



HAL
open science

**Pétrologie des enclaves ultrabasiques et basiques des îles
Kerguelen. Les contraintes minéralogiques et
thermobarométriques et leurs implications
géodynamiques**

Michel Grégoire

► **To cite this version:**

Michel Grégoire. Pétrologie des enclaves ultrabasiques et basiques des îles Kerguelen. Les contraintes minéralogiques et thermobarométriques et leurs implications géodynamiques . Pétrographie. Université de Saint Etienne, 1994. Français. NNT : . tel-01293475

HAL Id: tel-01293475

<https://theses.hal.science/tel-01293475>

Submitted on 24 Mar 2016

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.

Université Jean Monnet St Etienne
Département de Géologie - Pétrologie - Géochimie

Thèse
présentée pour obtenir
le titre de Docteur d'Université
en
Sciences de la Terre

par
Michel Grégoire

**Pétrologie des enclaves ultrabasiques et basiques des
îles Kerguelen (T.A.A.F.).
Les contraintes minéralogiques et thermobarométriques
et leurs implications géodynamiques.**

soutenue le 10 février 1994
devant le jury composé de :

M. J. Kornprobst	Président
M. J.Y. Cottin	Co-directeur
M. A. Giret	Co-directeur
M. C. Nicollet	Rapporteur
Mme D. Weis	Rapporteur
M. J.M. Dautria	Examineur
M. J.P. Lorand	Examineur
M. N. Shimizu	Examineur

SOMMAIRE

Introduction Générale	p.1
-----------------------	-----

Chapitre 1

Les enclaves ultrabasiques et basiques dans les basaltes

I - Généralités	p.3
II - Distinctions minéralogiques des enclaves UB-B	p.5
III - Caractères texturaux des enclaves UB-B	p.8
IV - Origine des enclaves UB-B	p.13

Chapitre 2

Les îles Kerguelen : présentation générale

I - Les îles Kerguelen dans l'Océan Indien	p.25
II - Les expressions du magmatisme dans les îles Kerguelen	p.29
III - Les sources magmatiques et l'histoire géodynamique des Kerguelen	p.33
IV - Introduction à l'étude des enclaves ultrabasiques-basiques des îles Kerguelen	p.36

Chapitre 3

Etude pétrographique des enclaves ultrabasiques et basiques

I - Généralités	p.41
II - Typologie minéralogique des enclaves UB-B	p.42
III - Typologie texturale et classification pétrographique	p.45
IV - Caractères pétrographiques des enclaves UB-B	p.48
V - Discussion à propos des caractères pétrographiques	p.58
VI - Conclusion	p.63

Chapitre 4

Compositions chimiques des phases minérales

I - Minéralogie des enclaves de type I (harzburgite : type I α et dunite : type I β)	p.65
II - Composition des phases minérales des enclaves UB-B métamorphiques à reliques de textures magmatiques (type II)	p.82
III - Les enclaves UB à textures magmatiques (type III) et les enclaves composites	p.116

Chapitre 5

Quantification des conditions thermobarométriques (P, T) et domaines de stabilité des paragenèses minérales des enclaves de type I et II

I -Géothermobarométrie des enclaves de type I	p.127
II -Géothermobarométrie des enclaves de type II	p.134
III -Etude des associations réactionnelles et champs de stabilité des assemblages minéralogiques des enclaves de type II	p.141
IV -Discussion	p.158

Chapitre 6

Compositions chimiques globales

I -Chimie globale des enclaves de type I	p.165
II -Chimie globale des enclaves de type II	p.172
III -Discussion	p.184

Chapitre 7

Discussion

I - Introduction	p.197
II - Les enclaves de type I, une information sur le manteau des Kerguelen	p.200
III - Importance des processus de ségrégations magmatiques en profondeur (interface croûte-manteau) : les enclaves de type II	p.209
En conclusion, un modèle d'évolution du manteau et de la croûte aux îles Kerguelen	p.222
<u>Conclusion</u>	p.227
<u>Bibliographie</u>	p.229

Annexes

I - Techniques d'études
II - Localisation et typologie des échantillons (minéraux et roche totale)
III - Modes mesurés (compteur de points)
IV - Compositions chimiques des phases minérales
V - Compositions chimiques des roches
VI - Méthodes statistiques (A.C.P.N. et A..D.)
VII - Méthode d'estimation des taux de fusion partielle
VIII - Articles

Introduction

Exigeant près d'un mois pour "l'aller-retour", le voyage à Kerguelen a de quoi décourager, d'autant qu'il ne s'agit pas d'une croisière même s'il se fait en bateau. Cela explique sans-doute la faible mobilisation des géologues, comme l'indique un nombre de publications conséquentes inférieur à la cinquantaine en un siècle.

Pourtant les îles Kerguelen ont de quoi nous fasciner à plus d'un titre. La géologie n'est pas en reste puisque l'absence de végétation en fait l'unique artiste des paysages, mais aussi parce qu'elle y présente des caractères très originaux.

L'archipel Kerguelen est l'île océanique la plus ancienne au monde bien qu'elle émerge du plus jeune océan. Il semble avoir été construit il y a 45 Ma, par le même point chaud que celui qui a produit les traps de Rajmahal au N-E de l'Inde il y a 110 à 120 Ma, puis la ride méridienne de 90°E. Son histoire apparaît plus complexe que celle des autres îles océaniques puisqu'elle superpose une étape de type "Islande", celle de sa naissance sur la ride Est-Indienne, à une étape de type "Hawaï", celle de sa place intraplaque actuelle.

Dans les années 60 et 70, les granites de Kerguelen réactivèrent certains enthousiasmes. A cette époque, où les idées magmatistes entourant les granites, prenaient le pas sur les théories métasomatistes, on pouvait penser qu'à Kerguelen les granites représentaient la remobilisation d'un vieux fragment continental séparé de l'Inde ou des Seychelles par le jeu d'un saut de dorsale. Vérifier cette hypothèse aurait représenté un progrès considérable dans la compréhension de l'océan Indien. Les efforts déployés conduisirent d'abord à formuler la question en anglais : "Kerguelen, continental fragment or oceanic island ?"⁽¹⁾ puis une réponse arriva : les roches plutoniques de l'archipel, y compris les granites, sont d'origine océanique⁽²⁾. C'était la première fois que l'on démontrait l'origine purement mantellique de certains granites.

Ces découvertes suscitèrent une attention accrue et les investigations s'orientèrent dans plusieurs directions, en particulier dans la géochimie des radio éléments. Là encore, Kerguelen se révèle un sujet d'exception puisque les propriétés isotopiques de ses sources magmatiques en font un pôle de référence pour le manteau terrestre.

La dernière décennie a livré de nombreux autres résultats fort intéressants qui ont été à l'origine d'un projet de carte au 1/100 000 accepté par l'I.F.R.T.P.⁽³⁾. Il devrait fournir une solide base de réflexion aux géologues de l'an 2000. Les premiers levés ont conduit à la découverte d'importants gisements d'enclaves UB-B profondes. La possibilité d'étudier de telles roches est d'autant plus attirante que les sismologues ont démontré la complexité du substratum des îles Kerguelen.

Les enclaves ultrabasiques-basiques ont déjà fait l'objet de nombreux travaux, tant celles des continents que celles des îles océaniques. Parmi ces dernières, l'exemple de Hawaï, connu depuis plus de vingt ans, souligne le retard qu'il fallait combler pour intégrer Kerguelen à la réflexion d'aujourd'hui. Avant d'en arriver là, il nous a semblé que le lecteur apprécierait, d'une part un résumé de nos connaissances géologiques des îles Kerguelen, d'autre part que nous lui fournissions les clefs qui permettent de se repérer dans le monde des enclaves UB-B.

(1) : Watkins et al., 1974

(2) : Lameyre et al., 1976

(3) : Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaires

Chapitre 1 :

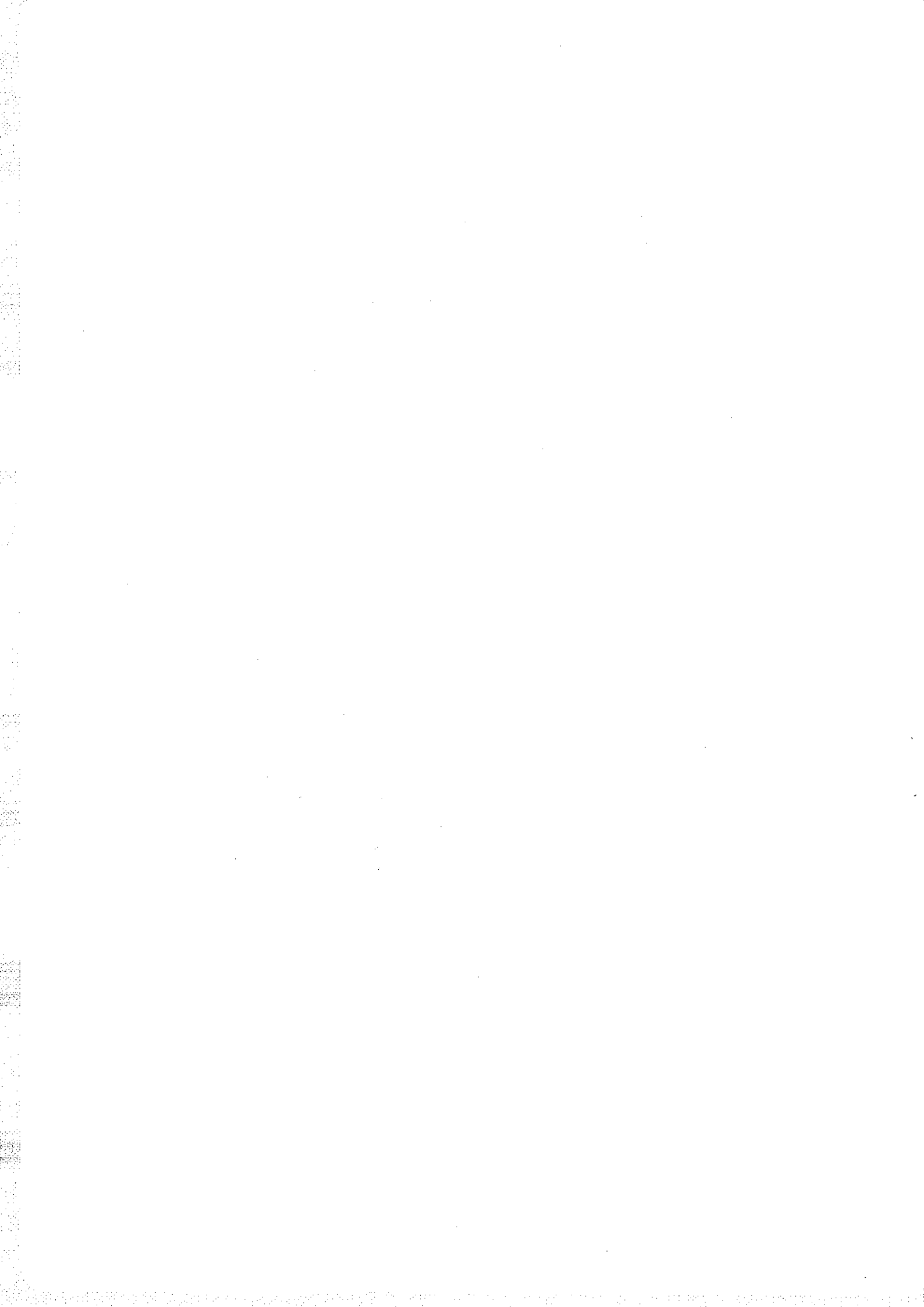
LES ENCLAVES ULTRABASIQUES ET BASIQUES DANS LES BASALTES

- Généralités

- Distinctions minéralogiques des enclaves UB-B

- Caractères texturaux des enclaves UB-B

- Origine des enclaves UB-B



I - Généralités

Les enclaves basiques et ultrabasiques des basaltes proviennent le plus souvent des zones profondes de la lithosphère (manteau supérieur et croûte inférieure). Certains gisements offrent un échantillonnage de niveaux répartis sur une centaine de kilomètres de profondeur (Nixon et Davies, 1987). Ces enclaves peuvent être comparées à leurs homologues des massifs ultrabasiques d'origine mantellique (séquences mantelliques des ophiolites et massifs lherzolitiques orogéniques). Elles représentent un matériel de choix pour l'étude des relations croûte-manteau et de l'évolution du manteau supérieur (changements de phase, fusion partielle, ségrégation magmatique, métasomatisme, interactions manteau-magmas, diapirisme...) et elles doivent être prises en compte dans les interprétations des données sismologiques et gravimétriques.

La mise en place des massifs lherzolitiques orogéniques et des ophiolites est lente (ex : Lherz - Conquéré, 1978 ; Fabriès *et al.*, 1991 ; Lanzo - Boudier, 1976 ; Pognante *et al.*, 1985 ; Bodinier *et al.*, 1991 ; Ronda - Obata, 1980 ; Frey *et al.*, 1985 ; Beni-Boussera - Kornprobst, 1969 et 1970 ; Loubet et Allègre, 1979 ; ophiolites - Coleman *et al.*, 1977 ; Nicolas *et al.*, 1980 ; Nicolas, 1989). Cela entraîne souvent une succession de plusieurs paragénèses minérales qui représentent les rééquilibres successifs au cours de la remontée vers la surface (rétromorphose). De ce fait l'état initial peut être masqué. A la différence de ces massifs ophiolitiques et lherzolitiques orogéniques, les enclaves UB-B des basaltes sont remontées rapidement. Elles sont donc moins rétro-morphosées et elles offrent d'abondantes informations sur les lieux de prélèvement par les magmas. En revanche, l'absence de relations géométriques à grandes échelles ainsi que des interactions possibles avec la lave-hôte (thermométamorphisme - Boivin, 1982) en rendent parfois l'interprétation plus délicate.

Le volcanisme remonte fréquemment des enclaves UB-B, tant en milieux continentaux qu'océaniques (Frey et Prinz, 1978 ; Boivin, 1982 ; Berger, 1981 ; Sinton, 1979 ; Sen, 1987), mais beaucoup plus souvent dans des basaltes de type alcalin que dans des laves tholéïtiques (White, 1966, Babkine *et al.*, 1966). Plusieurs explications ont été proposées pour expliquer cela :

[a] une faible teneur en éléments volatils des magmas tholéïtiques qui limite les mécanismes de fracturation et de transport des xénolithes vers la surface (Nixon et Davies, 1987)

[b] une différenciation généralement plus prononcée des magmas tholéïtiques, indiquant une cristallisation plus développée et corrélativement des vitesses de traversée du manteau et de la croûte inférieure plus faible (Cox, 1980)

[c] une dissolution des enclaves plus importante dans les magmas tholéïtiques par suite de la durée de résidence plus longue (cf [b] - Ringwood, 1975, Scarfe et Brearley, 1987) .

