peuvent montrer des convergences.

Par exemple, les alliages de Pt et Fe, particulièrement abondants dans les placers des complexes alaskéens existent dans presque toutes les minéralisations des autres types de complexes: dans l'UG2 du Bushveld, les cumulats (Albanie) et le manteau (Corse) des ophiolites, les complexes rubanés déformés (Kamchatka), les complexes alaskéens, et dans les complexes mafiques (Noryls'k). Seules les variations cryptiques permettent de distinguer ces alliages issus des différents massifs, tout en précisant les conditions de températures de formation.

A l'opposé, il y a parfois plus de différence minéralogique et géochimique entre les minéralisations de PGE d'un même complexe.

A. ARGUMENTS EN FAVEUR DES PROCESSUS MAGMATIQUES

Dans le Bushveld, tout comme dans le Stillwater, le niveau porteur des PGE, qui se suit sur plusieurs centaines de mètres, est parallèle au rubanement lithologique, créé lors de processus dynamiques opérant dans la chambre magmatique. L'origine du niveau porteur serait peu différente de celle des autres roches litées adjacentes.

(1) La dernière décennie a été marquée par l'hypothèse de la double diffusion dans les chambres magmatiques. Appliquée aux lits de chromite et aux horizons platinifères, le développement de cette théorie a conduit à proposer des mélanges de magmas, entre un magma évolué stagnant dans la chambre et un magma parental peu évolué riche en Cr, pour provoquer la formation des gisements. En effet, les mélanges de magma peuvent conduire à des compositions telles, que soit le volume primaire des chromites est atteint et ces minéraux précipitent piègeant les PGE, soit la solubilité en soufre du magma a diminué, et une matte sulfurée apparaît enrichie en PGE.

A l'appui de cette hypothèse magmatique, on peut retenir que les gisements de PGE dans les cumulats sont associés à des silicates très magnésiens qui témoigneraient de l'arrivée d'un magma peu évolué dans la chambre.

(2)Les niveaux porteurs sont souvent situés à proximité d'un contact lithologique où apparaît ou disparaît une phase. Ces variations dans la séquence de cristallisation peuvent entrainer des modifications du régime thermique qui, à son tour, influe sur les propriétés du magma, entre autre sur la solubilité en soufre.

On sait que cette solubilité dépend de nombreux facteurs telles la composition du magma (activité en fer, en calcium et en silice), la température et la fugacité en oxygène (Haughton et al., 1974; Roeder, 1974; Doyle et Naldrett, 1986; Amossé et al., 1989).

Les variations de l'un de ces paramètres peuvent conduire à la formation d'une matte sulfurée immiscible donnant soit des sulfures massifs, soit des sulfures disséminés, inclus dans les silicates ou interstitiels. L'existence d'olivine appauvrie en nickel coexistant avec des sulfures est en accord avec la séparation d'un liquide sulfuré enrichi en métaux de base (Campbell, 1977). La réciproque est également vrai : les teneurs élevées en Ni des olivines indiqueraient l'absence de concentrations de sulfures.

(3) Le fractionnement des PGE en fonction de la différenciation magmatique est conforté par la nature des gisements de PGE. Ceux de la première triade semblent les plus précoces, les minéraux étant inclus dans les chromites, ceux enrichis en platine sont plus tardifs et les derniers gisements, les plus hauts dans la série, sont enrichis en Pd.

De même, les rapports Pt/Ir et Pd/Pt des roches silicatées augmentent lors de la différenciation. Dans le massif noritique de Voronezh, le rapport Pd/Pt augmente de 1 à 3 du bas vers le haut de la séquence (Bocharov et al., 1986).

(4) Les magmas sont plus ou moins enrichis en PGE selon leur composition qui résultent de la nature de la source et des conditions de la fusion.

B. ARGUMENTS EN FAVEUR DU ROLE JOUE PAR LES FLUIDES

Tout magma peut être en équilibre avec un fluide supercritique, enrichi en certains éléments, dont la composition évolue au cours du refroidissement. Le partage entre magma et fluide peut se compliquer avec l'apparition d'un deuxième liquide sulfuré susceptible de piéger les éléments nobles.

(1) Des fluides mantelliques (Johan et Lebel, 1978) ont été mis directement en évidence dans des gisements de chromite grâce à leur composition isotopique (Dunlop et Fouillac, 1976). Les fluides sont riches en H_2 principalement, CH_4 et N_2 (Khvostova et al., 1976).

(2) Les fluides sont responsables de l'enrichissement anormal en terres rares et en éléments incompatibles des minéralisations en PGE, de la présence de minéraux hydroxylés plus ou moins riches en chlore, et/ou enrichis en alcalins et de la présence de graphite. L'existence de fluides peut également expliquer donc certaines des variations cryptiques des silicates. Les fluides sont également responsables des processus d'oxydo-reduction. En particulier, l'oxydation du fer expliquerait l'augmentation du rapport Mg/(Mg+Fe) des minéraux ferro-magnésiensd dans les zones minéralisées. L'ouverture des fractures favorisée par une fortepression des fluides conduirait à une chute de pression responsable de la vaporisation du fluide et de sa migration extrèmement rapide accompagnée de la précipitation des PGM.

(3) La présence de pipes, sécants sur les cumulats formés antérieurement, qui dérivent de la transformation métasomatique des péridotites, témoignent de la présence d'une phase vapeur déstabilisant l'orthopyroxène au profit de l'olivine (Irvine, 1974; Dungan et Ave Lallemant, 1978; Raedeke et MacCallum, 1984). Ce processus semble avoir été particulièrement actif au voisinage de nombreuses minéralisations: dans les manteaux ophiolitiques à proximité des chromitites, dans les complexes alaskéens et dans le Bushveld non loin des gisements de PGE et de chromite.

(4) Tous les arguments précédents sur la dynamique de mise en place des magmas peuvent être également utilisés pour expliquer l'individualisation d'un fluide. On soulignera en particulier, les fluctuations de température et de composition des magmas liées au changement de la nature des phases au liquidus, la formation de brèches magmatiques, la circulation de magma, le piégeage de fluides sous un horizon imperméable ou dans une pile de cumulats rapidement cristallisés.

(5) La solubilité des PGE est plus importante dans les fluides, par exemple, des solutions chlorurées, que dans des magmas. Dans un gisement, les variations rapides, apparemment aléatoires, des rapports remarquables entre les PGE sont compatibles avec leur fractionnement dans des fluides plutôt que dans un magma. La zonation des PGE varierait en fonction du coefficient de partage solide/fluide, solide/vapeur plutôt que solide/liquide.

L'entrée des PGE dans les sulfures est facilitée sous conditions hydrothermales (Orlova et al., 1986). A des températures magmatiques, seule une solution solide de monosulfure peut piéger les PGE et autres métaux de base qui seront exsolvés lors du refroidissement.

(6) La chronologie des paragenèses à l'échelle d'un échantillon comme à celle d'un gisement témoigne de l'évolution de la composition chimique du système minéralisant. La

présence de PGM autour des sulfures de métaux de base n'est pas souvent liée aux exsolutions mais plutôt aux réactions des sulfures avec le fluide minéralisant porteur de métaux nobles.

Ainsi, si la richesse initiale en PGE peut être recherchée dans les magmas, la concentration finale en PGE dépend pour une large part des relations d'équilibre entre le magma silicaté et le fluide à hautes températures. Tout processus conduisant à l'enrichissement du fluide en éléments nobles et au piégeage de ce fluide dans une zone privilégiée conduira à la formation possible de gisements.

En ce qui concerne la prospection, on retiendra:

(1) la composition des magmas et donc l'ordre de cristallisation des minéraux dans les complexes lités;

(2) la morphologie de la paléochambre magmatique; la reconnaissance de zones de bordure et l'attitude générale des cumulats;

(3) le fractionnement des liquides et le découpage en grandes unités lithologiques (apparition et disparition des phases au liquidus, phénomènes de récurrences)

(4) la dynamique des magmas responsable de la texture des cumulats: importance des conditions de cristallisations à l'équilibre; présence de brèche, de crescumulats, de faciès pegmatitiques;

(5) la localisation des autres minéralisations de chromite et de sulfures et les relations entre enrichissement en PGE et distribution des sulfures et des métaux de base.

(6) l'activité en métalloïdes volatils.

BIBLIOGRAPHIE

AGNEW P.D. (1987) The petrology and geochemistry of the Tout and Owendale complexes, Fifield, N.S.W. B.Sc. Thesis, University of New South Wales, pp. 209
ALAPIETI T. (1982) The Koillismaa layered igneous complex, Finland- its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium. Bull. Geol. Surv. Finland, 319, pp. 116
ALAPIETI T.T., FILEN B.A., LAHTINEN J.J., LAVROV M.M., SMOLKIN V.F., VOITSEKHOVSJY S.N. (1990) Early proterozoic layered intrusions in the Northeastern part of the Fennoscandian shield. Mineral. Petrol., 42, 1-22
ALAPIETI T.T., LAHTINEN J.J (1986) Stratigraphy, petrology, and platinum-group element mineralization of the early Proterozoic Penikat layered intrusion, northern Finland. Econ. Geol., 81, 1126-1136
ALESKSEYV V.A., MEDVEDEVA L.S., RAFAL'SKIY R.P. (1984) Kinetics of the sulfur-water interaction at elevated temperature. Geochem. Inter., 21, 56-63
ALLAN W.C. (1970) The Morven-Cabrach basic intrusion. Scott. J. Geol., 6, 53-72
ALLEN C.R. (1975) The petrology of a portion of the Troodos plutonic complex, Cyprus. Ph D University of Cambridge, pp. 425
AMOSSE J., ALLIBERT M., FISCHER W., PIBOULE M. (1987) Etude de l'inflence des fugacités d'oxygène et de soufre sur la differenciation des platinoïdes dans les magmas ultramafiques. Résultats prélimiaires. C.R. Acad. Sci. Paris, 304, 1183-1185
ANDRE F., BEBIEN J. (1983) Minéralogie et pétrologie des cumulats gabbro-dioritiques situés en bordure septentrionale du massif des ballons (Vosges méridionales, France). Bull. Minéral., 106, 341-351
ANGELI N., CHOUDHURI A. (1985) Ultramafic complexes and associated mineral deposits in the Precambrian of Eastern Minas Gerais, Brazil. Mineral. Deposita., 20, 309-313
ANONYME (1971) Basaltic volcanism of the terresterial planets. Pergamon Press, pp. 1286
ANSEL C., DUNHAM M.A., ENG C. (1986) Mineral ressources on Rhum. In "Geology in the real world, the Kingsley Dunham volume " R.W. Nesbitt, I. Nichol eds., Inst. Min. Metall., 96-99
ASHLEY A.P.(1973) Petrogenesis of sulfide-bearing reaction zones of the Coolac ultramafic belt, New South Wales. Mineral. Deposita, 8, 370-378
ANTHONIOZ P.M., VIANA CORREA A. (1973) Essai d'interprétation des associations basiques et ultrabasiques polymétamorphiques précambriennes du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. C.R. Acad. Sci. Paris, Série D, 277, 1105-1108
AUGE Th. (1985) Chromitites et platinum-group minerals dans les complexes ophiolitiques. Thèse Doc. ès Sci. Univ. Orléans, pp. 270
AYUSO R.A., BENCE A.E. (Upper Jurassic tholeiitic basalts, DSDP Leg 11. J. Geophys. Res., 81, 4305-4325
BACUTA G.C., LIPIN B.R., GIBBS A.K., KAY R.W. (1988) Platinum-group element abundance in chromite deposits of the Acoje ophiolite block, Zambales ophiolitz complex, Philippines. In "Geo-Platinum 87" H.M. Prichard , P.J. Potts , J.F.W. Bowles and S.J. Cribb eds., Elsevier pub., 381-382
BADHAM J.P.N., MORTON R.D. (1976) Magnetiteapatite intrusions and calc-alkaline magmatism, Camsell River, N.W.T. Can. J. Earth Sci., 13, 348-35
BARBOT J. (1983) Le nickel dans les olivines et les spinelles des roches basiques et ultrabasiques. Thèse 3ème cycle, Univ. Bretagne Occ., pp. 225
BARD J.P. (1983) Metamorphism of an obducted island arc: example of the Kohistan sequence (Pakistan) in the Himalayan collided range. Earth Planet. Sci. Lett., 65, 133-144
BARNES C.G. (1983) Petrology and upward zonation of the Wooley Creek batholith, Klamath mountains, California. J. Petrol., 24, 495-537
BARNES S.J. (1989) Sulphide-segregation history of Tverrfjell portion of the Rana layered intrusion, Norway. In "Magmatic sulphide. The Zimbabwe volume" Prendergast M.D., Jones M.J. eds., Inst. Min. Metall., 107-116
BARNES S.J., McINTYRE J.R., NISBET B.W., WILLIAMS C.R. (1990) Platinum-group element mineralisation in the Munni-Munni complex, Western Australia. Mineral. Petrol., 42, 141-164
BARNES S.J., NALDRETT A.J. (1985) Geochemistry of the J-M (Howland) reef of the Stillwater complex; Minneapolis adit area. I. Sulfide chemistry abd sulfide-olivine equilibrium. Econ. Geol., 80, 709-729