On connaît quelques 3500 gisements dans le monde, beaucoup dans des basaltes

alcalins tertiaires (Nixon et Davies, 1987), mais plus encore dans les basaltes quaternaires (< 2 Ma - figure 1). Cette répartition est due au fait que la plupart des gisements se trouvent dans des cônes de scories friables et vite supprimés par l'érosion. Si cette explication est satisfaisante, on ne peut cependant pas exclure l'idée que l'activité basaltique alcaline (avec remontée d'enclaves) soit plus importante aujourd'hui qu'avant, ce que Nixon et Davies (1987) relie à une tectonique extensive plus intense actuellement. Seules les kimberlites et les laves qui leurs sont associées, qui sont également riches en enclaves UB-B (Nixon et Davies, 1987), semblent échapper à cette répartition chronologique.

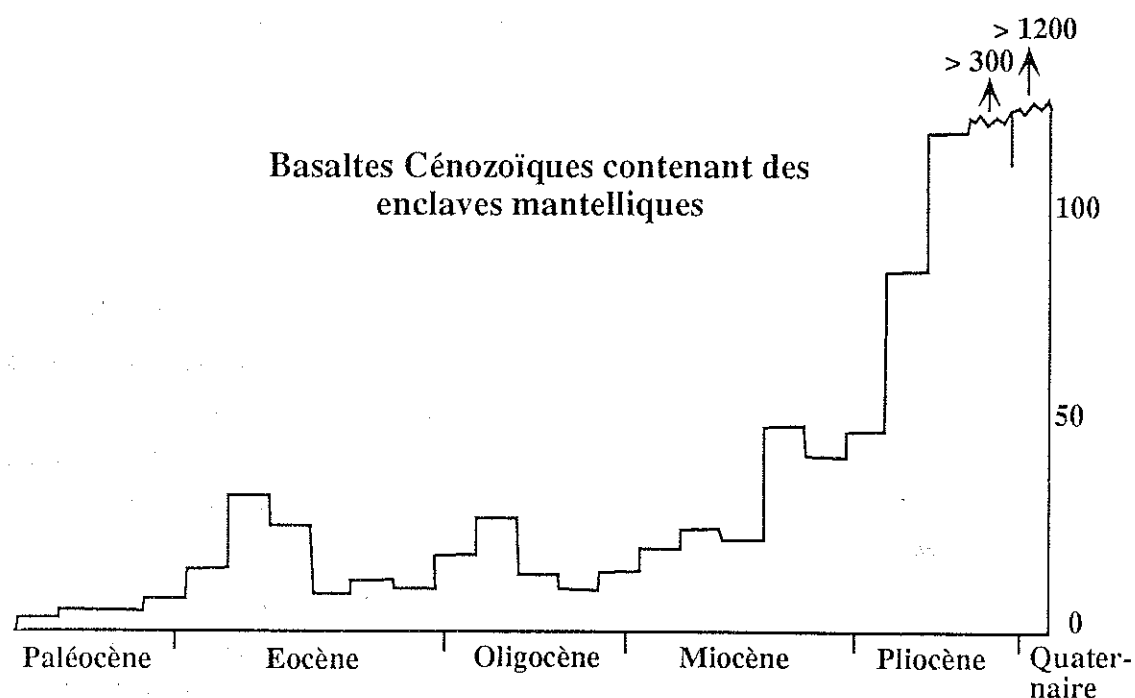


Figure 1 : Histogramme nombre - âge des gisements étudiés de basaltes alcalins qui contiennent des enclaves mantelliques. Compilé surtout à partir des tableaux de l'ouvrage "Mantle Xenoliths". En dépit des anomalies produites par les régions les plus étudiées, notamment le Sud-Est Australien (pic Eocène), il apparaît clairement une très grande concentration de gisements dans les 5 derniers millions d'années (modifié d'après Nixon et Davies, 1987)

La variété d'enclaves et leur quantité, ainsi qu'un accès relativement aisé sont les apanages des gisements de référence les plus étudiés. En milieu océanique les plus célèbres sont ceux de Hawaï (White, 1966 ; Shimizu, 1975b ; Sen, 1983 et 1987 ; Sen *et al.*, 1993) et des îles Canaries (Frisch et Schmincke, 1969 ; Munoz *et al.*, 1974 ; Amundsen, 1987 ; Dautria et Girod, 1987 ; Neuman, 1991 ; Siena *et al.*, 1991). En domaine continental, on retiendra principalement ceux du Massif Central Français (Mercier, 1972 ; Berger, 1981 ; Boivin, 1982 ; Downes, 1987), de l'Eifel en Allemagne (Schadler, 1913 ; Stosch et Seck, 1980 ; Witt, 1985 ; Stosch et Lugmair, 1986), du Sud-

Ouest des Etats-Unis (Wilshire et Shervais, 1975 ; Frey et Prinz, 1978 ; Wilshire *et al.*, 1985 ; Menziès *et al.*, 1987) et ceux du Sud-Est de l'Australie (Wilkinson, 1973, 1974, 1975 a et b ; Irving, 1974 b ; Griffin *et al.*, 1984 ; Rudnick *et al.*, 1985, 1986 ; O'Reilly et Griffin, 1987). Les études pétrologiques, minéralogiques, géochimiques, isotopiques et structurales qu'ils ont suscitées, apportent des réponses à des questions d'ordre géochimique comme la constitution du manteau supérieur, le métasomatisme mantellique et/ou les interactions manteau-magma et le bilan chimique de la lithosphère (Boivin, 1982 ; Kelemen, 1990), et d'ordre thermodynamique comme la genèse des magmas basaltiques et les rééquilibrages de produits basaltiques au niveau du manteau supérieur et/ou de l'interface croûte-manteau en milieu continental (Griffin et O'Reilly, 1987) et océanique (Sen, 1983, 1987). Mais avant tout, ces gisements de référence ont permis de classer les enclaves UB-B selon des critères texturaux, pétrologiques et génétiques.

II - Distinction minéralogique des enclaves ultrabasiques et basiques

Une approche schématique conduit à reconnaître quatre principaux types pétrographiques ultrabasiques selon la nature du (ou des) minéraux les plus abondants : périclites, pyroxénites, amphibolites et éclogites. A ces roches ferromagnésiennes s'ajoutent des roches basiques plagioclasiques qui complètent le spectre des enclaves UB-B. Il s'agit généralement de fragments de gabbros (roches magmatiques) ou de granulites (roches métamorphiques).

Cette classification met des limites qui ont l'avantage d'être pratiques pour une approche rapide, mais dont la signification s'estompe quand on entre dans un plus grand détail. En fait, la typologie se complique par le nombre de phases minérales qui doivent être prises en considération et par l'existence de types intermédiaires d'une famille à l'autre.

Dans les roches dites ultrabasiques, on se repère avec les minéraux polaires : périclites, ortho et clinopyroxènes, amphiboles, micas, spinelles, dont l'ensemble constitue au moins 90 % du volume de la roche. Il peut s'y ajouter du plagioclase qui, lorsqu'il atteint 10 % de la roche, caractérise le passage du domaine ultrabasique au domaine basique. Streckeisen (1976) a utilisé ces caractères pour établir une classification très largement admise aujourd'hui. Les principaux indices M et P, sont respectivement l'abondance des minéraux ferromagnésiens (ou mafiques) et celle du plagioclase. Ils définissent les deux grands groupes : (1) ultrabasique avec $M \geq 90$, (2) basique avec $M < 90$ et $M + P \geq 90$. Les subdivisions correspondent à l'abondance relative des principales phases minérales dont le nombre conduit à établir 4 cadres triangulaires (figures 2 et 3) :

- roches sans plagioclase et sans amphibole —> triangle Ol - Opx - Cpx
- roches sans plagioclase et à amphibole —> triangle Ol - Px - Amph
- roches à plagioclase sans amphibole —> triangle Pl - Px - Ol (ou Pl - Cpx - Opx)
- roches à plagioclase et à amphibole —> triangle Pl - Px - Amph

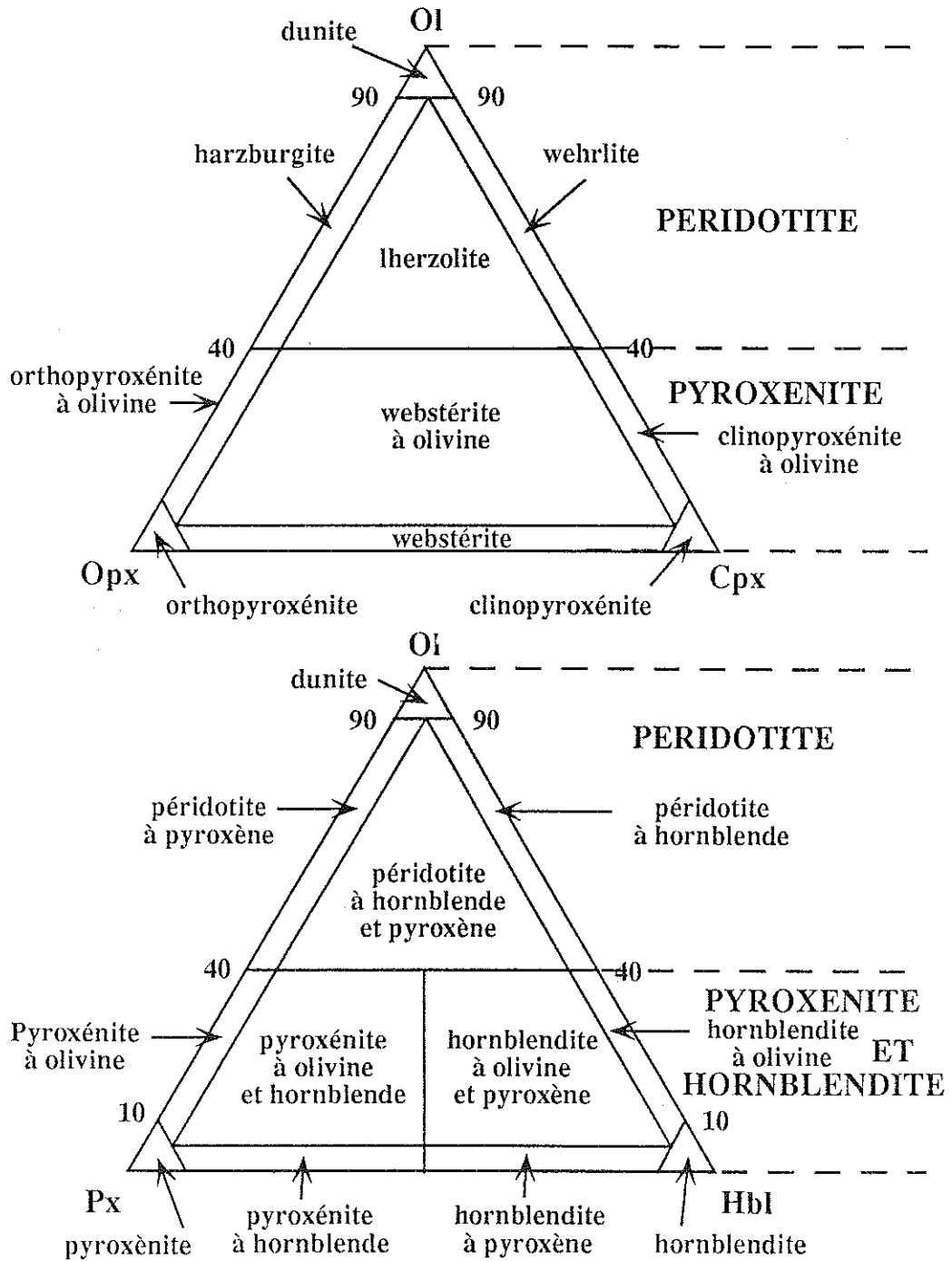


Figure 2 : Classification modale des roches ultrabasiques (d'après Streckeisen, 1976)