BARRIE C.T., NALDRETT A.J. (1989) Geology and tectonic setting of the Montclam gabbroic complex and Cu-Ni deposit, Western Abitibi subprovince, Ontario, Canada. In "Magmatic sulphide. The Zimbabwe volume" Prendergast M.D., Jones M.J. eds., Inst. Min. Metall., 151-164

BEBIEN J. (1982) L'association ignée de Guevgueli (Macédoine Grecque) : Expression d'un magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale. Thèse Doctorat Sci. Nat. Univ. Nancy I, pp. 458

BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., PAUPY A. (1984) Two magmatic series with island arc affinities within the Vourinos ophiolite. Contrib. Mineral. Petrol., 85, 253-271

BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., VENTURELLI G. (1977) The trace element geochemistry of Corsican ophiolites. Contrib. Mineral. Petrol., 64, 11-31

BECHON F. (1982) Evolution spatio-temporelle du volcanisme de la zone d'Arakapas (Chypre). Thèse Doctorat 3ème cycle Univ. Nancy I, pp. 116

BEGIZOV V.D., BORISENKO L.F., USKOV Y.D. (1975) Sulfides and natural solid solutions of platinum metals from ultramafic rocks of the Gusevogorskiy pluton, Ural. Doklady Akad. Nauk SSSR, 225, 134-137

BENCE A.E., PAPIKE J.J., AYUSO R.A. (1975) Petrology of submarine basalts from the central Caribbean: DSDP Leg 15. J. Geophys. Res., 80, 4775-4804

BENEDICT P.C. (1965) Examination of two chromite specimens from Kondapalle, India. Econ. Geol., 60, 633-639

BETECHTIN A.G. (1961) Mikroskopische Untersuchungen an Platinerzen aus dem Ural. N.Jb. Miner. Abh., 97, 1-34

BEZIGOV V.D., BORISENKO L.F., USKOV Y.D. (1975) Sulfides and natural solid solutions of platinum metals from ultramafic rocks of the Gusevogorskiy pluton, Ural. Doklady Akad. Nauk. SSSR, 225, 134-137

BICHAN R. (1970) The evolution and structural setting of the Great Dyke, Rhodesia. In "African Magmatism and Tectonics" T.N. Clifford and I.N. Gass eds., Oliver and Boyd, 51-71

BIRCH G.J., BUCHANAN D.L. (1989) Controls on the distribution of nickel sulphide mineralization associated with the Madziwa mafic intrusion, Zimbabwe. In "Magmatic Sulphides-The Zimbabwe volume" M.D. Prendergast and M.J. Jones eds., Inst. Mining Metall., 71-80

BISHOP A.C., FRENCH W.J. (1982) Nature and origine of meladiorite in northern Guernesey, Channel Islands. Mineral. Mag., 46, 301-321

BOCHAROV V.L., PLAKENKO A.N., CHERNYSHOV N.M., ISAICHKIN A.A. (1986) Platinum and palladium distributions in nickeliferous intrusions in the Voronehz cristalline massif. Geochem. Intern., 23, 10-18

BOUDREAU A.E., McCALLUM I.S. (1986) Investigations of the Stillwater complex. III : The Picket Pin Pt/Pd deposit. Econ. Geol., 81, 1953-1975

BOWEN N.L. (1925) The amount of assimilation by the sudbury norite sheet. Geol. Lab. Carnegie Institution of Washington , 578, 825-829

BROOKS K. (1989) Major gold find in Greeland. Terra Nova, 1, 591-593

BROWN G.M.(1956) The layered Ultrabasic Rocks of Rhum, Inner Hebrides. Phil. Trans. R. Soc. London, B, 240, 1-53

BRÜGMANN G.E., NALDRETT A.J., MACDONALD A.J. (1989) Magma mixing and constitutional zone refining in the Lac des Iles complex, Ontario: genesis of platinum-group element mineralization. Econ. Geol., 84, 1557-1573

BRYAN W.B. (1974) Fe-Mg relationships in sector-zoned submarine basalt plagioclase. Earth Planet. Sci. Lett., 24, 154-165

BRYNARD H.J., De VILLIERS J.P.R., VILJOEN E.A. (1976) A mineralogical investigation of the Merensky reef at the Western Platinum Mine, near Marikana, South Africa. Econ. Geol., 71, 1299-1307

BUCHANAN D.L. (1988) Platinum group element exploration. In "Developments in economic geology", Elsevier pub., 26, pp. 185

BUCHANAN D.L., NOLAN J., VILJOEN E.A. (1980) Determination of silica activity in Bushveld rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 73, 311-319

BURREL M.H., McCONNELL R.G., McINNES W. (1918) The platinum situation in Canada. Geol. Surv. Canada Summary Report, part G, 1748, 1G-5G

BUTCHER A.R., YOUNG M.I., FAITHFULL J.W.(1985) Finger structures in the Rhum Complex. Geol. Mag., 122, 491- 502
CAMERON E.N. (1971) Problems of the eastern Bushveld Complex. Fortschr. Mineral., 48, 86-108
CAMERON E.N. (1976) The lower zone of the esatern Bushveld complex in the Olifants river trough. J. Petrol., 19, 437-462
CAMERON E.N. (1977) The lower zone of the Eastern Bushveld Complex in the Olifants River Trough. Min. Soc. Amer. Spec. Pap., 1, 93-107
CAMPBELL I.H. (1968) The origin of heteradcumulate and adcumulate textures in the Jimberlana norite. Geol. Mag., 105, 378-383
CAMPBELL I.H. (1975) Direct evidence of present-day serpentinization in the Jimberlana intrusion, Western Australia. Geol. Mag., 105, 378-383
CAMPBELL I.H. (1977) A study of macro-rythmic layering and cumulate processes in the Jimberlana intrusion, Western Australia. Part I: The upper layered series. J. Petrol., 18, 83-215
CAMPBELL I.H., NALDRETT A.J., BARNES S.J. (1983) A model for the origin of the platinum-rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater complexes. J. Petrol., 24, 133-165
CAMPBELL I.H., McCALL G.J.H., TYRWHITT D.S. (1970) The Jimberlana norite, Western Australia - a smaller analogue of the Great Dyke of Rhodesia. Geol. Mag., 107, 1-12
CARD K.D., GUPTA V.K., McGRATH P.H., GRANT F.S. (1984) The Sudbury structure: its regional geological and geophysical setting. In " The geology and ore deposdits of the Sudbury structure" E.G. Pye, A.J. Naldrett, P.E. Giblin eds., Ontario Geol. Surv., Spec. vol., 1, 25-43
CAWTHORN R.G. (1978) The petrology of the Tilting Harbour igneous complex, Fogo Island, Newfoundland. Can. J. Earth Sci., 15, 526-539
CAWTHORN R.G. (1982) An origin of small-scale fluctuations in pyroxene composition in the lower and critical zones of the Bushveld complex, South Africa. Chem. Geol., 36, 227-236
CAWTHORN R.G. (1983) Magma addition and possible decoupling of major-and trace-element behaviour in the Bushveld complex, South Africa. Chem. Geol., 39, 335-345
CAWTHORN R.G., MEYER P.S., KRUGER F.J. (1991) Major addition of magmaat the pyroxenite marker in the Western Bushveld Complex, South Africa. J. Petrol., 32, 739-763
CHAI G., NALDRETT A.J. (1992) The Jinchuan ultramafic intrusion: cumulate of a hig-Mg basaltic magma. J. Petrol., 277-303
CHAKRABORTY K.L. (1973) Some characters of the bedded chromite deposits of Kalrangi, Cuttack district, Orissa, India. Mineral. Deposita, 8, 73-80
CHAKRABORTY K.L., CHAKRABORTY T.L. (1974) Chromian amphibole from the chromite ores of Katpal, Dhenkanal district, Orissa, India. Mineral. Mag., 39, 725-727
CHAKRABORTY K.L., MALLIK A.K. (1971) Mineralogy, chemical characters and genesis of the chromite deposits of Moulhabanja aera, Dhenkanal district, Orissa. J. Geol. Soc. India, 12, 135-141
CHAMBERLAN J.A., McLEOD C.R., TRAILL R.J., LACHANCE G.R. (1965) Native metals in the Muskox intrusion. Can. J. Earth Sci., 2, 188-215
CHAPMANN C.A. (1962) Bay of Maine igneous complex. Geol. Soc. Amer. Bull., 73, 883-888
CHEVREMONT Ph., JOHAN Z. (1980-81) Complexe intrusif stratifié de Wadi Kamal - Wadi Murattiyah (Arabie Saoudite), son évolution magmatique et métallogénique. Bull. B.R.G.M., 2, 21-40
CHURCH W.R., RICCIO L. (1977) Fractionation trends in the Bay of Islands ophiolite complex. Can. J. Earth Sci.,14, 1156-1165
CHRISTOPHER J.H. (1984) The effect of pressure, temperature and composition on the distribution of Fe and Mg between olivine, orthopyroxene and liquid: an appraisal of the reversal in normal fractionation trend in the Bushveld Complex. Contrib. Mineral. Petrol., 86, 45-53
CINA A. (1989) Mineralization of platinum group elements in ophiolitic complexes of Albania. Buletini I Shkencave Gjeologjike, 4, 125-135 (en albanais)