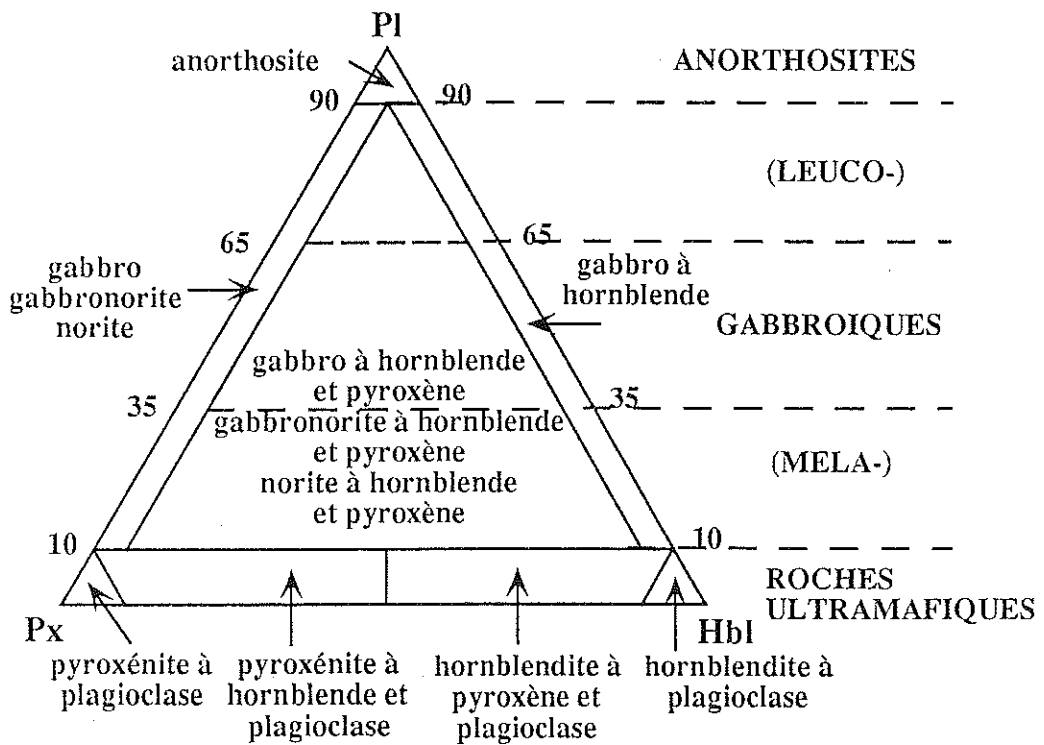
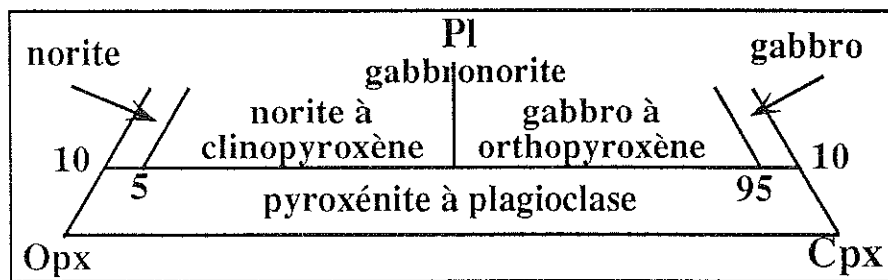
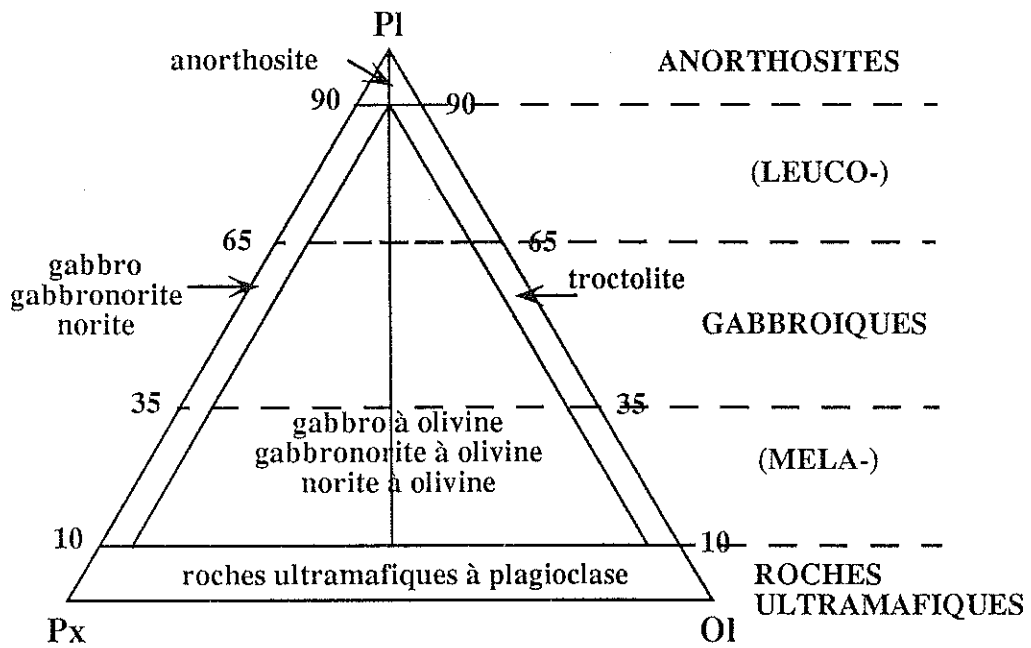


Figure 3 : Classification modale des roches basiques (d'après Streckeisen, 1976)

III - Caractères texturaux des enclaves UB-B

L'origine profonde des enclaves UB-B et leurs implications dans les processus magmatiques et métamorphiques sont des paramètres qui exercent un rôle sur les arrangements de leurs cristaux. Il est donc logique de concevoir que les empreintes du magmatisme et du métamorphisme sont les deux caractères principaux d'une typologie texturale. Là encore, la surimposition d'un processus à un autre peut créer des difficultés terminologiques comme par exemple l'existence de reliques magmatiques dans des granulites qui ont des textures métamorphiques (granoblastique et réactionnelles) caractéristiques (Whitney et Mc Lelland, 1973 ; Francis, 1976c ; Rudnick et Taylor, 1985 ; Griffin et O'Reilly, 1987).

1) - Textures magmatiques :

Dans les zones de prélèvement de nos enclaves, croûte profonde ou manteau supérieur, les magmas sont à un stade de cristallisation très précoce. De ce fait les témoins magmatiques ont généralement des caractères cumulatifs pour lesquels, Irvine (1982), à la suite de Wager *et al.* (1960) et de Jackson (1971), propose les distinctions suivantes :

	critères de reconnaissance
Orthocumulat	Un ou plusieurs minéraux précoces (cumulus) cimentés par des minéraux tardifs abondants (25-50 % en volume) ± pœcilitiques (postcumulus)
Adcumulat	Un ou plusieurs minéraux cumulus pratiquement jointifs et montrant des excroissances secondaires (0-5 % de minéraux postcumulus)
Mésocumulat	Cumulat présentant des caractères hybrides d'orthocumulat et d'adcumulat (7-25 % de minéraux postcumulus) cas très fréquent
Hétéradcumulat	Un minéral cumulus cimenté par de grandes plages pœcilitiques d'un ou plusieurs minéraux postcumulus
Cumulat "harristique"	Olivines allongées disposées parallèlement les unes aux autres et cimentées par d'autres minéraux pœcilitiques
Cumulat à texture ordinaire	Texture grenue quelconque
Cumulat à texture réactionnelle	Liserés réactionnels ou figures de remplacement entre minéraux voisins

2) - Textures métamorphiques

La distinction texturale n'est généralement pas ambiguë dans les roches typiquement métamorphiques comme les éclogites ou les granulites. En revanche, elle est plus délicate dans les péridotites qui offrent une très grande variété de textures (Mercier, 1972 ; Mercier et Nicolas, 1975 ; Harte, 1977 ; Pike et Schwarzman, 1977 ; Coisy, 1977 ; Berger, 1981). La littérature abonde de tentatives typologiques qui ne prennent en compte que des aspects strictement texturaux comme la taille des cristaux ou les relations géométriques entre les cristaux (Pike et Schwarzman, 1977), ou qui intègrent d'autres caractères pétrographiques (Mercier et Nicolas, 1975). Pour les caractères texturaux induits par le métamorphisme, la nomenclature que nous utiliserons prend en compte les principales observations de ces auteurs.

- Texture protogranulaire (texture "à grains grossiers" de Harte - figure 4):

Les enclaves de ce groupe sont caractérisées par la présence de grains dont la dimension moyenne est supérieure à 2 mm. Elles présentent quelques petits cristaux de seconde génération. Les textures de déformation (foliation, linéation) sont absentes. En règle générale les limites de grains sont courbes; elles peuvent toutefois devenir localement polygonales. Les néoblastes ($\approx 0,5$ mm) se présentent alors en petits agrégats et ont une orientation commune, à la différence des grands cristaux qui, eux, ne montrent aucune fabrique apparente.

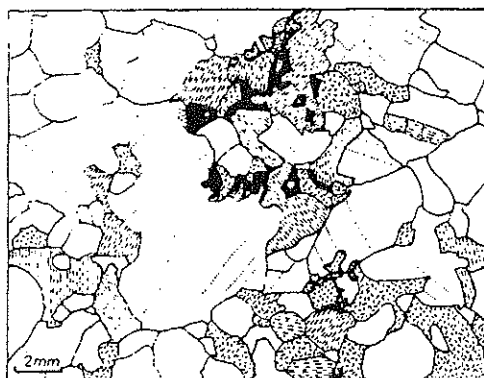


Figure 4 : texture protogranulaire (extrait de Mercier et Nicolas, 1975)

- Texture porphyroclastique (figure 5) :

Elle est caractérisée par la présence de deux catégories de cristaux :

- * les porphyroclastes (3 à 6 mm), grains allongés à nombreux kinks-bands et représentant plus de 10 % du volume de la roche,

- * les néoblastes ($\approx 0,5$ mm), petits cristaux polygonaux non déformés. Ils forment une matrice fine qui entoure les porphyroclastes et qui est attribuée à une recristallisation dynamique.

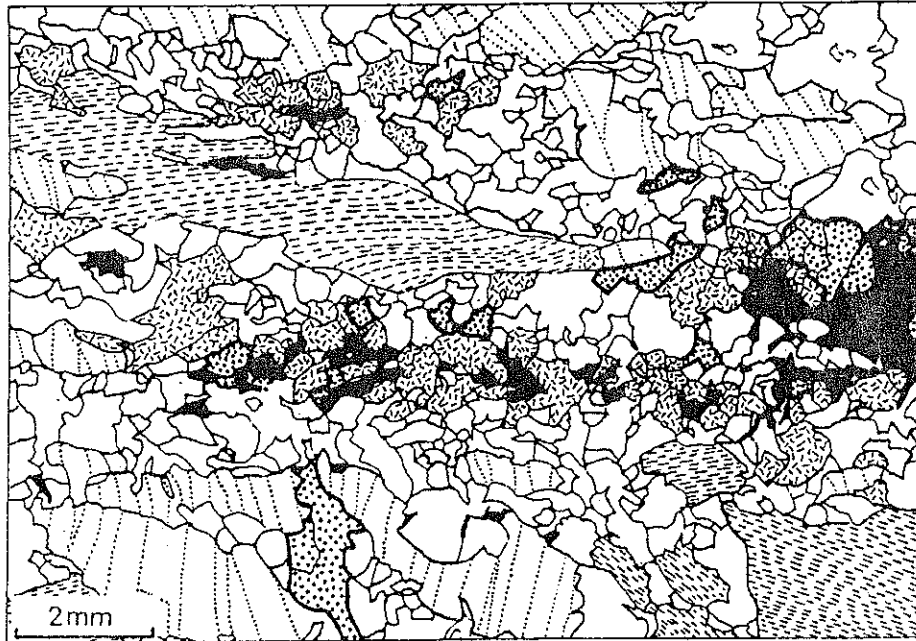


Figure 5 : Texture porphyroclastique (extrait de Mercier et Nicolas, 1975)

Les enclaves porphyroclastiques présentent généralement une foliation nette soulignée par l'allongement de l'olivine selon son axe cristallographique [c], et des linéations marquées par le spinelle et l'orthopyroxène. Dans ces linéations, l'orthopyroxène peut avoir deux habitus, en tablettes ou en lamelles. Pour Darot et Boudier (1975) cela correspondrait respectivement à un type de basse température et à un type de haute température. Le spinelle présente lui aussi deux aspects texturaux (Harte, 1977) : (1) un type "ni rompu, ni laminé" où les sections de spinelle montrent des formes typiques en feuille de houx, (2) un type "rompu et dispersé" où les grains de spinelle sont disposés en chapelets.

Des exemples mixtes associant des textures protogranulaires et des textures porphyroclastiques ont été décrits dans les enclaves du Hoggar par Dautria (1988) qui les a nommés "porphyroclastiques recristallisés". Il s'agit de roches où des porphyroclastes, qui ont une tendance automorphe, sont entourés par des néoblastes non orientés aux contours presque polygonaux et de dimensions demi-millimétriques.

- **Texture équi-granulaire** (texture granuloblastique de Harte) (figure 6) :

Il s'agit de textures à grain fin (généralement inférieur à 2 mm) montrant systématiquement une recristallisation. Les porphyroclastes sont absents ou en très faibles proportions (moins de 5%). Trois types doivent être distingués:

- **Le type Cerzat** correspond à une texture intermédiaire entre la texture porphyroclastique et la texture équi-granulaire franche (Mercier, 1972) avec une orientation préférentielle des minéraux constitutifs (Coisy, 1977). Elle est caractérisée par des olivines de petites dimensions (0,5 à 1 mm) exceptionnellement plus grandes (jusqu' à 4-5 mm) et par des reliques plurimillimétriques de cristaux

d'énstatite, contenant des exsolutions de clinopyroxène.

- **Le type mosaïque** dans lequel les limites des grains sont planes et forment des angles à 120° . Pour Coisy (1977), ce type textural résulte de l'oblitération quasi complète des textures antérieures et d'une homogénéisation au moment de la recristallisation (statique).

- **Le type tabulaire** où les cristaux d'olivine sont aplatis par une croissance privilégiée dans le plan (010) et selon l'axe [100].

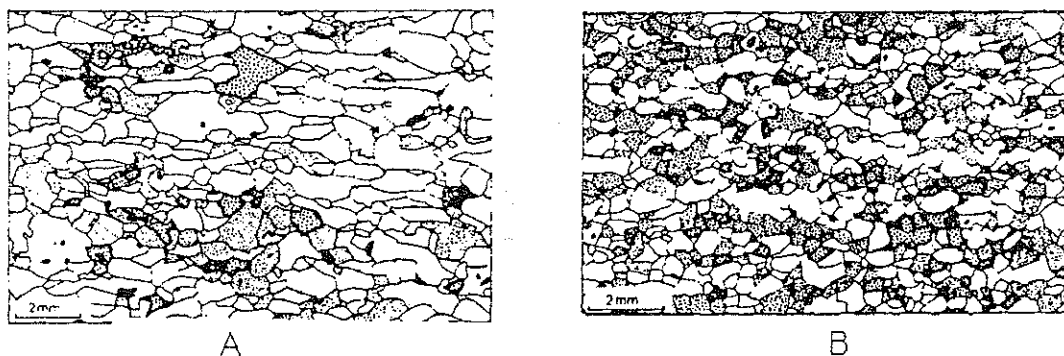


Figure 6 : Textures équi-granulaires (extrait de Mercier et Nicolas, 1975)
A Tabulaire B Mosaïque

- Texture poecilitique :

Cette texture est peu fréquente (Mercier, 1977 ; Coisy, 1977) et on la rencontre préférentiellement dans les dunités et dans les harzburgites. Elle se traduit par des cristaux géants d'olivine poecilitique (jusqu'à 6 cm) qui englobent l'énstatite et le diopside. Selon Mercier (1972, 1977), elle résulterait d'un accroissement secondaire de certains grains d'olivine.

-Texture tabulaire à gros grain:

Ce type textural a été défini par Coisy (1977). L'olivine se présente en cristaux de 2 à 4 mm, atteignant parfois 1 cm. La face (010) qui est la plus développée définit la foliation. L'énstatite (1 à 2 mm) est équiaxe.

3) - Textures et dynamique lithosphérique

Qu'elles soient vierges de déformations et de recristallisations ou au contraire marquées par les climats thermodynamiques qu'elles ont traversées, les péridotites sont susceptibles de fournir des indications sur les environnements auxquels elles ont

été associées au cours de leur histoire. C'est pourquoi différents auteurs ont tenté d'exploiter les textures en leur reconnaissant une signification thermodynamique et géodynamique

les textures protogranulaires peuvent : soit être primaires et représenter un manteau "inerte" c'est à dire tectoniquement inactif, soit être secondaires et résulter de processus intenses de recristallisation (restauration). Il semble que l'habitus du spinelle témoigne de ce processus d'acquisition de la texture protogranulaire. En effet, lorsque cette texture est primaire, le spinelle est intimement associé aux pyroxènes ; et dans ce cas la dimension des cristaux est liée aux conditions P-T, c'est à dire à la profondeur (Avé Lallemant *et al.*, 1980). Quand elle est secondaire, le spinelle est dispersé mécaniquement et on le trouve en inclusions dans les phases silicatées recristallisées.