CLAGUE D.A., BUNCH T.E. (1976) Formation of ferrobsalt in the East Pacific mid-oceanic spreading centers. J. Geophys. Res., 81, 4247-4256
CLARK A.L., GREENWOOD W.R. (1972) Geochemistry and distribution of platinum-group metals in mafic to ultramafic complexes of Southern and Southeastern Alaska. Geol. Surv. Prof. Pap., 800-C, C157-C160
CLARKE P.D., WADSWORTH W.J. (1970) The Insch layered intrusion. Scott. J. Geol., 6, 7-25
COLEMAN A.P. (1907) The Sudbury laccolithic sheet. J. Geol., 15, 759-782
COLEMAN R.G. (1977) Ophiolites, ancient oceanic lithosphere? Springer Verlag, pp.229
COLLINS W.H. (1934) Life-history of the Sudbury nickel irruptive: I. Petrogenesis. Trans. R. S. Canada, sect. IV, 27, 123-177
COLLINS W.H., FERS C., KINDLE E.D. (1935) Life-history of the Sudbury nickel irruptive: II. Intrusion and deformation. Trans. R. S. Canada, sect. IV, 28, 123-177
CONRAD M.E., NASLUND H.R. (1989) Modally-graded rhytmic layering in Skaergaard intrusion. J. Petrol., 30, 251-269
CONRAD W.K., KAY R.W. (1984) Ultramafic and mafic inclusions from Adak island: Cristallization history and implication for the nature of primary magma and crustal evolution in the Aleutian arc. J. Petrol., 25, 88-125
CONRAD W.K., KAY S.M., KAY R.W. (1983) Magma mixing in the Aleutian arc: Evidence from cognate inclusions and composite xenolithes. J. Volc. Geotherm. Res., 18, 279-295
COTTIN J.Y., LORAND J.P. (1990) Nouvelles données pétrologiques sur les massifs ultramafiques-mafiques de la région de Laouni (Hoggar central), Algérie. Bull. Soc. géol. France, 6, 525-536
COX K.G., BELL J.D., PANKHURST R.J. (1979) The interpretation of igneous rocks. Unwin Hyman pub., pp. 450
CZAMANSKE G.K., HAFFTY J., NABBS S.W. (1981) Pt, Pd and Rh analyses and benefication of mineralized mafic rocks from the La Perouse Layered gabbro, Alaska. Econ. Geol., 76, 2001-2011
DAVIES F.B. (1974) A layered basic complex in the Lewisian south of Loch Laxford, Sutherland. J. Geol. Soc. London, 130, 279-284
DAVIES G, CAWTHORN R.G., BARTON J.M. Jr., MORTON M. (1980) Parental magma to the Bushveld complex. Nature, 287, 33-35
De ALBUQUERQUE C.A.R. (1979) Origin of the plutonic mafic rocks of southern Nova Scotia. Geol. Soc. Amer. Bull., 90, 719-731
Den TEX E. (1979) A pre-variscan continental rift system. Kristalinikum, 14, 19-31
DESBOROUGH G.A., FINNEY J.J., LEONARD B.F. (1973) Mertieite, a new palladium mineral from Goodnews Bay, Alaska. Am. Mineral., 58, 1-10
DICK H.J.B., BULLEN T. (1984) Chromian spinel as a petrogeneticindicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. Contrib. Mineral. Petrol., 86, 54-76
DILLON-LEITCH H.C.H., WATKINSON D.H., COATS C.J.A. (1986) Distribution of platinum-group elements in the Donalson West deposit, Cape Smith belt, Québec. Econ. Geol., 81, 1147-1158
DOBROVOL'SKAYA MG, MALOV VS, VLADYKIN N.V. (1985) Platinum and palladium minerals in charoitic rocks. Doklady Acad. Sci. USSR, Earth Sci. Sect., 284, 438-442
DONALSON C.H. (1974) Olivine crystal types in harrisitic rocks in the Rhum pluton and in Archean spinifex rocks. Bull. Soc. Geol. Amer., 85, 1721-1726.
DONALSON C.H. (1975) Ultrabasic Breccias in layered intrusions: The Rhum Complex. J. Geol., 83, 33-45
DONALSON C.H. (1982) Origin of some of the Rhum harrisite by segregation of intercumulus liquid. Mineral. Mag., 45, 201-209
DUBOIS M. (1984) Plagiogranites et hydrothermalisme, une approche à partir des complexes ophiolitiques de Chypre et d'Oman. thèse Doctorat 3ème cycle Univ. Nancy I, pp. 139
DUKE J.M. (1986) The Dumont nickel deposit: a genetic model for disseminated magmatic sulphide deposits of komatiitic affinity. In "Metallogeny of basic and ultrabasic rocks" Gallagher M.J. et al. eds., Inst. Mining Metall., 151-160
DUKE J.M., NALDRETT A.J. (1976) Sulfide mineralogy of the main irruptive, Sudbury, Ontario. Can. Mineral.,14, 450-461

DUNCAN R.A., GREEN D.H. (1980) Role of miltistage melting formation of oceanic crust. Geology, 8, 22-26
DUNGAN M.A., AVE LALLEMANT H.G. (1977) Formation of small dunite bodies by metasomatic transformation of harzburgite in the Canyon Mountain Ophiolite, Northwest Oregon, Oregon. Dept. Geol. Min. Industr. Bull., 96, 109-128
DUNHAM A.C.(1970) The emplacement of the Tertiary igneous complex of Rhum.In "Mechanisms of Igneous Intrusions" G. Newwall and N. Rast eds., Geol. J., Spec. Pub., 2, 123-32
DUNHAM A.C., WADSWORTH W.J. (1985) Cryptic variation in the Rhum layered intrusion. Mineral. Mag., 22, 347-356
DUNHAM A.C., WILKINSON F.C.F (1985) Sulphide droplets and Unit 11/12 chromite band, Rhum: a mineralogical study. Geol. Mag., 122, 539- 548
DUNN T. (1986) An investigation of the oxygen isotope geochemistry of the Stillwater Complex. J. Petrol., 27, 987-997
DUPARC L., TIKONOVICH M.N. (1920) Le platine et les gîtes platinifères de l'Oural et du monde. Société Anonyme des Editions Sonor. Genève, pp. 542
DUPUIS C., DOSTAL J. LEBLANC M. (1981) Geochemistry of an ophiolitic complex from New Caledonia. Contrib. Mineral. Petrol., 76, 77-83
DUPUIS L., WHITEHEARD R.E.S., DAVIES J.F. (1982) Evidence for a genetic link between Sudbury breccias. Can. J. Earth Sci., 19, 1174-1184
DUZHIKOV O.A., DISTLER V.V., STRUNIN B.M., CHERMAN M.L., SLUZHENIKIN S.F. (1992) Copper-nickel sulfide ore-bearing formations. In "Geology and metallogeny of sulfide deposits Noril'sk region U.S.S.R." O.A. Duzhikov et al. eds. SEG, Spec. Pub., 1,61-147
ECONOMOU G. (1982) Contribution à l'étude pétrographique et géochimique du massif ophiolitique du Vermion septentrional (Macédoine, Grèce). Thèse Doctorat 3ème cycle Univ. Nancy I, pp. 297
ECONOMOU M.I. (1986) Platinum group elements in chromite and sulphide ores within the ultramafic zone of some Greek ophiolite complexes. In "Metallogeny of basic and ultrabasic rocks" Gallagher M.J. et al. eds., Inst. Min. Metall., 441-454
ELTHON D. (1979) High magnesia liquids as the parental magma for oceanic floor basalts. Nature, 278, 514-518
EMELEUS C.H. (1987) The Rhum layered complex, Inner Hebrides, Scotland. In "Origins of Igneous Layering" I. Parsons ed., NATO ASI Series, D. Reidel pub., 196, 263-286
EMSLIE R.F., MOORE J.M. Jr. (1961) Geological studies of the area between Lynn Lake and Fraser Lake. SE14- 64C, Granville Lake Division, 1-76
ENGELS J.P. (1972) The catazonal poly-metamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain), a structural and petrophabric study. Leidse Geol. Medel., 48, 83-133
ENGELS J.P., VOGEL D.E.(1966) Garnet reaction-rims between plagioclase and hypersthene in a metanorite from Cabo Ortegal (NW Spain). N. Jhb. Mineral. monat., 13-18
ENGLAND R.N., DAVIES H.L. (1973) Mineralogy of ultramafic cumulates and tectonites from Eastern Papua. earth Planet. Sci. Lett., 17, 416-425
ERIKSON E.H. Jr. (1977) Petrology and petrogenesis of the Mount Stuart batholith-plutonic equivalent of the high-alumina basalt association? Contrib. Mineral. Petrol., 60, 183-207
DUNCAN R.A., GREEN D.H. (1980) Role of miltistage melting deformation of oceanic crust. Geology, 8, 22-26
FEATHER C.E. (1976) Mineralogy of platinum-group minerals in the Witwatersrand, South Africa. Econ. Geol., 71, 1399-1428
FERRARIO A., GARUTI G., SIGHINOLFI G.P. (1982) Platinum and palladium in the Ivrea-Verbano basic complex, western Alps, Italy. Econ. Geol., 77, 1548-1555
FINDLAY D.C. (1969) Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex, southern British Columbia. Can. J. Sci., 6, 399-425
FISK M.R., BENCE A.E. (1979) Experimental studies of spinel crystallization in Famous basalt 527-1-1. EOS, 60, 420
FOMINYKH V.G., KHOSTOVA V.P. (1970) Platinum content of Ural dunite. Doklady Akad. Nauk SSSR, 191, 183-186

FORD A.B. (1970) Development of the layered series and capping granophyre of the Dufek intrusion of Antarctica. In "Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions." Visser D.J.L., von Grunewald eds, Geol. Soc. S. Africa, Spec. Pub., 1, 492-510

GALLON M.L. (1986) Structural re-interpretation of the Selebi Phikwe nickel-copper sulphide deposit. In "Metallogeny of basic and ultrabasic rocks" Gallagher M.J. et al. eds., Inst., 473-486

GARDNER P.M., ROBINS B. (1965) The olivine-plagioclase reaction: geological evidence from the Seiland petrographic province, northern Norway. Contrib. Mineral. Petrol., 44, 149-156

GARMANN L.B., BRUNFELT A.O., HEIER K.S. (1976) Scandium, chromium, iron, cobalt and nickel in some basic and ultrabasic rocks from west Norway. Chem.Geol., 18, 49-53

GAUTHIER A. (1984) La ceinture ophiolitique de Chalcidique (Grèce du Nord): Etude d'un cas de variations longitudinales, pétrographiques et structurales. Thèse 3ème cycle Univ. Nancy I, pp. 291

GENKIN A.D., EVSTIGNEEVA T.L. (1986) Associations of platinum-group minerals of the Noril'sk copper-nickel sulphide ores. Econ. Geol., 81, 1203-1212

GHISLER M. (1976) The geology, mineralogy and geochemistry of the pre-orogenic Archean stratiform chromite deposits at Fiskenaesst, west Greenland. Gebrüder Borntraeger Pub.

GIJBELS R., HENDERSON P., ZELS J. (1976) Geochemistry of some trace elements in mineral separates from Rhum, Inner Hebrides, with special emphasis on iridium. Econ. Geol., 71, 1364-1370

GIRARDI V.A., ULBRICH H.H.G.J. (1980) Origin and evolution of the Piên mafic-ultramafic complex, southern Brasil. J. Geol., 88, 1364-1370

GOODE A.D.T. (1976) Small scale primary cumulus igneous layering in the Kalka layered intrusion, Giles complex, central Australia. J. Petrol., 17, 251-269

GOODE A.D.T., MOORE A.C. (1975) High pressure crystallization of the Ewarara, Kalka and Gosse Pile intrusions, Giles complex, central Australia. Contrib. Mineral. Petrol., 51, 77-97

GRIENENKO L.N., MINEYEV S.D. (1984) Isotopic and geochemical data on the emplacement conditions for the Kuvalorog massif in Central Kamchatka and on the associated mineralization. Geochim. Intern., 10, 1491-1502

GREENBAUM D. (1972) The geology and evolution of the Troodos plutonic complex and associate chromite deposit. Ph. D. Univ. Cambridge, pp. 236

GREENBAUM D. (1977) The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. Econ. Geol., 1175-1193

GUILLON H.J. (1975) Les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie.Type d'appareil ultrabasique stratiforme de chaîne récente. Mém. ORSTOM, 76, pp. 120

GUST D.A., JOHNSON R.W. (1981) Amphibole-bearing inclusions from Boisa island, Papua New Guinea: Evaluation of the role of fractional crystallization in an andesitic volcano. J. Geol., 89, 219-231

HAGGERTY S.E. (1970) Opaque mineral oxides in terresterial igneous rocks. In "Oxide minerals" Douglas Ramble III ed., Rev. Mineral., 3, Hg101-Hg300

HAMILTON J.O.(1977) Sr isotopes and trace element studies of the Great Dyke and Bushveld mafic phase and their relation to early proterozoic magma genesis in Southern Africa. J. Petrol., 18, 24-52

HARALD SCHAFER A. (1974) Nachweiss und Anwendung von Gaskomplexen beim Chemischen Transport. Z. Anorg. All. Ch., 403, 116-126

HAUGHTON D.R., ROEDER P.L., SKINNER B.J. (1974) Solubility of sulfur in mafic magmas. Econ. Geol. 69, 451-467

HEBERT R., BIDEAU D., HEKINIAN R. (1983) Ultramafic and mafic rocks from the Garret transform fault near 13°30'S on the East Pacific Rise: igneous petrology. Earth Planet. Sci. Lett., 65, 107-125

HELMSTAEDT H., ALLEN.J.M. (1977) Metagabbronorite from DSDP hole 334: an example of high-temperature deformation and recrystallization near the Mid-Atlantic Ridge. Can. J. Earth Sci., , 886-898

HENDERSON P., SUDDABY P. (1971) Nature and origin of the chrome-spinel of Rhum. Contrib. Mineral. Petrol., 33, 21-31
HERD R.K., WINDLEY B.F., GHISLER M. (1969) The mode of occurence and genesis of saphirine-bearing and associated rocks of west Greenland. Geol. Survey of Greenland, 24, pp. 44
HERZ N. (1951) Petrology of the Baltimorte gabbro, Maryland. Geol. Soc. Amer. Bull., 62, 979-1016
HESS H.H. (1960) Stillwater igneous complex, Montana. Mem. Geol. Soc. Amer., 80, pp. 230
HIEMSTRA S.A. (1979) The role of collectors in the formation of the platinum deposits in the Bushveld complex. Can. Mineral., 17, 469-482
HIMMELBERG G.R., FORD A.B. (1976) Pyroxenes of the Dufek intrusion, Antarctica. J. Petol., 17, 219-243
HODGES N.F., PAPIKE J.J. (1976) DSDP Site 33: Magmatic cumulates from oceanic layer 3. J. Geophys. Res., 81, 4135-4151
HOOVER J.D. (1989) Petrology of the Marginal Border series of the Skaergaard Intrusion. J. Petrol., 30, 399-439
HOOVER J.D. (1989) The chilled gabbro and other contact rocks of the Skaergaard intrusion. J. Petrol., 30, 441-476
HUNTER D.R. (1976) Some enigmas of the Bushveld Complex.Econ. Geol., 71, 229-248
HYNES A., FRANCIS D. (1982) Komatiite basalts of the Cape Smith foldbelt, New Quebec, Canada . In "Komatiites" N.T. Arndt and E.G. Nesbitt eds., Allen and Unwin pub., 159-170
IRVINE T.N. (1970) Cristallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions.I. Olivine-pyroxene-plagioclaserelations. Geol. Soc. South Africa, Spec. Pub., 1, 441-476
IRVINE T.N. (1974) Petrology of the Duke Island ultramafic complex, Southearstern Alaska. Mem. Geol. Soc. Amer., 138, pp. 240
IRVINE T.N. (1975) Cristallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions: II. Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores. Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 911-1020
IRVINE T.N., SMITH C.H. (1967) The ultramafic rocks of the Muskox intrusion. In "Ultramafic and related rocks" P.J. Wyllie ed., J. Willey and Sons pub., 38-49
IRVINE T.N., SHARPE M.R. (1986) Magma mixing and the origin of stratiform oxide ore zones in the Bushveld and Stillwater complex. In "Metallogeny of basic and ultrabasic rocks" Gallagher M.J. et al. eds., Inst. Mining Metall., 183-198
ISHIWATARI A. (1985) Alpine ophiolites: products of low-degree mantle melting in a Mesozoic transcurrent rift zone. Earth Planet. Sci Lett., 76, 83-108
JACKSON E.D. (1961) Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 358, pp. 106
JAMES O. (1971) Origin and emplacement of the ultramafic rocks of the Emigrant Gap aera, California. J. Petrol., 12, 523-560
JAMES R.S., BORN P. (1985) Geology and geochemistry of the East Bull Lake intrusion, District of Algoma, Ontario. Can. J. Earth Sci., 22, 968-979
JAN M.Q., HOWIE R.A. (1981) The mineralogy and geochemistry of tmetamorphosed basic and ultrabasic rocks of the Jijal complex, Kohistan, NW Pakistan. J. Petrol., 22, 85-126
JOHAN Z. (1986) Chromite deposits in the Massif du Sud ophiolite, New Caledonia : genetic considerations. In "Chromites . Unesco' IGCP- 197 project Metallogeny of Ophiolites" W. Petraschek et al. eds., Theophrastus pub., 311-339
JOHAN Z. (1989) Merenskyite, $Pd(Te,Se)_2$, and the low- temperature selenide association from the Predborice uranium deposit, Czechoslovakia. N. Jb. Mineral. Mh., H4, 179-191
JOHAN Z., AUGE Th., COCHERIE A., JOHAN V., LE METOUR J., OHNENSTETTER M. (1988) Guides de prospection pour les gisements de platinoïdes. Etude de la zone d'Andriamena (Madagascar). Rapport BRGM 88 MDG 069 GIS. Contrat CEE N° MA1M-0008-F.
JOHAN Z., LE BEL L. (1978) Sur la genèse des couches et poches de chromites dans les complexes ophiolitiques. Résumé des principaux résultats scientifiques et techniques du Service Géologique National pour 1978. BRGM ed., 96-99.

JOHAN Z., OHNENSTETTER M., SLANSKY E., BARRON L.M., SUPPEL D. (1989) Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, New South Wales, Australia. Part 1. Platinum-group minerals in clinopyroxenites of the Kelvin Grove prospect, Owendale intrusion. Mineral. Petrol., 40, 289-309

JUTEAU Th. (1974) Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). thèse Doctorat Sci. Nat., Univ. Nancy I, pp. 692

KADIK A.A., LUKANIN O.A. (1984) Mantle outgasing during melting: the role of carbon in fluid production in regions of baslt magma formation. Geokhimya, 7, 985-996

KARPENSKOV A.M., YEVTIF'YEV V.M., SHISHKIN N.N. (1979) Relationships between precious metals in massive pyrrhotite ores. Geochem. Intern., 16, 98-104

KAY S.M., KAY R.W. (1985) Role of crystal cumulates and the oceanic crust in the formation of the lower crust in the Aleutian arc. Geology, 13, 461-464

KAY S.M., KAY R.W., BRUEKNER H.K., RUBENSTONE J.L. (1983) Tholeiitic Aleutian arc plutonism: The Finger bay pluton, Adak, Alaska. Contrib. Mineral. Petrol., 82, 99-116

KELEMEN P.B., GHIORSO M.S. (1986) Assimilation of peridotite in zoned calk-alkaline complexes: Evidence from the Big Jim complex, Washington Cascades. Contrib. Mineral. Petrol., 94, 12-28

KEMP J.F. (1902) The geological relations and distribution of platinum and associated minerals. U.S. Geol. Surv. Bull. 193

KERRICH R., FYFE W.S., BARNET R.L., WILLMONRE L.M. (1987) Corundum, Cr-muscovite rocks of O'Briens, Zimbabwe: the conjunction of hydrothermal desilisicification and LIL-element enrichment-geochemical and isotopic evidence. Contrib. Mineral. Petrol., 95, 481-498

KHOSTOVA V.P., GOLOVNYA S.V., CHERNYSHEVA N.V., BUKHANOVA A.I. (1976) Distribution of platinum group metals in chromite ores and ultramafic rocks of the Ray-Iz massif (Polar Urals). Geochem. Intern., 13, 373-377

KINLOCH E.D. (1982) Regional trends in the platinum-group mineralogy of the Critical Zone of the Bushveld complex, South Africa. Econ. Geol., 77, 1328-1347