Les texture porphyroclastiques et équi-granulaires représentent la surimposition de textures de tectonites sur des textures protogranulaires par suite des déformations et des recristallisations (figures 7 et 8). Il existe d'ailleurs tous les types intermédiaires entre ces états texturaux (Mercier, 1972 ; Mercier et Nicolas, 1975 ; Harte, 1977). La croissance des néoblastes, qui confère progressivement la texture équi-granulaire, se fait aux dépens des porphyroclastes. Elle est liée d'une part à la fracturation mécanique des cristaux, et d'autre part à l'énergie emmagasinée par les cristaux, qui aboutit à leur dislocation et recristallisation (Nicolas et Poirier, 1976). Dans les deux cas, la dynamique mantellique joue un rôle majeur et le débat sur les mécanismes de contraintes est encore largement ouvert. Retenons cependant qu'il s'agirait de cisaillement mantellique pour Nicolas (1986) et que de nombreux auteurs évoquent la mise en place de diapirs asthénosphériques au sein de la lithosphère (Green et Guegen, 1974 ; Coisy, 1977 ; Coisy et Nicolas, 1978 ; Gurney et Harte, 1980 ; Nicolas, 1986 ; Nicolas *et al.*, 1987 ; Witt et Seck, 1987). Les textures de type "porphyroclastique recristallisée" s'expliqueraient par le développement d'une recristallisation post-tectonique (phénomène de recuit) résultant d'un relâchement des contraintes, la température restant toujours élevée (Dautria, 1988).

Les textures pœcilitique et tabulaire à gros grain sont souvent associées. Pour certains auteurs, elles représentent les zones les plus profondes du manteau ramoné par le magma basaltique (Mercier, 1976 ; Coisy, 1977 ; Berger, 1978). Pour d'autres, comme Berger (1981) qui assimile la texture pœcilitique à une texture pegmatitique, elles auraient une origine magmatique.

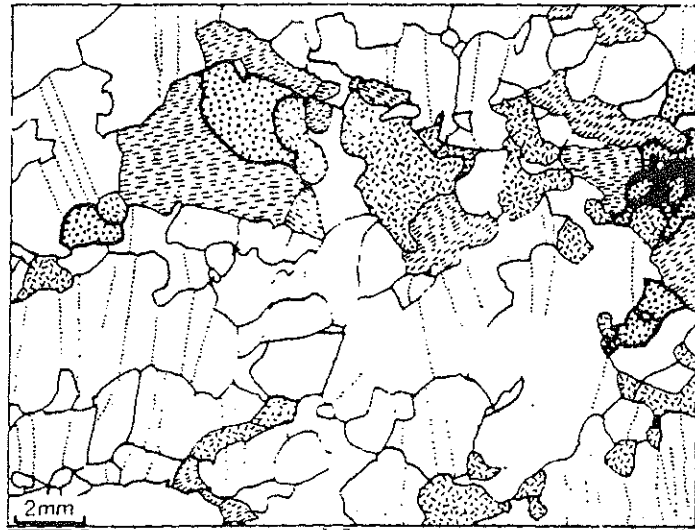


Figure 7 : Texture intermédiaire entre le type protogranulaire et le type porphyroclastique (extrait de Mercier et Nicolas, 1975)

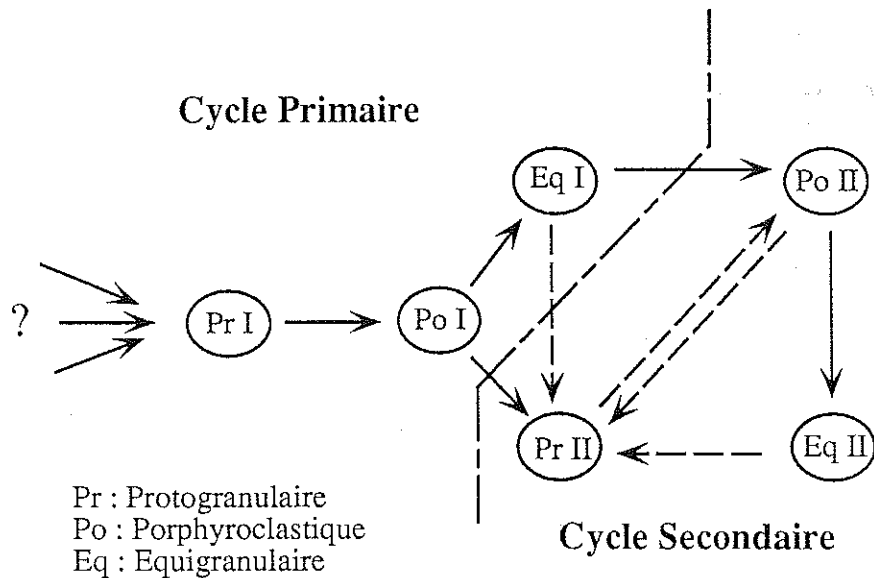


Figure 8 : Cycle d'évolution présumée des textures des tectonites mantelliques (Mercier et Nicolas, 1975)

IV - Origine des enclaves UB-B

Berger et Vannier (1984) ont montré qu'il était possible de reconnaître deux grandes familles d'enclaves selon leurs affinités avec les basaltes qui les portent. La première est celle des enclaves homogènes ou agglomérats (Vilminot, 1962) ; elle est supposée être cogénétique du magma. La seconde est celle des enclaves énallogènes ou xénolithes (Mercier, 1972 ; Conquére et Kornprobst, 1974) ; elle correspond à des fragments de roches étrangères au magma qui les aurait arrachées de leurs substratum et entraînées.

	Type I riche en Cr et Mg	Type II riche en Fe et Ti
Minéralogie	Olivine* Orthopyroxène* Clinopyroxène* Spinelle (surtout chromite-spinelle) Phlogopite Pargasite	Clinopyroxène* Olivine* Kaersutite* (rarement phlogopite) Spinelle* (surtout chromite-hercynite) Orthopyroxène (souvent mineur) Plagioclase Titanomagnétite Ilménite Apatite
Proportions modales	Lherzolite et harzburgite sont les types pétrographiques les plus abondants, c. à d. Ol>>Opx>Cpx>Sp, mais quelques échantillons riches en pyroxènes sont présents	Types pétrographiques très variables mais communément Cpx >> Opx et le spinelle est plus abondant que dans le Type I
Compositions minérales	Les pyroxènes et les spinelles sont chromifères et pauvres en titane, les silicates ont généralement des rapports $Mg/Mg+Fe_{(t)} > 0,85$	Les pyroxènes sont alumineux et titanifères mais pauvres en chrome, les spinelles sont alumineux et pauvres en chrome, les silicates ont généralement des rapports $Mg/Mg+Fe_{(t)} < 0,85$
Textures	Essentiellement métamorphiques	Métamorphiques et magmatiques
Types de roches	Lherzolite à spinelle (le plus commun) Harzburgite à spinelle Dunite à spinelle Orthopyroxénite à olivine et spinelle Orthopyroxénite à spinelle Clinopyroxénite à olivine et spinelle Webstérite à spinelle ± olivine Wehrlite à spinelle	Clinopyroxénite à spinelle ± olivine et kaersutite (le plus commun) Webstérite à spinelle ± olivine et kaersutite Wehrlite à spinelle ± kaersutite Péridotite à spinelle et kaersutite Dunite à spinelle Kaersutite à spinelle ± olivine et clinopyroxène Gabbro ± olivine et kaersutite

* Phases majeures (> 80 % en mode dans quelques échantillons)

Figure 9 : Caractéristiques générales des enclaves de type I et de type II de San Carlos, Arizona, Etats Unis (d'après Frey et Prinz, 1978)

1) Les enclaves homogènes

La famille des enclaves homogènes correspond essentiellement aux enclaves de type II défini⁽¹⁾ à partir des gisements de San Carlos en Arizona (Frey et Prinz, 1978).

Cet ensemble, dont les principales caractéristiques pétrologiques sont résumées dans la figure 9, présente deux groupes pétrographiques principaux :

- celui des pyroxénites équilibrées dans les conditions du manteau supérieur (Berger, 1981) et que l'on trouve principalement en domaine continental,
- celui des dunités à spinelle chromifère (\pm Cpx) équilibrées à des pressions immédiatement inférieures aux précédentes et que l'on trouve plutôt en contexte océanique (Berger et Vannier, 1984)

Homogènes, ces enclaves sont génétiquement associées à l'histoire des basaltes qui les portent. Cependant, le degré d'affinité peut être variable. L'affinité génétique est en effet étroite lorsque les enclaves représentent des cumulats des magmas alcalins qui les transportent (Irving, 1974b ; Best, 1975 ; Ludden, 1977 ; Berger, 1981) ou des résidus de fusion de la roche mère de ces magmas⁽²⁾ (Jackson et Wrigh, 1970). Elle devient lâche lorsque ces enclaves proviennent de magmas également alcalins mais différents de celui qui véhicule les enclaves (Frey et Prinz, 1978 ; Boivin, 1982).

Des enclaves composites qui associent certaines enclaves homogènes de type II à des péridotites mantelliques sont fréquentes (Frey et Prinz ; 1978, Irving ; 1980 ; Boivin, 1982 ; Dautria, 1988 ; Zerka, 1991). Elles suggèrent une formation à l'intérieur des conduits qui drainent les magmas dans le manteau supérieur (Frey, 1980 ; Boivin, 1982 ; Sen, 1983). L'abondance de ces conduits entraîne des phénomènes d'interaction (mélanges, métasomatisme) entre les zones les plus superficielles du manteau supérieur et les magmas issus de régions plus profondes (Menziés et Hawkesworth, 1987, Boivin, 1982, Berger et Vannier, 1984). Le métasomatisme joue ici un rôle prépondérant et il se manifeste soit de façon cryptique en modifiant simplement la composition chimique de certains minéraux, soit de façon modale en provoquant l'apparition de nouvelles phases minérales (Dawson, 1984 ; Harte, 1987 ; Menziés et Hawkesworth, 1987).

(1) : Ces enclaves de type II de Frey et Prinz (1978) correspondent aux enclaves à Al-augite de Wilshire et Shervais (gisements de l'Ouest des Etats Unis - 1975) et aux enclaves à Al-Ti augite de Berger (gisements du Massif Central Français et du Pacifique Sud - 1981).

(2) : cette hypothèse de résidus est tombée en désuétude au profit de l'hypothèse cumulative

Il faut signaler enfin que de nombreux auteurs remettent en question le caractère homogène de certaines enclaves de type II, en particulier pour les dunites. En effet, pour Sen (1983) les dunites en enclaves dans les magmas alcalins de Hawaï représentent des cumulats des basaltes tholéitiques plus anciens. Les dunites sont aussi interprétées de plus en plus souvent comme les produits des interactions entre des magmas basaltiques, antérieurs au magma porteur, et le manteau supérieur qu'ils traversent (Dungan et Ave Lallemand, 1977; Berger et Vannier, 1984; Bodinier, 1989; Kelemen, 1990). Les dunites seraient alors, dans ces deux cas, des enclaves énallogènes.

2) - Les enclaves énallogènes

a) - typologie

Les auteurs regroupent ici toutes les enclaves qui n'ont aucun lien direct avec le basalte porteur. On peut les classer en quatre grands sous-groupes :

- le premier contient **des cumulats ou ségrégats** formés lors de cycles de cristallisation de magmas tholéitiques, alcalins ou calco-alcalins (Le Maitre, 1965, Sen, 1983, Wilkinson, 1975b) antérieurs au magma hôte. Ces enclaves peuvent être parfois des fragments d'intrusions magmatiques UB-B mises en place au niveau de la croûte inférieure ou à la limite croûte continentale-manteau supérieur (Wilkinson, 1975b ; Griffin et O'Reilly, 1987)

- le second correspond schématiquement au sous-type à diopside chromifère de Wilshire et Shervais (1975) (**enclaves mantelliques de type I** de Frey et Prinz, 1978) dont les principales caractéristiques sont résumées en figure 9. Les types pétrographiques qui prédominent ici sont des lherzolites, des harzburgites et des dunites auxquelles deux grands types de pyroxénites sont souvent associés. Il s'agit d'une part d'orthopyroxénites à spinelle et olivine et de webstérites à olivine riches en orthopyroxène et d'autre part de clinopyroxénites à olivine + spinelle et de webstérites à olivine riches en clinopyroxène.

Les caractéristiques géochimiques et isotopiques permettent de les subdiviser en un type Ia et en un type Ib (Menziès, 1983) :

Type Ia :

$$1\text{-Cpx } ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.702\text{-}0.703$$

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5133\text{-}0.5130$$

2-Variétés non métasomatisées $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} < 1$, Cpx appauvris en Terres rares légères par rapport aux Terres rares lourdes

Variétés métasomatisées⁽¹⁾ $(La/Yb)_N > 1$

Type Ib :

1-Cpx $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.703-0.706$

$^{143}Nd/^{144}Nd = 0.5128-0.5125$

2-Variétés métasomatisées et non-métasomatisées⁽¹⁾

$(La/Yb)_N > 1$, Cpx enrichies en Terres rares légères par rapport aux Terres rares lourdes

non métasomatisés $(La)_N = 13-110$

métasomatisés $(La)_N = 20-160$

Les auteurs sont unanimes à reconnaître dans ces enclaves de type I des témoins du manteau supérieur situés entre les zones sources des basaltes et le Moho (manteau lithosphérique).

- le troisième sous-groupe correspond aux **éclogites**, terme se référant ici à la définition de Smith (1982, 1983) et correspondant à des roches métamorphiques ayant une composition chimique de basalte. Elles sont composées essentiellement de grenat et de clinopyroxène (le plagioclase est toujours absent) équilibrés dans les conditions du manteau supérieur ou de la croûte continentale inférieure.