KINGSTON G.A., EL-DOSUKY B.T. (1982) A contribution on the platinum-group mineralogy of the Merensky reef at the Rustenburg platinum mine. Econ. Geol., 77, 1367-1384

KITCHEN D.E. (1985) The parental magma of Rhum: evidence from alkaline segregations and veins in the peridotites from Salisbury's Dam. Geol. Mag., 122, 529-537

KLEMM D.D., KETTERER S., REICHHARDT F., STEINDL J., WEBER-DIEFENBACH K (1985) Implication of vertical and lateral compositional variations across the pyroxenite marker and its associated rocks in the upper part of the main zone in the eastern Bushveld complex. Econ. Geol., 80, 1007-1015

KLEWIN K. (1990) Petrology of the Proterozoic Potato River layered intrusion, Northern Wisconsin. J. Petrol., 31, 1115-1139

KOMATSU M. (1980) Clinoenstatite in volcanic rocks from the Bonin Islands. Contrib. Mineral. Petrol., 74, 329-338

KORNPROBST J., DELTEIL J. (1976) Existence d'un affleurement de websterite à spinelle d'origine mantellique dans le Trias d'une unité du Tell méridional, au voisinage de Mendes (Willaya de Tiaret, Algérie). C. R. Acad. Sci. Paris, 283, D, 1699-1702

KOULAKOVSKIY A.L. (1984) Platinum metals in rocks and ore of the Tayezhnoye, sskarn-magnetit deposit, Central Aldan. Geochem. Intern., 20, 60-63

KUCHA H. (1981) Precious metal alloys and organic matter in the Zechstein copper deposits, Poland.Tschermaks Mineral. Petr. Mitt., 28, 1-16

KUNZ G.F. (1918) Platinum with especial reference to Latin America. Washington Gov. Printing Off., 1-23

LEE C.A. TREDOUX M. (1986) Platinum-group element abundances in the Lower and the Lower Critical Zones of the Eastern Bushveld complex. Econ. Geol., 81, 1087-1095.

LE BAS M.J. (1967) The contamination of a gabbro by carboniferous limestone at Carlingford, Colorado. Mineral. Mag. 34, 292-302

LEGENDRE O. (1982) Minéralogie et géochimie des platinoïdes dans les chromitites ophiolitiques: Comparaison avec d'autres types de concentrations en platinoïdes. Thèse 3ème cycle Université P et M Curie, Paris VI, pp. 171

LEGENDRE O., AUGE T. (1986) Mineralogy of platinum- group mineral inclusions in chromitites from different ophiolitic complexes. In "Metallogeny of basic and ultrabasic rocks" Gallagher M.J. et al. eds., Inst. Mining Metall., 361-372

LETERRIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD D., MARCHAL M. (1981) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth Planet. Sci. Letters, 59, 139-154

LIGHTFOOT P.C., NALDRET A.J., HAWKESWORTH C.J. (1984) The geology and geochemistry of the Waterfall Gorge Section of the Insizwa complex with particular reference to the origin of the nickel sulfide deposits. Econ. Geol., 79, 1857-1879

LONEY R.A., HIMMELBERG G.R. (1983) Structure and petrology of the La Perouse gabbro intrusion, Fairweather Range, southeastern Alaska. J. Petrol., 24, 377- 423

LORAND J.P., COTTIN J.Y. (1987) A new natural occurence of zirconolite ($CaZrTiO_2O_7$) and baddeleyite (ZrO_2) in basic cumulates: the Laouni layered intrusion (Southern Hoggar, Algeria). Mineral. Mag., 51, 671-676

LORAND J.P., COTTIN J.Y. (1987) Na-Ti-Zr-H2O-rich mineral inclusions indicating postcumulus chrome-spinel dissolution and recrystallization in the western Laouni mafic intrision, Algeria. Contrib. mineral. Petrol., 97, 251-263

LORAND J.P., COTTIN J.Y. (1987) Ilménite et pseudobrookite (Kennedyite) magnésiennes dans les cumulats ultrabasiques de l'intrusion stratifiée occidentale de Laouni, Hoggar méridional (Algérie). Bull. Mineral.,110, 373-378

LOUCKS R.R., McCALLUM M.E. (1978) Platinum-group minerals in the New Rambler copper-nickel deposit, Wyoming: a preliminary report. In "Sulfosalts, platinum metal and ore minerals." Proc. of XI Gen. Meet. IMA, 200-218

MACDONALD A.J., BRUGMANN G.E., NALDRETT A.J. (1989) Preliminary results of investigations into magma mixing, fractionation and deuteric alteration during formation of PGE-rich Ni-Cu mineralization in the Lac des Iles gabbroic complex, Ontario, Canada. In "Magmatic Sulphides-The Zimbabwe volume" M.D. Prendergast and M.J. Jones eds., Inst. Mining Metall., 139-150

MACDONALD A.J., CHERRY M.E. (1988) The platinum group of elements in Ontario. Mines and Mineral Division Ontario Geol. Surv., Open File Report 5681, pp. 279

MACKENZIE G.C. (1920) Platinum ressources of the Tulameen District, British Columbia. Min. res. Comm. Canada Final Rept, Toronto, 147-154

MAC LAREN C.H., DE VILLIERS J.P.R. (1982) The platinum-group chemistry and mineralogy of upper group 2 chromitite layer of the Bushveld complex., Econ. Geol., 77, 1348-1366

MAHLBURG-KAY S., KAY R.W. (1985) Role of crustal cumulatesand theoceanic crust in the formation of the lower crust of the Aleutian arc. Geology, 13, 461-464

MAHLBURG-KAY S., KAY R.W., BRUECKNER H.K., RUBENSTONE J.L. (1983) Tholeiitic Aleutian arc plutonism: The Finger Bay pluton, Adak, Alaska. Contrib. Mineral. Petrol., 82, 99-116

MAINWARING P.R., NALDRETT A.J. (1977) Country-rock assimilation and the genesis of Cu-Ni sulfides in the Waterhen intrusion, duluth complex, Minnesota. Econ. Geol., 72, 1269-1284

MAINWARING P.R., WATKINSON D.H. (1981) Grant 46; origin of chromian spinel in the Crystal Lake intrusion, Pardee Township, Ontario, 180-186

MAKOVICKY M, MAKOVICKY E & ROSE-HANSEN J (1988): Experimental evidence on the formation and mineralogy of platinum and palladium ore deposits. In: Boissonnas J (editor): Mineral Deposits within the European Community. Springer-Verlag, Berling-Heidelberg, 303-317.

MALL A.P. (1973) Distribution of elements in coexisting ferromagnesian minerals from ultrabasics of Kondapalle and Gangineni, Andhra Pradesh, India. N. Jb. Mineral. Mh., 7/8, 323-336

MARCHAL M., OHNENSTETTER D. (1984) The OPHRA data bank. Ofioliti, 9, 633-676

MARTINEAU M.L. (1989) Empiricaly derived control on the Ni-Cu mineralization: a comparison between fertile and barren gabbros of the Duluth complex, Minnesota, USA. In "Magmatic Sulphides-The Zimbabwe volume" M.D. Prendergast and M.J. Jones eds., Inst. Mining Metall., 117-138

MAZZULO L., BENCE A.E. (1976) Abyssal tholeiites from DSDP Leg 34: The Nazca Plate. J. Geophys. Res., 81, 4327-4351
MAZZUCCHELLI M., SIENA F., GIRARDI V.A.V. (1983) Textural features and olivine fabrics as petrogenetic indicatorsin the Niquelandia complex of central Goias (Brazil). N. Jb. Mineral. Abh., 148, 50-57McBIRNEY A.R. (1989) The Skaergaard layered series: I. Structure and average compositions. J. Petrol., 30, 363-397
McBIRNEY A.R., NOYES R.M. (1979) Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion. J. Petrol., 20, 487-554
McCALLUM M.E., LOUCKS R.R., CARLSON R.R., COOLEY E.F., DOERGE T.A. (1976) Platinum metals associated with hydrothermal copper ores of the New Rambler Mine, Medicine Bow Mountain, Wyoming. Econ. Geol., 71, 1429-1450
McCALLUM M.E., RAEDECKE L.D., MATHEZ E.A. (1980) Investigations of the Stillwater complex: part I. Stratigraphy and structure of the banded zone. Amer. J. Sci., 280A, 59-87
MENOT R.P., SAUTER V. (1984) Les éclogites de la chîne pan-africaine, en bordure du craton Ouest-Africain., 10ème RAST, Bordeaux, 391
MENOT R.P., SEDDOH K.F. (1980/1981) Le massif basique stratifié précambrien de Djabatorre-Soutouboua (Région centrale du Togo, Afrique de l'Ouest) Pétrographie et évolution métamorphique. Bull. B.R.G.M., 4, 319-337
MILLER F.S. (1937) Petrology of the San Marcos gabbro, southern California. Geol. Soc . Am. Bull., 48, 1397-1426
MOCHALOV A.G., RUDASHEVSKIY N.S. (1984) New type of platinum-metal mineralization. Doklady Akad. Nauk SSSR, 267, 162- 165
MOGESSIE A., STUMPFL E.F., WEIBLEN P.W. (1991) The role of fluids in the formation of platinum-group minerals, Duluth Complex, Minnesota: mineralogic, textural and chemical evidence. Econ. Geol., 86, 1506-1518
MOORE A.C., QVALE H. (1977) Three varieties of alpine type ultramafic rocks in the norwegian Caledonides and basal gneiss complex. Lithos, 10, 149-161
MUKHERJEE S. (1969) Clot textures developed in the chromitite of Nausahi, Keonjhar district, Orissa, India. Econ. Geol., 64, 329-337
MULLAN H.S., RUSSEL M.A. (1977) The basic rock series in batholithic association. Geol. Mag., 114, 265-280
MULJA T., MITCHELL R.H. (1990) Platinum-group minerals and tellurides from the Geordie Lake intrusion, Coldwell complex, northwestern Ontario., Can. Mineral., 28, 489-501
MULJA T., MITCHELL R.H. (1990) The Geordie Lake intrusion, Coldwell complex, Ontario: a palladium- and tellurium-rich disseminated sulfide occurrence derived from n evolved tholeiitic magma. Econ. Geol.,86, 1050-1069
MUNRO M. (1970) A re-assessment of the 'younger' basic igneous rocks between Huntly and Portsoy based on new borehole evidence. Scott. J., 6, 41-52
MURRAY C.G. (1972) Zoned ultramafic complexes of the alaskan type: Feeder pipes of andesitic volcanoes. Mem. Geol. Soc. Amer., 132, 313- 335
MIYASHIRO A., SHIDO F., EWING M. (1969) Crystallization and origin of abyssal tholeiite and gabbros from mid-ocean ridges. Earth Planet. Sci. Lett., 7, 361-365
NALDRETT A.J. (1981) Nickel sulfide deposits: classification, composition and genesis. Econ. Geol., 75th anniversary vol., 628-685
NALDRETT A.J. (1989) Magmatic Sulfide Deposit. In "Oxford Monographs on Geology and Geophysics", 14,pp. 186
NALDRETT A.J., BRAY J.G., GASPARRINI E.L., PODOLOSKY T., RUCKLIDGE J.C. (1970) Cryptic variation and the petrology of the Sudbury nickel irruptive. Econ. Geol., 65, 122-155
NALDRETT A.J., HEWINS R.H. (1984) The main mass of the Sudbury igneous complex. In " The geology and ore deposdits of the Sudbury structure" E.G. Pye, A.J. Naldrett, P.E. Giblin eds., Ontario Geol. Surv., Spec. vol., 1, 235-251
NALDRETT A.J., HEWINS R.H., DRESSLER B.O., RAO B.V. (1984) The contact Sublayer of the Sudbury igneous complex. In " The geology and ore deposdits of the Sudbury structure" E.G. Pye, A.J. Naldrett, P.E. Giblin eds., Ontario Geol. Surv., Spec. vol., 1, 253-274