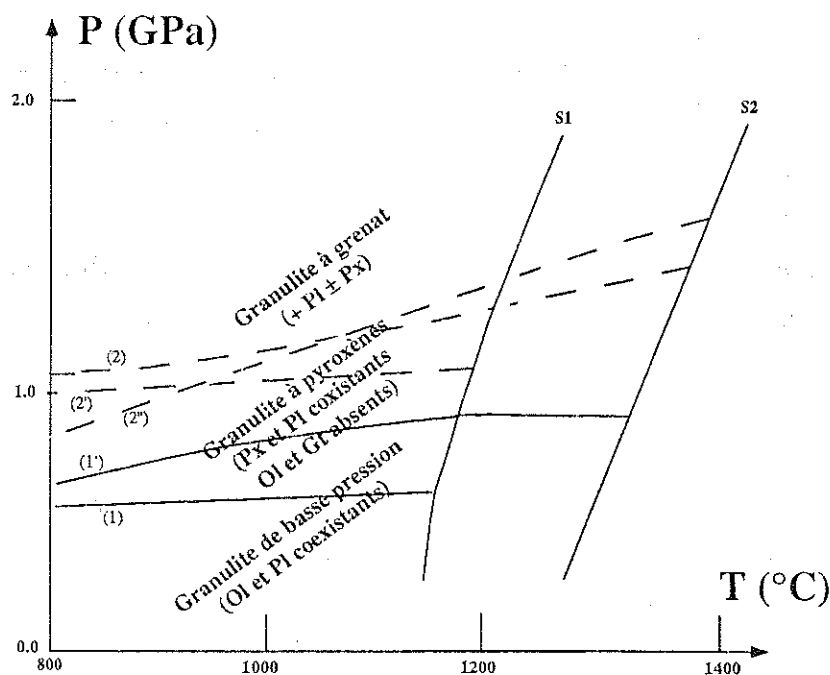
Coleman *et al.* (1965) subdivisent les éclogites en trois groupes : Le groupe A qui correspond à des éclogites associées à des roches ultrabasiques⁽²⁾, ou enclavées par les kimberlites et les basaltes alcalins, et composées d'un grenat riche en pyrope et d'un clinopyroxène calcique. Le groupe B qui représente des éclogites situées en lentilles dans des terrains gneissiques et migmatitiques et dont le grenat est plus riche en fer et le clinopyroxène est plus sodique (omphacite) que dans le groupe A. Le groupe C est associé aux schistes à glaucophane et contient le grenat le plus riche en fer et le clinopyroxène le plus jadéitique.

- Les **granulites basiques** constituent le quatrième sous-groupe d'enclaves énallogène remontées par les basaltes alcalins et on le rencontre essentiellement en domaine continental (Dostal *et al.*, 1980 ; Leyreloup *et al.*, 1982 ; Rogers et Hawkesworth, 1982 ; Stosch *et al.*, 1987 ; Kempton *et al.*, 1990 ; Mc Guire et Stern, 1993). Le terme granulite basique s'applique à des roches métamorphiques riches en minéraux ferrômagnésiens (Cpx, Opx, Ol, Gt, Hbl), qui peuvent coexister avec le plagioclase.

(1) : Le terme métasomatisme est utilisé ici dans le sens modal (apparition de phases hydroxylées : amphibole et phlogopite essentiellement)

(2) : Smulikowski (1965, 1968a) emploie le terme de clinopyroxénite à grenat ou griquaïte pour le groupe A. Il réserve le terme "éclogite" aux roches composées de grenat (pyrope-almandin) et de clinopyroxène contenant des teneurs significatives en jadéite (omphacite).

Elles correspondent à des roches dont le champ de stabilité P-T indique qu'elles représentent des témoins de la croûte inférieure continentale et/ou de la frontière (Moho) croûte inférieure-manteau supérieur (Griffin et O'Reilly, 1987, Pearson et O'Reilly, 1991). Les auteurs distinguent souvent des granulites basiques de basse pression (Ol et Pl coexistants), des granulites basiques à pyroxènes (Pl et Px coexistants, Ol et Gt absents) et des granulites basiques à grenat (+ Pl ± Px) (Griffin et O'Reilly, 1987). Cette succession des assemblages correspond à une augmentation des conditions de pression depuis les faciès à olivine et plagioclase jusqu'aux faciès à grenat (figure 10). Le spinelle ou le quartz sont souvent présents dans ces assemblages. Des minéraux beaucoup plus rares peuvent apparaître, comme par exemple la sapphirine (Griffin et O'Reilly, 1986, Meyer et Brookins, 1976).



S1 : Solidus d'Irving (1974 - granulite R 398)

S2 : Solidus de Gasparik (1984 - CMAS)

traits pleins : réaction $Ol + Pl \rightarrow Opx + Cpx + Sp$ selon : (1) Irving (1974) et (1') Kushiro et Yoder (1966), Gasparik (1984) et Wood et Holloway (1984)

tiretés : réaction $Opx + Cpx + Pl + Sp \rightarrow Gt$

selon : (2) Gasparik (1984), (2'') Irving, (1974) et (2'') Kushiro et Yoder (1966)

Figure 10 : Champs de stabilité P-T des différents types de granulites basiques

b) - Signification et interprétation

De nombreuses tentatives ont été faites pour donner une signification géodynamique aux enclaves UB-B sur la base de leurs caractères minéralogiques (assemblages) et géochimiques (éléments majeurs, traces, terres rares, couples isotopiques).

* enclaves mantelliques de type I

Dans un premier temps, il avait bien été proposé que le manteau continental soit essentiellement composé de lherzolites et le manteau océanique de harzburgites (Nicolas et Jackson, 1972) mais il a été montré par la suite que le manteau océanique est le plus souvent lherzolitique (lherzolite à plagioclase - Cottin, 1978 ; Boudier et Nicolas, 1985 ; Nicolas et Dupuy, 1986 ; Bonatti *et al.*, 1986 ; Bodinier, 1989 ; Nicolas, 1989).

Par ailleurs si la distinction entre un manteau "sub-continental" et un manteau "sub-océanique", basée sur la discrimination des teneurs en chrome et en sodium des clinopyroxènes (Kornprobst *et al.*, 1981), semble être applicable aux massifs lherzolitiques orogéniques et aux péridotites mantelliques échantillonnées au niveau des fonds océaniques (figure 11) elle ne peut l'être aux péridotites mantelliques qui sont enclavées par les basaltes alcalins (figure 12).

Un autre repère semble être les rapports isotopiques (Rb-Sr et Sm-Nd) qui apparaissent différents à l'aplomb des zones cratonisées anciennes et sous les zones non cratonisées qui regroupent, sans distinction géochimique, les zones orogéniques, les zones de rifting continentaux et les régions océaniques (Menziès et Hawkesworth, 1987 - figure 13).

On retiendra principalement que les enclaves péridotitiques de type I remontées par les basaltes alcalins ne permettent pas de trancher catégoriquement entre une origine océanique ou une origine continentale (Nixon et Davies, 1987).

Si la plupart des péridotites de type I n'enregistrent pas le contexte géotectonique, elles semblent être en revanche de bons indicateurs de la fusion partielle. En effet, elles représentent généralement des fragments de manteau appauvri par des processus de fusion partielle qui, à faible taux (0-15 %) produirait des lherzolites, et à plus fort degré (> 15 %) des harzburgites voire des dunites. Dans le même sens, on retiendra que les péridotites à spinelle de type Ia (océaniques et continentales) sont très appauvries en terres rares légères, ce qui indique qu'elles peuvent résulter de plusieurs épisodes de fusion partielle. Pour Menziès (1983) et Nixon et Davies (1987), les teneurs en éléments traces et les rapports isotopiques de ces roches démontrent qu'il s'agit de résidus de fusion du manteau source de MORB.

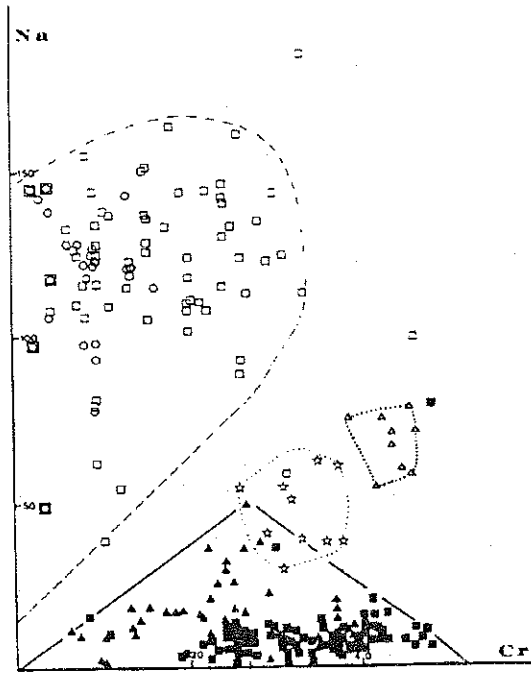


Figure 11 : diagramme Na-Cr des Cpx des péridotites "sub-océaniques" (symboles pleins) et des péridotites "sub-continentales" (symboles vides). Pour la provenance des données, voir Kornprobst *et al.*, 1981 p..243 fig.2

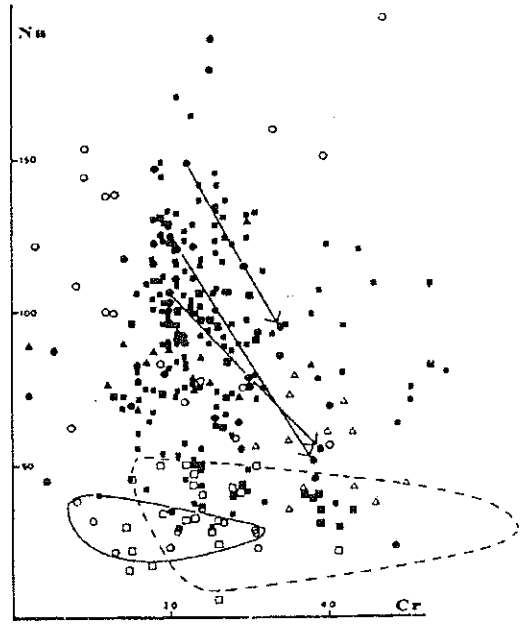


Figure 12 : diagramme Na-Cr des Cpx des péridotites mantelliques en enclaves dans les basaltes. Pour la provenance des données, voir Kornprobst *et al.*, 1981 p..247 fig. 8

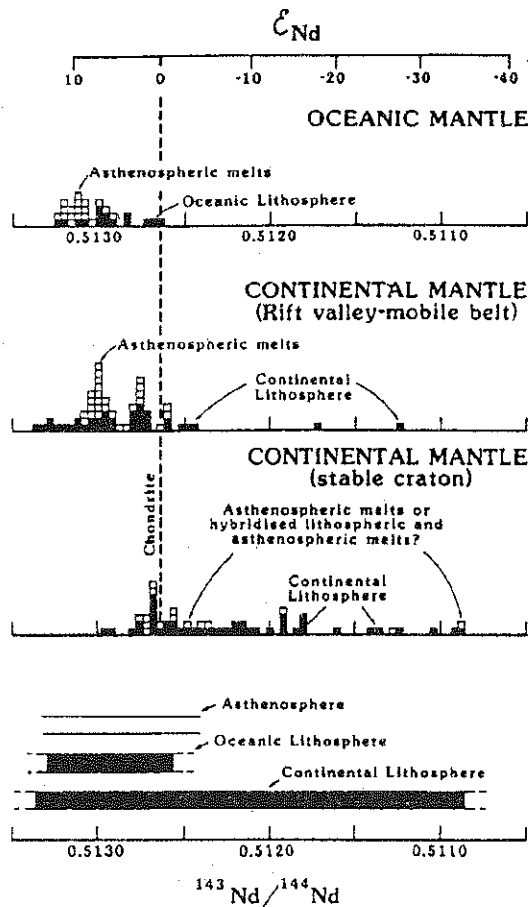


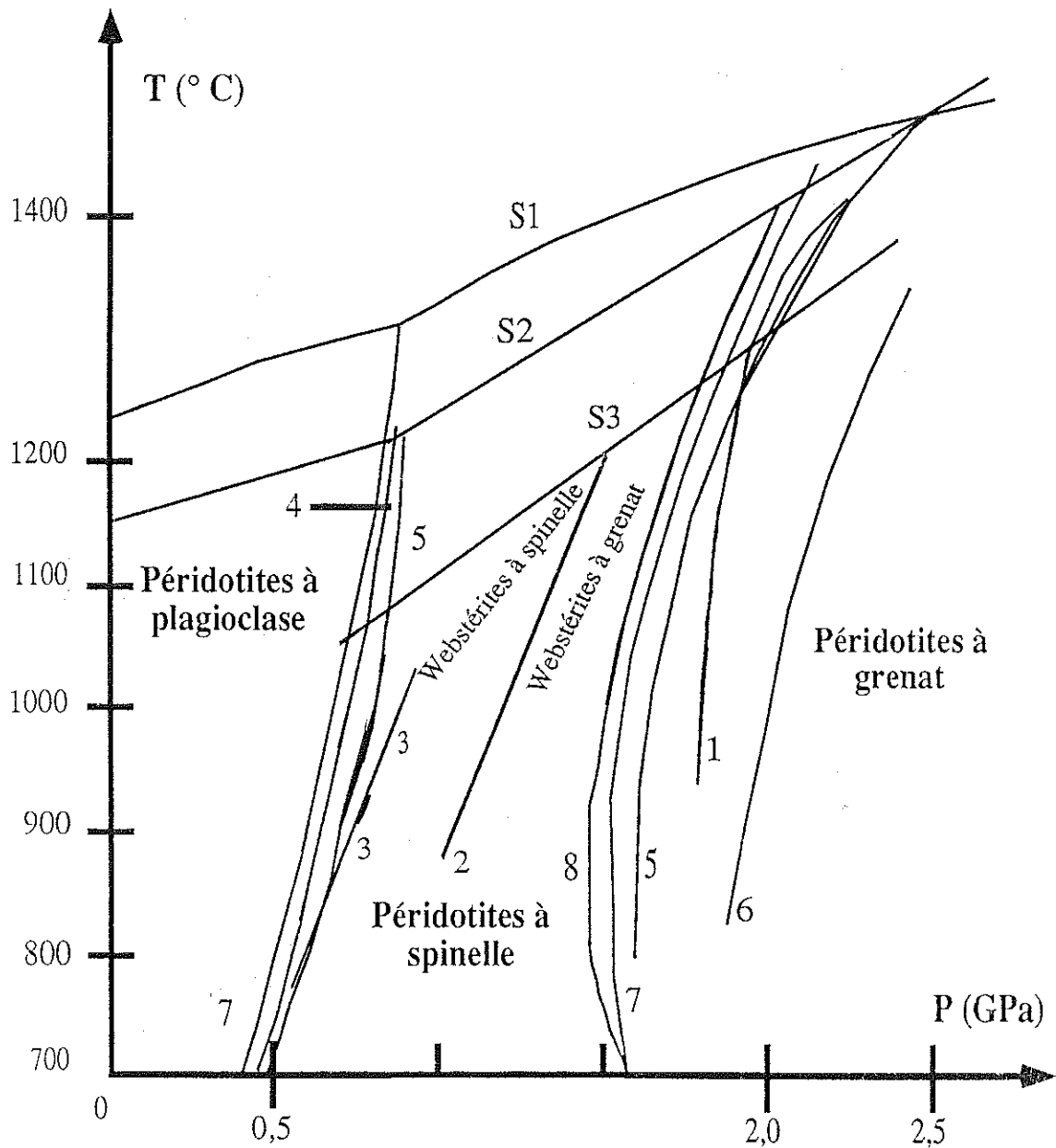
Figure 13 : variations isotopiques du Nd dans les lithosphères continentales et océaniques (définies à partir des péridotites mantelliques) et dans l'asthénosphère (définie à partir des minéraux métasomatiques). D'après Menzies et Hawkesworth, 1987

Dans un autre ordre d'idées, les enclaves de type I témoignent fréquemment de l'action de différents processus d'enrichissement :

- métasomatisme cryptique (Menzies, 1983) induits par la percolation de fluides riches en CO₂-H₂O ou de liquides silicatés au sein de ce manteau déprimé. Ce métasomatisme est présent dans les enclaves de type Ib qui montrent par ailleurs un découplage des rapports isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd démontrant l'âge récent du processus (< 200 Ma).
- métasomatisme modal généralement lié à la proximité de filons de type II (cf § 1). Ce métasomatisme est dû au passage de liquides silicatés riche en Ti et K que l'on relie souvent au magmatisme alcalin responsable de la remontée des enclaves de type I (Menzies, 1983 ; Nixon et Davies, 1987).
- interactions manteau supérieur - magmas basaltiques qui, pour certains auteurs, pourraient être le seul mécanisme responsable de la formation de certaines harzburgites et dunites mantelliques de type I en enclaves dans les basaltes alcalins (Berger et Vannier, 1984 ; Kelemen, 1986 ; Bodinier, 1989 ; Bodinier *et al.*, 1991 ; Kelemen, 1990 et 1992).