NATLAND J. (1991) Mineralogy and crystallization of oceanic basalts. In"Oceanic Basalts" P.A. Floyd ed., Blackie pub., 63-93
NOBLE J.A., TAYLOR H.P. (1960) Correlation of the ultramafic complexes southeastern Alaska with those of other parts of North America and the World. 21st Int. Geol. Congress, Copenhagen, sect. 13, 188-197
NOGREHEYAN M.K. (1982) Evolution géochimique, minéralogique et structurale d'un édifice ophiolitique singulier: le massif de Sabzevar (partie Ccentrale), NE de l'Iran. Thèse Doc. ès Sciences Nat. Univ. Nancy I, pp 239
OHNENSTETTER D. (1990) Minéralisations associées aux complexes mafiques - ultramafiques en domaine océanique et continental. Thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles, Université de Nancy I, pp. 637
OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1975) Le puzzle ophiolitique Corse. Un bel exemple de paléo-dorsale océanique. Thèses de Doctorat de 3ème cycle, Université de Nancy I, pp. 418
OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., PAUPY A., ROCCI G. (1979) La diversité des ophiolites. Importance de la nature du fractionnement et conséquences métallogéniques. Mém. BRGM, 97, 47-61
OHNENSTETTER D., WATKINSON D.H., DAHL R. (1991) Zoned hollingworthite from the Two Duck Lake intrusion, Coldwell complex, Ontario. Amer. Mineral., 76, 1694-1700
OHNENSTETTER D., WATKINSON D.H., JONES P.C., TALKINGTON R. (1986) Cryptic compositional variation in laurite and enclosing chromite from the Bird River sill, Manitoba. Econ. Geol., 81, 1159-1168
OHNENSTETTER M. (1982) Importance de la nature et du rôle des discontinuités au sein des ophiolites lors du développement d'un orogène. Thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles, Université de Nancy I, pp. 590
OHNENSTETTER M. (1985) Classification pétrographique et structurale des ophiolites, echo de la dynamique des zones de transition croûte-manteau. Incidence sur la nature et la disposition des corps de chromite associés. C.R. Acad. Sci. Paris, 301, 1413-1418
OHNENSTETTER M., BECHON F., OHNENSTETTER D. (1990) Geochemistry and mineralogy of lavas from the Arakapas fault belt, Cyprus: consequences for magma chamber evolution. Mineral. Petrol., 41, 105-124
OHNENSTETTER M., KARAJ N., NEZIRAJ A., JOHAN Z. et CINA A. (1991) Les différents types de minéralisation en PGE des massifs ophiolitiques de Tropoja et de Bulqiza, Albanie: vers une reconnaissance du potentiel platinifère des ophiolites. C. R. Acad. Sci., Paris, 313, 201-208
OHNENSTETTER M., ROSSI P. (1985) Reconstitution d'une paléochambre magmatique exceptionnelle dans le complexe basique-ultrabasique du Tenda, Corse hercynienne. C.R. Acad. Sci. Paris, 300, 853-858
OHNENSTETTER M., ROSSI P. (1987) Signification des complexes basiques-ultrabasiques associés aux granitoïdes dans l'évolution de la chaîne varisque du sud de l'Europe. Bull. Soc. Géol. Fr., 3, 801-810
ONUKI H. (1963) Petrology of the Hayachine ultramafic complex in the Kitakami Mountainland, Northern Japan. Tohoku Univ. Rept, 8, 241-295
ONUKI H. (1965) Petrolchemical research on the Horoman and Miyamori ultramafic intrusives, Northern Japan. Tohoku Univ. Rept, 9, 217-277
OOSTERBOM M.G. (1963) The ultramafites and layered gabbro sequences. Leidse Geol. Med., 28, 177-296
ORBERGER B., FRIEDRICH G., WOERMANN E. (1987) Platinum-group-element mineralization in the ultramafic sequence of the Acoje ophiolite block, Zambales, Philippines. In "Geoplatinum 87" Pritchard H.M;, Potts P.J., Bowles J.F.W., Cribb S.J. eds., Elsevier Appl. Sci., 361-380
ORLOVA G.P., RYABCHIKOV I.D., DISTLER V.V., GLADYSHEV G.D. (1987) Platinum migration in fluids during the formation of magmatic sulphides. Intern. Geol. Review, 29, 360-362
OTTEN M.T., SENIOR A. (1985) Mineral chemistry and cristallisation of the Artfjället gabbro and dolerites (Central Swedish Caledonides). Lithos, 18, 295-310
PAGE N.J. (1977) Stillwater Complex, Montana: Rock succession, metamorphism and structure of the complex and adjacent rocks. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 999, pp 79

PAGE N.J., BANERJI P.K., HAFFTY J. (1985) Characterization of the Sukinda and Nausaki ultramafic complexes, Orissa, India. Platinum group element geochemistry. Precambrian Res., 30, 27-41
PAGE N.J., BERG H.C., HAFFTY J. (1977) Platinum, palladium and rhodium in volcanic and plutonic rocks from the Gravina-Nutzotin belt, Alaska. J. Research U.S. Geol. Survey, 5, 629-636
PAGE N.J., ROWE J.J., HAFFTY J. (1972) Platinum metals lateral variations of platinum, palladium and rhodium in the Stillwater complex, Montana. Econ. Geol., 67, 915-923
PAKTUNK A.D. (1984) Petrogenesis of mafic and ultramafic rocks of the Thompson nickel belt, Manitoba. Contrib. Mineral. Petrol., 88, 348-353
PALACZ Z.A. (1984) Isotopic and geochemical evidence for the evolution of a cyclic unit in the Rhum intrusion, north-west Scotland. Nature, 307, 618-620
PALACZ Z.A., TAIT S.R. (1985)Isotopic and geochemical investigation of unit 10 from the Eastern Layered Series of the Rhum intrusion, Northwest Scotland. Geol. Mag.,122, 485-490
PAPIKE J.J., CAMERON K.L., BALDWIN K.R. (1974) Amphiboles and pyroxenes/ characterizations of other than quadrilateral components and estimate of ferric iron from microprobe data. Geol. Soc. Amer. Prograws with Abstraxt, 6, 1053-1054
PAPUNEN H. (1989) Platinum-group elements in metamorphosed Ni-Cu deposits in Finland. In "Magmatic Sulphides-The Zimbabwe volume" M.D. Prendergast and M.J. Jones eds., Inst. Mining Metall., 165-176
PARKS J., HILL R.E.T. (1986) Phase compositions and cryptic variation in a 2.2 km section of the Windimurra layered gabbroic intrusion, Yilgarn block, Western Australia - a comparison with the Stillwater complex. Econ. Geol., 81, 1196-1202
PARSONS I., BECKER S.M. (1987) Layering, compaction and post-magmatic processes in the Klokken intrusion. In "Origins of Igneous Layering" I. Parsons ed., NATO ASI Series, D. Reidel pub., 196, 29-92
PEARCE J.A., CANN J.R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Letters, 19, 290-300
PEIVE A.V. (1969) Ocean crust of the geological crust. Geotectonics, 4, 5-23 (en russe)
PHEMISTER T.C. (1937) A review of the problems of the Sudbury irruptive. J. Geol., 45, 1-47
POWER-FARDY D. (1986) Platinum Group Element occurences in Papua New Guinea. Geol. Survey of Papua New Guinea Rept, 86/25, pp. 39
PRENDERGAST M.D., KEAYS R.R. (1989) Control of platinum-group element mineralization and the origin of the PGE-rich Main Sulphide Zone in the Wedza Subchamber Orchestra of the Great Dyke, Zimbabwe. In "Magmatic Sulphides-The Zimbabwe volume" M.D. Prendergast and M.J. Jones eds., Inst. Mining Metall., 43-70
PRENDERGAST M.D., WILSON A.H. (1989) The Great Dyke of Zimbabwe-II: mineralization and mineral deposits. In "Magmatic Sulphides-The Zimbabwe volume" M.D. Prendergast and M.J. Jones eds., Inst. Mining Metall.,. 21-42
PRICE R.C., SINTON J.M. (1978) Geochemical variations in a suite of granitoids and gabbros from Southland, New Zeland. Contrib. Mineral. Petrol., 67, 267-278
PRICHARD H.M., NEARY C.R., POTTS P.J. (1986) Platinum group minerals in the Shetland ophiolite. In "Metallogeny of basic and ultrabasic rocks" Gallagher M.J. et al. eds., Inst. Mining Metall., 395-414
PRICHARD H.M., POTTS P.J., NEARY C.R., LORD R.A., WARD G.R. (1987) Development of techniques for the determination of platinum-group elements in ultramafic rock complexes of potential economic significance: mineralogical studies. Rapport EEC, Raw Material Program, pp 162
RAEDEKE L.D., McCALLUM I.S. (1984) Investigation in the Stillwater Complex: Part II. Petrology and petrogenesis of the ultratamafic series. J. Petrol., 25, 395-420
RAE D.R. (1975) Inclusions in the Sublayer from Strathcona mine, Sudbury and their Significance. M.SC. Thesis, University of Toronto
RAGAN D.M. (1963) Emplacement of the Twin Sister dunite, Washington. Am. J. Sci., 261, 549-565
RAGAN D.M. (1967) The Twin Sisters dunite, Washington. In "Ultramafic and related rocks" P.J. Wyllie ed., J. Willey and Sons pub., 160-167