Les orthopyroxénites et les webstérites riches en Opx apportent d'autres informations. Pour Den Tex (1969), dans les massifs de péridotites orogéniques il s'agirait de litages tectoniques acquis durant la déformation des péridotites par ségrégation des olivines qui sont les minéraux les plus facilement déformables. Pour Allègre et Turcotte (1986), le rubanement pyroxénitique représenterait d'anciens matériaux océaniques subductés et dispersés dans le manteau supérieur par la convection (modèle du "marble cake"). Cependant, pour Kornprobst (1969), Conquéré (1977), Frey et Prinz (1978), Irving (1980) et Bodinier *et al.* (1987) il s'agirait plutôt de ségrégats magmatiques formés dans le manteau supérieur à partir de liquides basaltiques d'affinité tholéiitique. Les clinopyroxénites et les webstérites riches en clinopyroxènes seraient quant à elles des cumulats formés dans les mêmes conditions mais à partir de liquides basaltiques d'affinité alcaline (Conquéré, 1977 ; Frey et Prinz, 1978).

Les informations inscrites dans les enclaves de type I doivent encore être saisies avec prudence. Nous venons de voir en effet qu'aucune généralisation géotectonique ne se dessine et que chaque gisement apporte en fait des données plus ou moins spécifiques. Il en est de même des informations thermodynamiques qui dérivent des assemblages minéralogiques remontés en surface dans les enclaves. Pourtant, c'est dans ce domaine que semble se dessiner un schéma d'ensemble reliant la profondeur de formation aux paragénèses. C'est ainsi que la nature de la phase alumineuse (plagioclase, spinelle ou grenat) présente dans les péridotites mantelliques est souvent utilisée comme indicateur de leur profondeur d'origine (figure 14). Ce critère a montré des différences liées au contexte géotectonique et l'âge des provinces géologiques et, par voie de conséquence, à des différences d'épaisseur de la lithosphère ; lithosphère peu épaisse sous les océans et les rifts



Solidus : S1 (Presnall, 1976 - CMAS)

S2 (Green et Ringwood, 1967 et Kornprobst, 1970)

S3 (webstérite à Sp-Gt R 394 d'Irving, 1974)

Transition péridotites à spinelle - péridotites à grenat :

1 (O'Hara *et al.*, 1971 - CMAS) ; 5 (Herzberg, 1978 - CMAS) ; 6 (Perkins *et al.*, 1981 - MAS)

7 (Gasparik, 1984 - CMAS) ; 8 (Wood et Holloway, 1984 - CMAS)

Transition péridotites à spinelle - péridotites à plagioclase :

3 (Ringwood, 1975) ; 4 (Obata, 1976 - CMAS) ; 5 (Herzberg, 1978 - CMAS)

7 (Gasparik, 1984 - CMAS)

Transition webstérites à spinelle - webstérites à grenat : 2 (Irving, 1974)

Figure 14 : Champs de stabilité P-T des différents faciès de péridotites mantelliques (modifié d'après Tabit, 1986)

continentaux récents, plus épaisse au niveau des provinces continentales plus anciennes (Nixon et Davies, 1987). On constate en effet que dans les zones lithosphériques cratonisées archéennes, qui sont froides et épaisses, les enclaves de péridotites dominantes sont à grenat, alors que dans la lithosphère plus récente (Protérozoïque et Phanérozoïque), les péridotites qui dominent sont à spinelle, ce qui indique des profondeurs moindres ($\approx 0,7$ à 2 GPa pour 1000 °C - figure 14).

* les écloğites

Les écloğites du groupe A⁽¹⁾ représentent soit d'anciens produits basaltiques mantelliques soit des témoins de la croûte océanique rééquilibrés dans les conditions du manteau supérieur (Dawson, 1980, Carswell *et al.*, 1981, Arculus *et al.*, 1988). Dans le cas des écloğites du groupe B, deux écoles s'opposent. La première ("In Situ" school c. à d. autochtone) favorise l'idée d'un métamorphisme qui affecte simultanément des roches basiques et des gneiss dans lesquelles elles se trouvent (Bryhni, 1966 ; Griffin et Carswell, 1981, 1985 ; Mörk et Mearns, 1985). La seconde ("Foreign" school c. à d. allochtone) attribue une origine mantellique à ces écloğites B (Touret *et al.*, 1982 ; Agrinier *et al.*, 1985 ; Smith et Pinet, 1985). Les écloğites de type C, quant à elles, sont interprétées le plus couramment en terme de métamorphisme prograde d'une croûte océanique subductée (Helmstaedt et Schulze, 1988 ; Ernst, 1981).

* les granulites basiques

Les nombreuses études des échantillons fragmentés de la croûte inférieure continentale et/ou du manteau supérieur ont abouti à différents modèles qui peuvent être regroupés en quatre grands types (Fowler et Harmon, 1990). Les deux premiers sont généralement appliqués au granulites acides (quartzo-feldspathiques) et les deux derniers aux granulites basiques ("mafic granulites" des auteurs anglo-saxons):

- 1 - formation par réaction prograde de déshydratation
- 2 - résidus de fusion partielle intracrustale
- 3 - sous-plaquage basaltique (underplating) de la croûte continentale
- 4 - processus de différenciation magmatique au sein de réservoirs basaltiques profonds.

(1) : La nomenclature des écloğites, basée essentiellement sur le mode de gisement, ne s'adapte pas facilement au problème des xénolithes puisque que les différents groupes définis (Coleman *et al.*, 1965) peuvent se trouver associés, sous forme d'enclaves, dans un même gisement (Helmstaedt et Schulze, 1988).

Les deux derniers font référence à des liquides basaltiques et à leurs cumulats, refroidis dans les conditions du faciès granulitique (Griffin et O'Reilly, 1987, Christy, 1989). Les rééquilibrages des assemblages minéralogiques magmatiques originels invoquent alors trois types de réactions principales :

- exsolution du grenat, du spinelle, de l'orthopyroxène, du clinopyroxène secondaire et plus rarement du plagioclase à partir des cumulats de clinopyroxènes alumineux (Griffin *et al.*, 1984)
- réaction (olivine + plagioclase → deux pyroxènes + spinelle) pouvant former des symplectites (Francis, 1976c, Mc Birney et Aoki, 1973)
- évolution des assemblages à pyroxènes + plagioclase en assemblages granulitique à grenat (Wass et Hollis, 1983).

Bien que les enclaves UB-B aient déjà suscité beaucoup d'efforts de classification et d'interprétation, il faut convenir qu'elles ont encore énormément de choses à nous apprendre et l'on doit s'attendre à de nouvelles propositions d'ordre systématique et interprétatif. Un exemple qui illustre bien cela, est celui des enclaves de dunités que l'on trouve dans les basaltes alcalins des îles océaniques et sur lesquelles se sont penchés de nombreux auteurs.

- Pour Best (1975) et Ludden (1977), il s'agit de cumulat des magmas alcalins qui les contiennent.
- Pour Clague (1988) ce sont également des cumulats, mais ils proviennent de magmas alcalins antérieurs à la lave-hôte
- Pour Sen (1983 et 1987) ce sont aussi des cumulats, mais produits par les magmas tholéïtiques.
- Pour Berger et Vannier (1984), Bodinier (1989) et Kelemen (1990) enfin, elles résulteraient plutôt d'interactions entre les magmas basaltiques et le manteau supérieur péridotitique qu'ils traversent.

Chapitre 2 :

LES ILES KERGUELEN : PRESENTATION GENERALE

- Les îles Kerguelen dans l'Océan Indien
- Les expressions du magmatisme dans les îles Kerguelen
- Les sources magmatiques et l'histoire géodynamique des Kerguelen
- Introduction à l'étude des enclaves ultrabasiques-basiques des îles Kerguelen

Cet aperçu géologique des Kerguelen s'appuie sur des synthèses récentes publiées par Giret (1986, 1987, 1990, 1993), Gautier (1987), Weis (1992) et Leyrit (1992).

I - Les îles Kerguelen dans l'Océan Indien

1) - De la découverte à la reconnaissance géologique

Découvertes en 1772 par Y. de Kerguelen, ces îles furent l'objet de plusieurs investigations scientifiques au cours du XVIII^{ème} et du XIX^{ème} siècles ainsi qu'au début du XX^{ème} siècle (Renard, 1889 ; Lacroix, 1924). Ce n'est pourtant qu'avec Aubert de la Rüe (1932, 1956) que les connaissances géologiques ont été approfondies. A partir de 1958, Année Géophysique Internationale, les programmes d'exploration océanique fournissent des données bathymétriques, gravimétriques, paléomagnétiques, sismiques, sédimentologiques et géochimiques, qui donnent un aperçu physiographique de l'Océan Indien (Heezen et Tharp, 1965). La France, qui possède la plupart des îles de ce domaine océanique, fait un effort particulier qui permet de publier une carte géologique au 1 : 200 000^{ème} des îles Kerguelen (Nougier, 1970) et une carte des limites magnétiques de l'océan Indien (Schlich, 1975). L'archipel de Kerguelen devient alors une cible privilégiée des géologues qui le considèrent comme un maillon indispensable à la compréhension de l'océan Indien et qui y trouvent des particularités qu'il leur faut expliquer. L'abondance des complexes plutoniques en fait partie (Giret, 1983). L'étude de ces formations a conduit à réviser l'histoire magmatique de ces îles. Depuis une dizaine d'années, les développements pétrologiques, géochimiques, sismiques et cartographiques ne cessent d'apporter des arguments qui contraignent de mieux en mieux le modèle de genèse et d'évolution des îles Kerguelen.

Les études géologiques sont favorisées par la morphologie très découpée (2800 km de côtes) de l'archipel qui offre de nombreuses coupes naturelles aux géologues. Le récent retrait glaciaire et le climat toujours très rigoureux sont les facteurs de la fraîcheur des affleurements et de l'absence de couvert végétal. Pour le géologue, ce sont des atouts qui compensent largement les difficultés d'accès liées à l'éloignement, aux manques de moyens de liaison et à l'absence d'infrastructures.

La carte photogéologique, dressée par Nougier (1970) montre que près de 80 % de l'archipel est constitué d'entablements basaltiques (basaltes des plateaux). L'existence de roches volcaniques différenciées rompt cette monotonie tabulaire et soulève de nombreuses questions. Les complexes plutoniques sont abondants puisqu'ils représentent près de 10% de la surface (figure 15). Bien que ces manifestations plutoniques ne soient pas exceptionnelles en domaine océanique (dykes de la Réunion, Upton, 1982, enclaves dans les basaltes de l'île de l'Ascension, Harris, 1983, complexes intrusifs d'Islande, Jauzein, 1981, de Tahiti, Nitecki-Novotny, 1975 et de l'archipel de Crozet, Lameyre et Nougier, 1982) il n'est pas d'exemple où ils soient

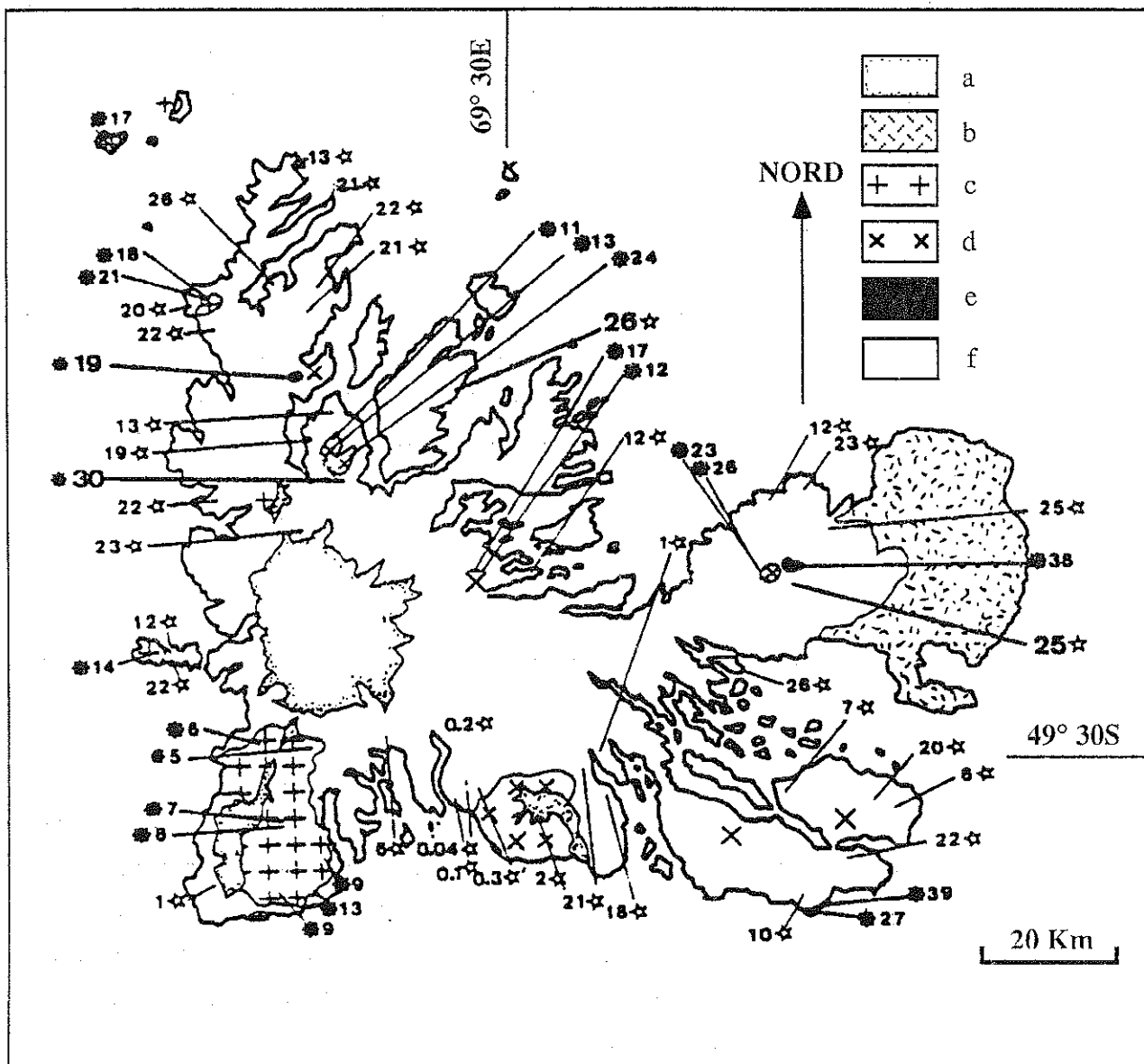


Figure 15 : Nature et âge des principales formations géologiques des îles Kerguelen d'après Leyrit (1992)

a : couverture glaciaire, b : moraines, c : complexes plutoniques alcalins sursaturés en silice, d : complexes plutoniques alcalins sous-saturés en silice, e : complexes plutoniques transitionnels-tholéitiques, f : basaltes des plateaux transitionnels à alcalins.

Âges K-Ar en Ma, étoiles vides : roches volcaniques, étoiles pleines : roches plutoniques

aussi bien représentés qu'à Kerguelen (Giret, 1983). Les roches sédimentaires sont essentiellement des moraines récentes (Aubert de la Rüe, 1932 ; Nougier, 1970 ; Leyrit, 1992). On trouve aussi quelques formations détritiques, continentales (conglomérats et/ou lignites) et marines (grès plus ou moins fossilifères), toutes attribuées au Miocène (Fletcher, 1938 ; Carriol *et al.*, 1992).

2) - Les îles Kerguelen et la ride Kerguelen-Gaussberg

Les îles Kerguelen se trouvent presque au centre de la partie Sud de l'océan Indien, c'est à dire dans le domaine océanique de la plaque Antarctique (figure 16) dans le triangle formé par les rides Ouest et Est indiennes et par le continent Antarctique. A 500 Km au Nord des îles Heard et Mac Donald, elles constituent une émergence de l'apex septentrional de la ride aismique de Kerguelen-Gaussberg. Cette ride forme un plateau qui s'élève de 2000 à 3000 m au-dessus des plaines abyssales sur environ 2300 km selon la direction NNO-SSE entre 46° et 64° de latitude Sud (figure 16). De dimension comparable au plateau d'Ontong-Java (Sud-Ouest Pacifique), la ride de Kerguelen-Gaussberg représenterait l'un des deux plateaux océaniques les plus vastes du monde.

Le plateau de Kerguelen forme deux domaines (Schlich *et al.*, 1989) :

- l'un méridional est dessiné par l'isobathe -2000 m et il s'étend de 55° S à 64° S sur une largeur moyenne de 450 km. Il est caractérisé par une croûte d'environ 25 km d'épaisseur (Goslin et Diament, 1987) qui pourrait être, au moins en partie, constituée de fragments de croûte continentale (Ramsay *et al.*, 1986 ; Alibert, 1991 ; Operto, 1991). Les carottages de sédiments et de laves ont fourni des âges supérieurs à 100 Ma et des témoins d'émersion (Leclaire *et al.*, 1987 ; Schlich *et al.*, 1989)
- le domaine septentrional (46° S - 55° S) est dessiné par l'isobathe - 1000 m et sa largeur moyenne est de 300 km. Dans les îles, Les roches les plus anciennes qui ont été récoltées sont des enclaves sédimentaires dans les laves de Heard. Leur âge, inférieur ou égal à 50 Ma (Quilty *et al.*, 1983), est en accord avec les anomalies magnétiques 17 et 18 repérées au NE du plateau (Schlich, 1982). En revanche, le bassin qui relie Heard à Kerguelen a fourni des sédiments Crétacé et a conduit à l'hypothèse d'un plancher océanique Crétacé inférieur (Wicquart et Fröhlich, 1986,1990 ; Munsch et Schlich, 1987). Cet âge apparaît comme le plus probable et les îles seraient donc des manifestations relativement tardives de l'édification du plateau de Kerguelen (Giret, 1983 ; Gautier, 1987 ; Royer et Sandwell, 1989) Les données sismiques terrestres et marines révèlent que cette partie de la ride aismique a une croûte océanique épaissie, de 14 à 23 km (Recq *et al.*, 1983 ; Recq et Charvis, 1986 ; Recq *et al.*, 1990 ; Charvis *et al.*, 1993).

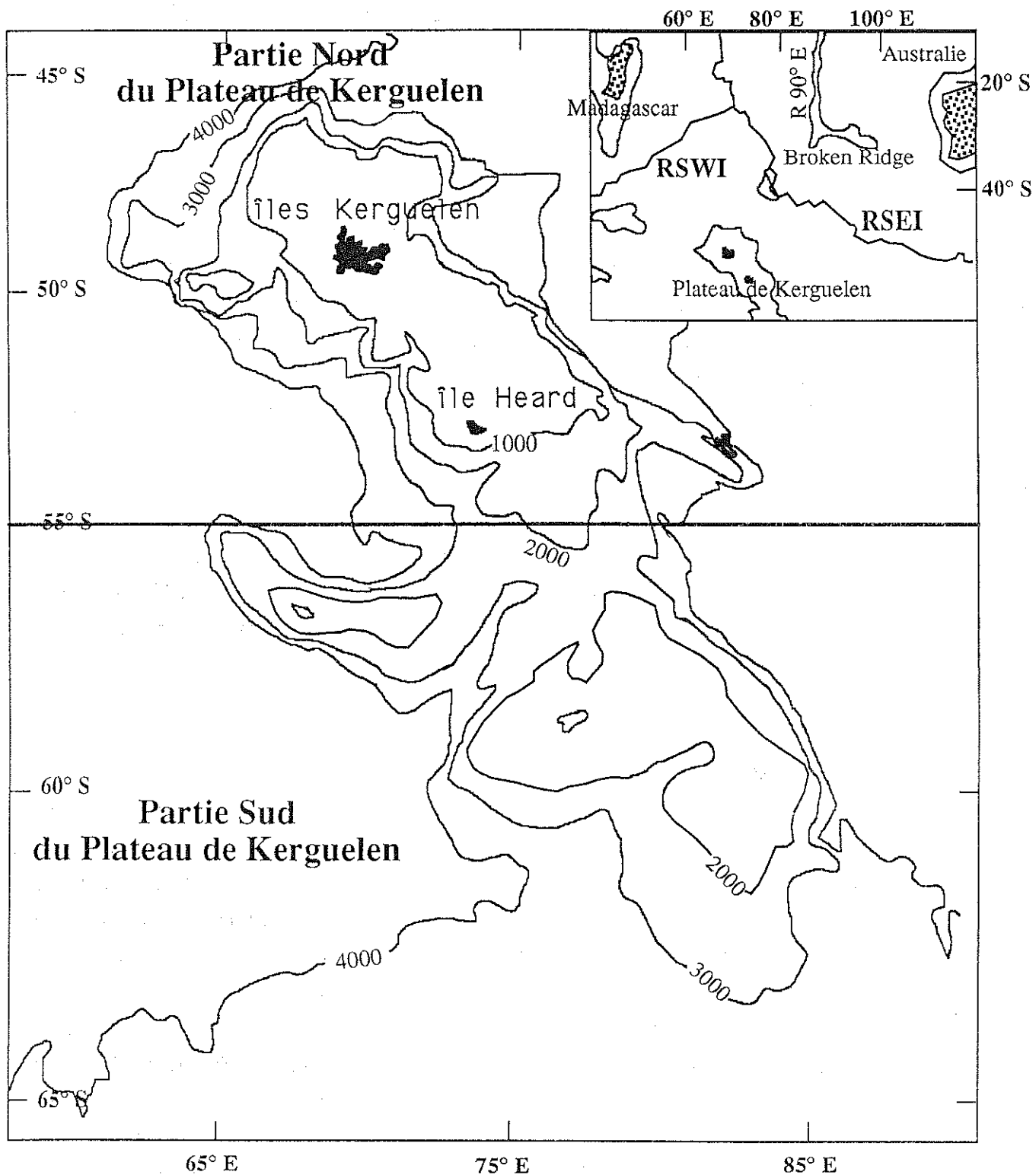


Figure 16 : Situation des îles Kerguelen dans l'Océan Indien
 et carte bathymétrique du plateau de Kerguelen
 RSEI : ride Sud-Est Indienne, RSWI : ride Sud-Ouest Indienne, M : Madagascar
 A : Australie, PK : Plateau de Kerguelen, R90E : ride du 90°Est, BR : Broken Ridge

Les îles Kerguelen (48°30' à 50°S, 68°30' à 71°E) ont une surface de 6500 km², ce qui en fait le troisième archipel océanique du globe, après l'Islande et Hawaï. On peut les comparer à la partie apparente d'un iceberg dont l'essentiel serait le plateau sous-marin.

II - Les expressions du magmatisme dans les îles Kerguelen

L'existence de roches grenues acides, syénites quartziques et granites (Nougier, 1970 ; Nougier et Lameyre, 1973), ainsi que la position de l'archipel dans le prolongement de la ride de Gaussberg qui est reliée à la croûte continentale, ont conduit dans un premier temps à l'idée que Kerguelen pourrait représenter un fragment de croûte continentale résiduelle (Heezen et Tharp, 1965 ; Wilson, 1965 ; Watkins *et al.*, 1974). Cependant, les études pétrologiques, géochimiques et isotopiques qui suivirent ont montré l'origine mantellique des roches magmatiques de l'ensemble de l'archipel, y compris des granites (Lameyre *et al.*, 1976; Dosso *et al.*, 1979; Dosso et Murthy, 1980; Gautier, 198 ; Weis *et al.*, 1987; Gautier *et al.*, 1990; Leyrit, 1992; Weis, 1992), ce qui est confirmé par la faible épaisseur de la croûte (14 à 20 Km) et par sa structure typiquement océanique (Recq *et al.*, 1983 ; Charvis, 1984 ; Recq *et al.*, 1990). Retenons enfin, que les nombreuses campagnes de terrains n'ont jamais fourni le moindre fragment de roche continentale.

1) - Les appareils magmatiques

Les données paléomagnétiques et sédimentologiques conduisent à placer la formation du plateau de Kerguelen Heard au Crétacé (Schlich, 1975 ; Fröhlich *et al.*, 1983 ; Wicquart et Fröhlich, 1990) mais cette étape n'est pas représentée à l'affleurement. Après la construction du plateau sous-marin, le volcanisme fissural s'est poursuivi et l'empilement de laves fluides a édifié une île aux reliefs tabulaires ; il s'agit des "basaltes des plateaux", équivalents des "flood basalts" de la terminologie anglo-saxonne. Des venues magmatiques qui n'ont pu atteindre la surface ont donné, localement, de puissants filons-couches de gabbros interstratifiés dans l'ensemble tabulaire (Giret *et al.*, 1981). D'autres appareils plutoniques se sont mis en place de façon intrusive en bombant et en fracturant les basaltes encaissants. Ces massifs sont de petites dimensions (0,5 à 1 Km de diamètre) et ils sont constitués d'une suite pétrographique à tendance tholéiitique (Giret, 1983 ; Giret et Beaux, 1984). Cet ensemble magmatique précoce, qui associe des mécanismes aériens et souterrains, forme les séries anciennes tholéiitiques-transitionnelles.

Ces séries anciennes ont été recouvertes par de nouveaux entablements volcaniques d'affinité alcaline constitués essentiellement de coulées d'inégales épaisseurs (1-15 m) de basaltes, d'hawaïtes et de mugéarites (Gautier, 1987).

Localement, des complexes volcano-plutoniques également alcalins se sont mis en place dans ces empilements. Selon leur âge et les mouvements verticaux qui les ont affectés ces complexes, dont le diamètre varie de 1 à 15 Km, offrent à l'affleurement des niveaux structuraux différents, depuis les appareils volcaniques aériens jusqu'aux appareils plutoniques profonds à structure annulaire. Ceci a permis de modéliser leur mode de mise en place avec la mise en évidence de mécanismes de subsidence souterraine et de poinçonnement vertical qui provoquent des fractures concentriques et radiales permettant au magma d'atteindre la surface (figure 17 - Bonin, 1982 ; Giret, 1990, 1993). C'est à la faveur de ces accidents que s'édifient progressivement les appareils volcaniques associés aux plutons. Les complexes volcano-plutoniques les plus importants sont celui du Mont Ross pour le niveau volcanique (Giret *et al.*, 1988) et celui de la péninsule Rallier du Baty (Marot et Zimine, 1976 ; Giret *et al.*, 1980) pour le niveau plutonique.

2) - Les complexes volcano-plutoniques

Les données pétrologiques, géochimiques et isotopiques, sur les roches volcaniques et plutoniques, conduisent à reconnaître deux types principaux de séries magmatiques : (i) les séries tholéiitiques-transitionnelles et (ii) les séries alcalines (Watkins *et al.*, 1974 ; White et Hofman, 1982 ; Nougier *et al.*, 1983 ; Giret, 1983). Cette dualité apparaît séquentielle puisque les séries tholéiitiques-transitionnelles, plus anciennes, sont attribuées à l'intervalle 40 - 25 Ma (Giret *et al.*, 1981 ; Weis et Giret, 1993) tandis que le magmatisme alcalin ne débiterait que vers 25 Ma (figure 15) et se manifeste jusqu'aux temps historiques (Nougier *et al.*, 1983 ; Weis et Giret, 1993). Aussi, avec une activité magmatique étendue sur environ 40 Ma, les Kerguelen sont les îles océaniques les plus anciennes. Il apparaît paradoxal qu'elles se trouvent dans l'océan le plus jeune, dont l'ouverture commence avec la fracturation du Gondwana, il y a environ 140 à 110 Ma (Royer et Sandwell, 1989 ; Davies *et al.*, 1989 ; Royer et Coffin, 1991).