REMOND S. (1986) Diversité des cumulats ophiolitiques du massif de Limassol forest (Chypre). Thèse 3ème cycle Univ. Nancy I, 299p.
RIPLEY E.M.(1986) Applications of stable isotope studies to problems of magmatic sulfide ore genesis with speciam reference to the Duluth complex, Minnesota. In "Geology and Metallogeny of copper deposits." G.H. Friedrich, A.D. Genkin, A.J. Naldrett, J.D. Ridge, R.H. Sillitoe, and F.M. Vokes eds., Soc. Geol. applied Ore Deposits, Spec. Pub., 4, 25-42
RIPLEY E.M., RAO, B.V., BERKLEY J.L. (1982) Mineralogical and chemical variations within layered sills of the Deer Lake complex, Minnesota. Mineral. Deposita, 80, 230-239
ROBINS B. (1972) Crescumulate layering in a gabbroic body on Seiland, northern Norway. Geol. Mag., 109, 533-542
ROBINS B. (1972) Crescumulate layering in a gabbroic body on Seiland, northern Norway. geol. Mag., 109, 533-542
ROBINS B. (1982) Finger structures in the Lille Kufjord layered intrusion, Finnmark, Northern Norway. Contrib. Mineral. Petrol., 81, 290-295
ROBINS B., HAUKVIK L., JANSEN S. (1987) The organization and internal structure of cyclic units in the Honningsvag intrusive suite, North Norway: implications for intrusive mechanisms, double-diffusive convection and pore-magma infiltration. In "Origins of Igneous Layering" I. Parsons ed., NATO ASI Series, D. Reidel pub., 196, 287-312
ROCCI G., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1975) La dualité des ophiolites téthysiennes. Pétrologie, 1, 172-174
ROEDER P.L.(1974) Activity of iron and olivine solubility in basaltic liquids. Earth Planet. Sci. Lett., 23, 397-410
ROSENBLUM S., CARLSON R.R., NISHI J.M., OVERSTREET W.C. (1986) Platinum-group elements in magnetic concentrates form the Goodnews Bay District, Alaska. U.S. Geol. Survey Bull., 1660
ROTHSTEIN A.T.V. (1957) The Dawros peridotite, Connemara. Quat. Jl. geol. Soc. London, 113, 1-25
ROTHSTEIN A.T.V. (1972) Spinels from the Dawros peridotite, Connemara, Ireland. Min. Mag., 38, 957-960
RUCKMICK J.C., NOBLE J.A. (1959) Origin of the ultramafic complex at the Union Bay, southeastern Alaska. Geol. Soc. Amer. Bull., 70, 981-1018
RUTHERFORD M.J., HERMES O.D. (1984) Melatroctolite-anorthositic gabbro complex, Cumberland, Rhode Island; Petrology, Origin, and regional setting. Geol. Soc. Amer. Bull., 95, 844-854
RUTTAN G.D. (1955) Geology of Lynn Lake. Can. Min. Met. Bull., 48, 339-348
SCOATES R.F.J., ECKSTRAND O.R. (1986) Platinum-group elements in the upper central zone of the Fox river sill, Northeastern Manitoba. Econ. Geol., 81, 1137-1146
SCOATES R.F.J., ECKSTRAND O.R., CABRI L.J. (1986) Interelementcorrelation, stratigraphic variationand distribution of PGE in the ultramafic series of the Bird river sill, Canada.In "Geo-Platinum 87" H.M. Prichard , P.J. Potts , J.F.W. Bowles and S.J. Cribb eds., Elsevier pub., 239-249
SCOFIELD N. (1975) Layered series of the Wichita complex, Oklahoma. Geol. Soc. Amer. Bull., 86, 732-736
SCEBBINS B.T. , RAE D.R., NALDRETT A.J. (1984) Mafic and ultramafic inclusions in the sublayer of the Sudbury igneous complex. Canad. Mineral., 22, 67-75
SERRI G. (1981) The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. Earth Planet. Sci. Lett., 52, 203-212
SHARPE M. (1982) Noble metals in the margin rocks of the Bushveld complex. Econ. Geol., 77, 1286-1295
SHIBATA T. (1976) Phenocryst-bulk rock composition relations of abyssal tholeiites and their petrogenetic significance. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 1407-1417
SHIBATA T., FOX P.J. (1975) Fractionation of abyssal tholeiites: samples from the Oceanographer Fracture Zone. Earth Planet. Sci. Lett., 27, 62-72
SHILOBREYEVA S.N., KADIK A.A., LUKANIN O.A. (1983) Outgassing of ocean-floor magma as a reflection on volatile conditions in the magma generation region. Geochem. Intern., 20, 27-43

SIDER H., OHNENSTETTER M. (1986) Field and petrological evidence for the development of an ensialitic marginal bassin related to the Hercynian orogeny in the Massif Central, France. Geol. Rundschau, 75, 421-443

SMITH C.H., KAPP H.E. (1963) The Muskox intrusion, a recently discovered layered intrusion in the Coppermine area, Northwestern Territories, Canada. Min. Soc. Amer. Spec. Pap., 1, 30-35

SMITH T.E., HUANG C.H., WALAWENDER M.J., CHEUNG P., WHEELER C. (1983) The gabbroic rocks of the peninsular ranges batholith, southern California: Cumulate rocks associated with calc-alkaline basalts and andesites. J. Volc. Geotherm. Res., 18, 249-278

SMITH C.H., KAPP H.E. (1963) The Muskox intrusion, a recently discovered layered intrusion in the Coppermine River Area, Northwestern Territories, Canada. Mineral. Soc. Amer., Spec. Paper, 1, 30-35

SNOKE A., SHARP W.D., WRIGHT J.E., SALEEBY J.B. (1982) Significance of mid-mezozoic peridotitic to dioritic intrusive complexes, Klamath mountains-western Sierra Nevada, California. Geology, 10, 160-166

SNOKE A.W., QUICK J.E., BOWMAN H. (1981) Bear mountain igneous complex, Klamath mountains, California: an ultrabasic to silicic calc-alkaline suite. J. Petrol., 22, 501-552

SNOKE A.W., SHARP W.D., WRIGHT J.E., SALEEBY J.B. (1982) Significance of mid-mezozoic peridotitic to dioritic intrusive complexes, Klamath moutains, Western Sierra Nevada, California. Geology, 10, 160-166

STERMASI S., CINA A., HALLACI H., JAHJA B., LENA Q., ALIA S., COLLAKU F. (1989) The distribution of the chromitic mineralization in the Bulqiza ultrabasic massif. Structural features of ore deposits. National Scientific Conf. on Ore Deposits, Tirana, Albanie, 9-10

ST LOUIS, R. W. NESBITT B.E., MORTON R.D. (1986) Geochemistry of platinum-group elements in the Tulameen ultramafic complex, southern British Columbia. Econ. Geol., 81, 961-973

STONE P., GUNN A.G., COATS J.S., CARRUTHERS R.M. (1986) Mineral exploration in the Ballantrae complex, southwest Scotland. In "Metallogeny of basic and ultrabasic rocks" Gallagher M.J. et al. eds., Inst. Mining Metall., 265-278

STUMPFL E.F. (1986) Distribution, transport and concentration of platinum-group elements. In "Metallogeny of basic and ultrabasic rocks" Gallagher M.J. et al. eds., Inst. Mining Metall., 377-394

STUMPFL E.F., TARKIAN M. (1974) Vincentite, a new palladium mineral from south-east Borneo. Mineral. Mag., 39, 525-527

TAIT S.R. (1985) Fluid dynamic and geochemical evolution of cyclic unit 10, Rhumn Eastern layered series. Geol. Mag., 122, 469-484

TALKINGTON R.W., WATKINSON D.H. (1984) Trends in the distribution of the precious metals in the Lac des Iles complex, northwestern Ontario. Can. Mineral., 22, 125-136

TALKINGTON R.W., WATKINSON D.H. (1986) Whole rock platinum-group-element trends in chromite-rich rocks in ophiolitic and stratiform igneous complexes. In "Metallogeny of basic and ultrabasic rocks" Gallagher M.J. et al. eds., Inst. Mining Metall., 427- 440

TAYLOR H.P., NOBLE J.A. (1960) Origin of ultramafic complexes in southeastern Alaska. 21st Intern. Geol. Congress, Copenhagen, 13, 175-187

THEYER P. (1991) Petrography, chemistry and distribution of platinum and palladium in ultramafic rocks of the Bird river sill, SE Manitoba, Canada. Mineral. Deposita, 26, 165-174

TUGOVIK G.I., ZIMIN S.S., KIRASIROVA V.I. (1983) Platinum minerals in gold placers in regions of eroded fold cores and arches. Doklad. Akad. Nauk SSSR, 270, 1182-1184

Van der MERWE M.J. (1976) The layered sequence of the Potgietersrus limb of the Bushveld Complex. Econ. Geol., 71, 1337-1351

Van CALSTEREN P.W.C. (1978) Geochemistry of the polymetamorphic mafic-ultramafic complex of Cabo Ortegal (NW Spain). Lithos, 11, 61-72

Van CALSTEREN P.W.C., BOELRIJK N.A.I.M., HEBEDA E.H., PRIEM H.N.A., Den TEX E., VERBURDEN E.A.T., VERSCHURE R.H. (1979) Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian orogen of NW Spain: manifestations of a presumed early paleozoic mantle-plume. Chem. Geol., 24, 35-56

VERMAAK C.F. (1976) The Merensky Reef-Thoughts on its environment and genesis. Econ. Geol., 71,1270-1298
VOJTKEVIC G.V., LIKHACEV V.A., LEBED'KO G.I., EFANOVA V.A. (1969) Problèmes pétrochimiques liés à la differentiation des intrusions de composition basique-ultrabasique du versant S-E du massif cristallin de Voronej - (en russe). Izvetstia Akad. Nauk USSR, 8, 25-32
VOLCHENKO Y.A., NECHEUKHIN V.M., RADYGIN A.I., SANDLER G.A. (1975) New type of platinum-group mineralization in ultramafic rocks of fold belts. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 224, 182-185
Von GRUENEWALDT G., BEHR S.H., WILHELM H.J. (1989) Some preliminary petrological investigations of the Molopo Farms complex, Bostswana, and its Cu-Ni sulphide mineralization. In "Magmatic Sulphides-The Zimbabwe volume" M.D. Prendergast and M.J. Jones eds., Inst. Mining Metall., 95-106
WADSWORTH W.J. (1963) The Kapalagulu layered intrusion of western Tanganika, Mineral. Soc. Amer., Spec. Pap., 1, 108-115
WADSWORTH W.J. STEWART F.H., ROTHSTEIN A.T.V (1966) Cryptic layering in the Belhelvie intrusion, Aberdeenshire. Scott. J. Geol, 2,54-66
WAGER L.R., BROWN G.M. (1968) Layered igneous rocks. Oliver and Boyd pub., pp. 588
WAGER L.R., DEER W.A. (1939) Geological investigations in East Greenland. Part III. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerlugssuaq, East Greenland. Meddr. Grønland, 105, pp. 352
WALAWENDER M.J.(1976) Petrology and emplacement of the Los Pinos pluton, southern California. Can. J. Earth Sci., 1976, 1288-1300
WALAWENDER M.J., SMITH T.E. (1979) Geochemical and petrologic evolution of the basic plutons of the Peninsular Ranges batholith, Southern California., J. Geol., 88, 233-242
WATKINSON D.H., OHNENSTETTER D. (1992) Hydrothermal origin of platinum-group mineralization in the Two Duck Lake intrusion, Coldwell complex, northwestern Ontario. Can. Mineral., 30, 121-136
WEEDONN D.S. (1970) The ultrabasic-basic igneous rocks of the Huntly region. Scott. J., 6, 26-40
WILSON A.H. (1982) The geology of the Great 'Dyke', Zimbabwe: The ultramafic rocks. J. Petrol., 23, 240-292
WILSON A.H. (1992) The geology of the Great Dyke, Zimbabwe: Crystlallization, layering and cumulate formation of the P1 pyroxenite of cyclic unit 1 of the Darwendale subchamber. J. Petrol., 33, 611-663
WILSON J.R., ENGELL-SOERENSEN O. (1986) Basal reversals in layered intrusions are evidence for emplacementt of compositionally stratified magma. Nature, 323, 616-618
WILSON A.H. PRENDERGAST M.D. (1989) The Great Dyke of Zimbabwe-I: tectonic setting, stratigraphy, petrology, structure, emplacement and crystallisation. In "Magmatic Sulphides-The Zimbabwe volume" M.D. Prendergast and M.J. Jones eds., Inst. Mining Metall., 1- 20
YEFIMOV A.A., MAYEGOV V.I., FLEROVAK.V., YAKOVLEVA O.M. (1984) Strontium in ural-gabbro hyperbasite complexes. Geochem. Intern., 22, 971-984
YOKOYAMA K. (1980) Nikubushi peridotite body in the Sambagawa metamorphic belt; Thermal history of the 'Al- pyroxene-rich suite' peridotite body in high pressure metamorphic terrain. Contrib. Mineral. Petrol. 73, 1-13
ZAVARITSKY A.N, BETEKHTIN A.G. (1937) The Nizhny Tagil dunite massif. Int. Geol. Congress, Saint Petersbourg, The Uralian Excursion, 67-77
ZHERNOVSKIY I.V., MOCHALOV A.G., RUDASHEVSKIY N.S. (1985) Phase inhomogeneity of iron-rich isoferroplatinum. Doklady Acad. USSR, Earth Science Section, 283, 196-200
ZONENSHAIN L.P., KUZMIN M.I. (1978) The Kan-Taishir ophiolitic complex of Western Mongolia, its petrology, origin and comparison with other ophiolitic complexes. Contrib. Mineral. Petrol., 67,95-109

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION 5

PREMIERE PARTIE: OPHIOLITES ET ROCHES OCEANIQUES

Chapitre 1 : La diversité géochimique des ophiolites. 11

La dualité des ophiolites téthysiennes. 15

Geochimical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites - application to some ophiolites. 19

The ophra data bank. 27

Chapitre 2 : Genèse des ophiolites. 55

The trace element geochemistry of Corsican ophiolites. 61

Two magmatic series with island-arc affinities within the Vourinos ophiolite. 83

Geochemistry and mineralogy of lavas from the Arakapas fault belt, Cyprus: consequences for magma chamber evolution. 103

Chapitre 3 : Evolution minéralogique des ophiolites et des équivalents actuels 123

Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discriminant between "sub-continental" and "sub-oceanic" mantle. 145

Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discriminant between "sub-continental" and "sub-oceanic" mantle; a reply to G. Sen. 159

Glass-rich basaltic sand and gravel within the oceanic crust at 22°N. 165

Mineralogy and petrography of Leg 46 basalts. 167

Overgrowth textures, oscillatory and desequilibrium zoning in a glassy four pyroxene boninite from New Caledonia. 181

DEUXIEME PARTIE: LES MINERALISATIONS ASSOCIEES AUX COMPLEXES MAFIQUES-ULTRAMAFIQUES

Chapitre 1 : Les minéralisations des ophiolites. 301

La diversité des ophiolites: importance de la nature du fractionnement et conséquences métallogéniques. 305

Examples of exploitations of the ophra data bank: metallogenic implications. 321

Chapitre 2 : Les minéralisations de chromite, de PGE et de NiS dans les complexes rubanés. 349

Le volcanisme archéen de l'Abitibi (Canada) et les gisements de nickel sulfuré associés. 353

Reflexion sur la position géotectonique des gîtes de nickel sulfuré associés aux komatiites archéennes. 357

Exploitation globale des analyses de roches. Implications pétrogénétiques et métallogéniques. 369

Indices de Cu-Ni sulfurés liés au magmatisme mafique et ultramafique protérozoïque dans la Fosse du Labrador (Quebec, Canada). 403

Cryptic compositional variation in laurite and enclosing chromite from the Bird River Sill, Manitoba. 441

First report of platinum group minerals at Blue Lake, Labrador Trough, Quebec. 451

Hollingworthite zoning from the Two Duck Lake, Coldwell complex, Ontario. 501

CONCLUSIONS GENERALES. 587

BIBLIOGRAPHIE. 619

NOM DE L'ETUDIANT : OHNENSTETTER Daniel

NATURE DE LA THESE : Doctorat d'Etat ès sciences naturelles

VU, APPROUVE ET PERMIS D'IMPRIMER

NANCY, le 17 AVR. 1990

n° 779

LE PRESIDENT DE L'UNIVERSITE DE NANCY I

M. BOULANGE

ABSTRACT

This work is subdivided into two parts: the first part concerns ophiolites, and the second part concerns the mineralization related to various basic-ultrabasic complexes, including ophiolites, komatiites and Archean and Proterozoic sills.

The study on ophiolites gave two main results; 1) it was possible to reconstruct the Corsican ophiolitic jig-saw puzzle; 2) to demonstrate the diversity of ophiolites and to establish a classification into two main types, the first type showing a strong similarity to mid-oceanic ridge magmatism (Western Mediterranean ophiolites), and the second showing close affinity with immature island-arc magmatism (Eastern Mediterranean ophiolites). This classification was also related to metallogenic potentialities.

The nickel sulphide mineralizations associated with Archean and Proterozoic basic and ultrabasic lavas was studied within the framework of a DGRST contract "Facteurs controlant les mineralisations sulfurées de nickel" to understand the different ore formations. As opposed to Archean and Proterozoic basic-ultrabasic complexes, ophiolites which are barren in Ni sulphides were also studied.

The change in economic interest from nickel to platinum-group elements (PGE), led to a study of the crystal-chemistry of platinum-group minerals in Archean sills (Bird River Sill, Blue Lake in the Labrador Trough) and a Proterozoic intrusion (Coldwell complex). The petrology and geochemistry of these magmatic rocks were studied to obtain a better understanding of the metallogeny of the PGE associated (or not) with base-metal sulphides (BMS).

From a study on mineralization of the different basic and ultrabasic complexes, it appears that the nature of the parental magma is fundamental for an understanding of Cr, Ni, PGE deposits. The silica-saturated to oversaturated composition of the basic magmas is underlined in Cr-bearing ophiolites and Cr, Ni, PGE-bearing lopolites (Stillwater, Bushveld), as well as in other mafic-ultramafic complexes (Sudbury, Labrador Trough). Magmas of boninitic affinities could be the parental magma of these complexes emplaced in continental or oceanic environments.

For these reason, the chemistry and petrology of the Tertiary boninites from New Caledonia were studied in detail. Further studies on the metallogenic potential of this type of magmatism should be undertaken.

In conclusion a classification of the basic-ultrabasic complexes based on the order of crystallization led to an understanding of the origin of PGE mineralization compared to chromite and BMS deposits.

RESUME

Ce mémoire de thèse comporte deux parties : l'une sur les ophiolites et l'autre sur la minéralisation de divers complexes basiques-ultrabasiques, dont les ophiolites, les komatiites et les sills archéens et protérozoïques.

Les travaux réalisés sur les ophiolites ont abouti à deux résultats majeurs : 1) la reconstitution du puzzle ophiolitique corse; 2) la diversité des ophiolites avec une classification en deux grands types, dont le magmatisme de l'un (ophiolites de Méditerranée occidentale) s'apparente à celui des rides médio-océaniques, tandis que le magmatisme de l'autre (ophiolites de Méditerranée orientale) ressemble à celui des arcs insulaires immatures. Les études ultérieures ont conforté cette classification par la quantification des processus magmatiques et en ont montré l'intérêt d'un point de vue métallogénique.

Les minéralisations magmatiques de nickel sulfuré associées aux laves basiques et ultrabasiques archéennes et protérozoïques ont été étudiées dans le cadre de l'action concertée DGRST "Facteurs contrôlant les minéralisations sulfurées de nickel". Des guides permettant de comprendre la répartition des gisements ont été recherchés. Les ophiolites, réputées stériles en gîtes de nickel sulfuré, ont été également étudiées comme contre-type par opposition aux associations basiques et ultrabasiques archéennes et protérozoïques porteuses de gisement de nickel.

L'intérêt économique évoluant du nickel vers les métaux de la mine du platine m'a conduit à travailler sur les platinoïdes, et principalement sur la cristallochimie de quelques minéraux du groupe du platine dans les sills archéens (Bird River Sill, Blue Lake dans la Fosse du Labrador) et d'une intrusion protérozoïque (Coldwell complex). Des travaux en collaboration portant sur la géochimie et la pétrologie des complexes ont souvent été menés de parallèle, afin de mieux comprendre la gîtologie des éléments du groupe du platine (EGP) et des sulfures de métaux de base (SMB) associés ou non.

De toutes ces études sur la minéralisation des corps basiques-ultrabasiques, il ressort que la nature du magma parental est importante pour juger de leur potentialité métallogénique (Cr,Ni, EGP). Le caractère saturé à sursaturé des magmas basiques a été noté dans les ophiolites porteuses de gisement de chrome, dans les lopolites stratifiés enrichis en Cr, EGP et autres SMB (Stillwater, Bushveld) ainsi que d'autres complexes mafiques-ultramafiques (Sudbury, Fosse du Labrador). Des magmas de type boninitique seraient à l'origine de certains de ces complexes mis en place dans des domaines différents : continental à océanique.

Ce constat nous a conduit à étudier en détail, tant du point de vue pétrologique que géochimique, les boninites tertiaires de Nouvelle Calédonie dont les premiers résultats sont présentés. D'autres études portant sur la potentialité métallogénique de ce type de magmatisme seront engagées à l'avenir.

En conclusion de la thèse est présentée une classification des complexes basiques-ultrabasiques basée sur l'ordre de cristallisation des minéraux qui permet de discuter de l'origine des gisements des EGP par rapport à celle des autres minéralisations (chromite, concentration sulurées).