Dans les séries alcalines, plutoniques et volcaniques, on observe deux lignées, l'une sursaturée en silice et l'autre sous-saturées en silice. Les premières montrent des évolutions depuis des basaltes jusqu'à des trachytes et rhyolites pour les laves (Nougier, 1970 ; Leyrit, 1992) et depuis des gabbros jusqu'aux granites alcalins pour les plutons (Giret, 1983). Les secondes évoluent depuis des basanites jusqu'à des phonolites ou depuis des gabbros jusqu'aux syénites néphéliniques.

Cette divergence peut être reliée à l'existence de deux magmas basaltiques initiaux, qui diffèreraient par leur teneur en silice et en alcalins (Beaux, 1986). Une seconde hypothèse concernant l'origine de cette divergence invoque le rôle de la cristallisation fractionnée de l'amphibole calcique et la pression partielle d'eau (P_{H_2O}) (Giret, 1979, 1990 ; Giret *et al.*, 1980 ; Bonin et Giret, 1984, 1985 a et b). La

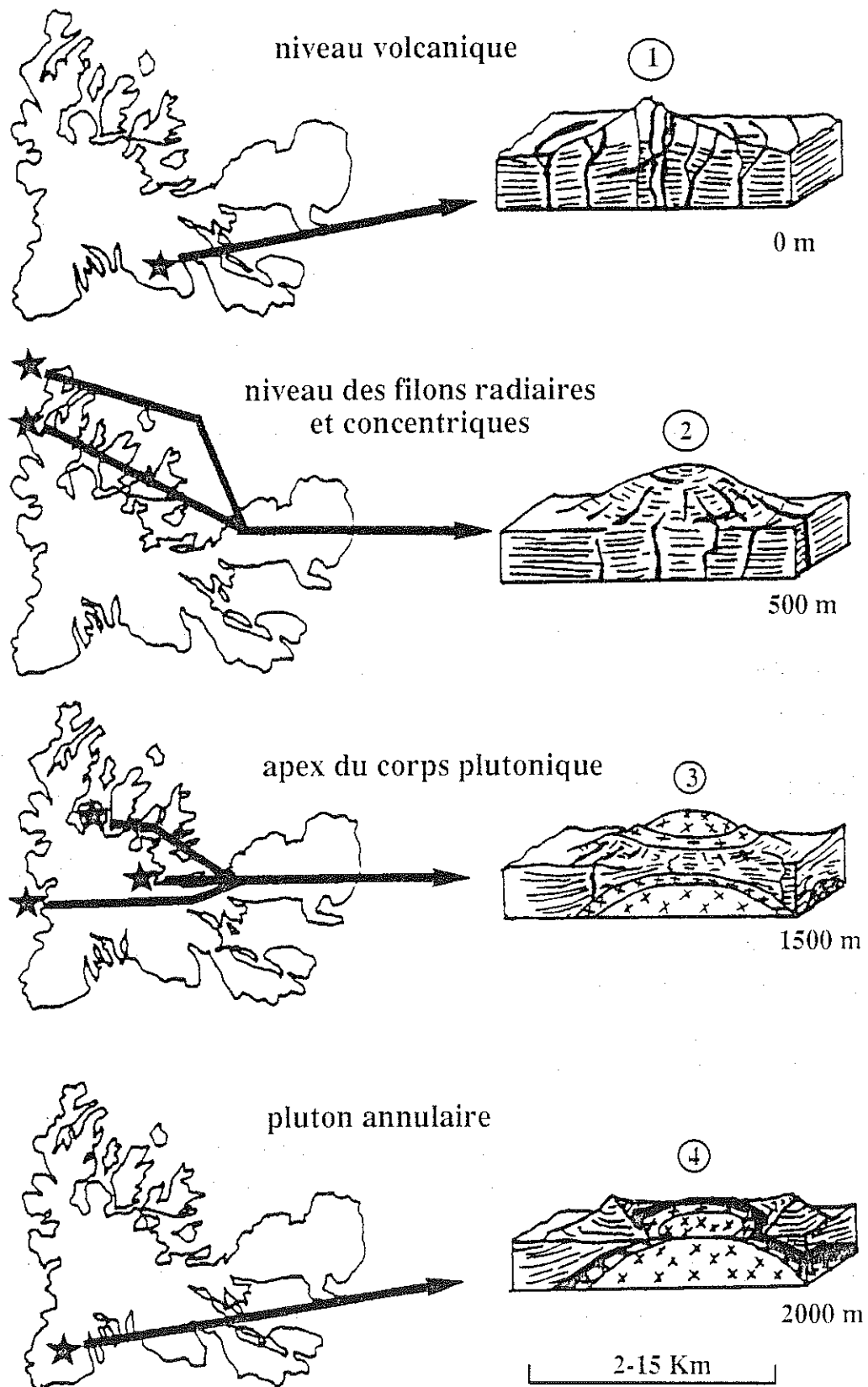


Figure 17 : Niveaux structuraux des complexes volcano-plutoniques observés à Kerguelen

- 1- niveau volcanique (Mont Ross),
- 2- niveau des filons radiaires et concentriques (îles Nuageuses et Mont Lacroix)
- 3- apex du corps plutonique (île de l'Ouest, Société de Géographie, Monts Ballons),
- 4- pluton annulaire (Rallier du Baty)

crystallisation précoce de l'amphibole calcique serait responsable de l'enrichissement en silice du liquide (séries sursaturées) tandis que les magmas resteraient sous-saturés en silice jusqu'à la surface lorsque cette cristallisation est retardée.

3) - Les basaltes tabulaires

Les empilements basaltiques présentent la même séquence typologique que les complexes volcano-plutoniques, avec des séries tholéitiques-transitionnelles anciennes et des suites alcalines plus récentes (Gautier, 1987 ; Gautier *et al.*, 1990). Cependant, l'argumentation géochronologique fait défaut. En effet, l'âge le plus ancien fourni par un basalte tabulaire est de 26 Ma (Cantagrel *et al.*, 1990). Ces âges sont en contradiction avec ceux de certains complexes plutoniques qui traversent ces empilements et qui sont plus anciens. Ces contradictions s'expliqueraient par une modification de l'âge isotopique des basaltes tabulaires au cours du processus de zéolitisation qui a affecté l'archipel entre 12 et 15 Ma (Verdier, 1989 ; Cantagrel *et al.*, 1990, Giret *et al.*, 1992).

Les basaltes tabulaires présentent une distribution géochimique que l'on ne retrouve pas dans les roches plutoniques. En effet, les basaltes transitionnels sont abondants au NW de l'archipel alors que les basaltes alcalins sont principalement localisés au SE (Nougier, 1970 ; Nougier *et al.*, 1983). Cette disposition pourrait être due à un pendage général de l'ordre de 1 à 5 ° vers le S.E (A. Giret, comm. pers.) et à l'antériorité du magmatisme transitionnel sur le magmatisme alcalin.

La caractérisation géochimique des séries basaltiques (Gautier, 1987 ; Gautier *et al.*, 1990) reflète une évolution par cristallisation fractionnée qui débute par le fractionnement de l'olivine et du plagioclase dans les séries transitionnelles et par celui de l'olivine dans les séries alcalines. La différenciation ultérieure, principalement contrôlée par la cristallisation du clinopyroxène, semble commune dans les deux types de séries. Les séries alcalines sont plus riches en potassium, phosphore, éléments incompatibles et terres rares légères que les séries transitionnelles qui, elles, sont plus riches en $\text{FeO}_{\text{total}}$ et en terres rares lourdes (Gautier, 1987). L'ensemble des basaltes est relativement pauvre en MgO (< 7% en général), ce qui traduit leur différenciation. De ce fait, il est délicat de les utiliser comme témoins de liquides parentaux dans les modélisations (Gautier *et al.*, 1990).

Les séries basaltiques alcalines montrent deux tendances (Gautier, 1987), l'une moyennement alcaline ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ compris entre 2,5 et 5%) et l'autre fortement alcaline ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ compris entre 4 et 8%). Au niveau des provinces SE de l'archipel (péninsules Jeanne d'Arc et Ronarc'h), les basaltes et trachytes (série sursaturée en silice du Miocène inférieur) ont des compositions similaires aux séries moyennement alcalines, tandis que les basanites, les téphri-phonolites et les phonolites

(série sous-saturée en silice du Miocène supérieur) sont fortement alcalines (Leyrit *et al.*, 1990 ; Leyrit, 1992 ; Weis, 1992 ; Weis *et al.*, 1993). Cette divergence appuie l'hypothèse des deux magmas basaltiques initiaux, proposée sur la base de l'étude des plutons alcalins (Beaux, 1986).

III - Les sources magmatiques et l'histoire géodynamique des Kerguelen

1) - Origine mantellique de l'ensemble des roches magmatiques, volcaniques et plutoniques

Les signatures isotopiques de l'ensemble des formations analysées, volcaniques et plutoniques, caractérisent l'origine mantellique des îles Kerguelen (Dosso *et al.*, 1979 ; Weis *et al.*, 1987 ; Gautier *et al.*, 1990 ; Leyrit, 1992 ; Weis, 1992 ; Weis *et al.*, 1993). En effet, les rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ situent les sources magmatiques des îles Kerguelen dans le prolongement du "Mantle Array". Il existe une distinction nette dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre les différentes séries basaltiques (figure 18). Les trois basaltes tholéitiques de l'île Foch (White et Hofmann, 1982 ; White, 1985), qui correspondraient aux plus anciennes séries volcaniques de l'archipel (Nougier, 1970), ont des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ autour de 0,704 et des ϵ_{Nd} voisin de +5. Les séries transitionnelles ont un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inférieur à 0,7050 et des valeurs positives de ϵ_{Nd} tandis que les séries moyennement alcalines ont des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ supérieurs à 0,7050 et des ϵ_{Nd} légèrement négatifs. Le champ de composition des îles Kerguelen s'étend vers de plus hautes valeurs du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et de plus basses valeurs de ϵ_{Nd} , grâce aux séries fortement alcalines des provinces SE de l'archipel (Leyrit, 1992 ; Weis, 1992 ; Weis *et al.*, 1993).

Les variations isotopiques en Nd et en Sr et les corrélations hyperboliques, entre rapports d'éléments traces ou des couples éléments traces incompatibles-rapports isotopiques, montrent que l'évolution dans le temps depuis les séries tholéitiques-transitionnelles jusqu'aux suites fortement alcalines peut se modéliser par un processus de mélange binaire entre deux sources mantelliques distinctes (Gautier *et al.*, 1990 ; Weis *et al.*, 1993) : une source déprimée de type MORB et une source enrichie de type OIB. Le composant déprimé, qui présente des rapports Y/Nb et Zr/Nb élevés, des ϵ_{Nd} élevés et des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bas, peut être représenté par les MORB de type N observés actuellement au niveau de la SEIR (Sud-Est Indian Ridge) (Michard *et al.*, 1986 ; Dosso *et al.*, 1988). Le composant enrichi qui présente des rapports Y/Nb et Zr/Nb faibles, des ϵ_{Nd} faibles et des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevés est très bien représenté par les basanites de la série du Miocène supérieur des provinces SE de l'archipel qui montrent les compositions isotopiques les plus enrichies de l'archipel. Ces compositions spécifiques des laves du SE sont considérées comme représentant les

compositions pures du point chaud de Kerguelen, porteur du composant OIB (Weis, 1992).

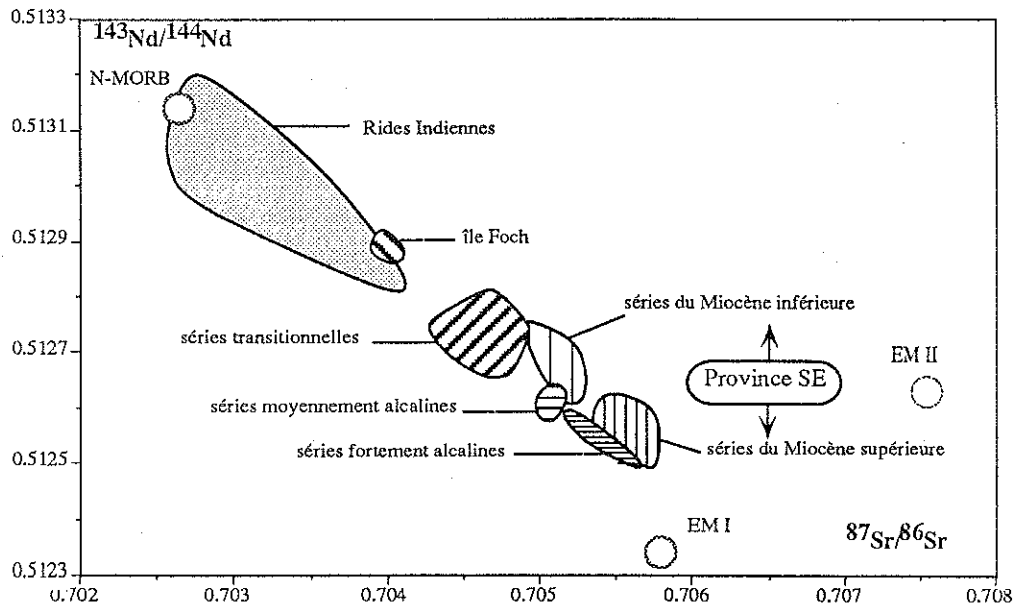


Figure 18 : Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des roches volcaniques des îles Kerguelen (D'après Weis, 1992 et Weis *et al.*, 1993)

2) - Anomalie DUPAL et composante continentale

Toutes les roches magmatiques (séries volcaniques et plutoniques) ont la signature de l'anomalie DUPAL, c'est à dire des rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ supérieurs à ceux que l'on observe dans les océans Atlantique et Pacifique (Dupré et Allègre, 1983). Les rapports élevés $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour un rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ donné, qui caractérisent aussi cette anomalie DUPAL, permettent d'affiner le modèle de mélange et indiquent la présence d'un troisième composant dans la source (Weis, 1992). Ce composant correspond probablement à du matériel continental recyclé dans le manteau, soit lors d'un mécanisme de subduction, soit par des processus de délamination crustale (érosion thermique) de la base de la lithosphère (Weis, 1992).

Finalement, les systèmes isotopiques caractérisent des phénomènes qui se sont produits à différentes époques :

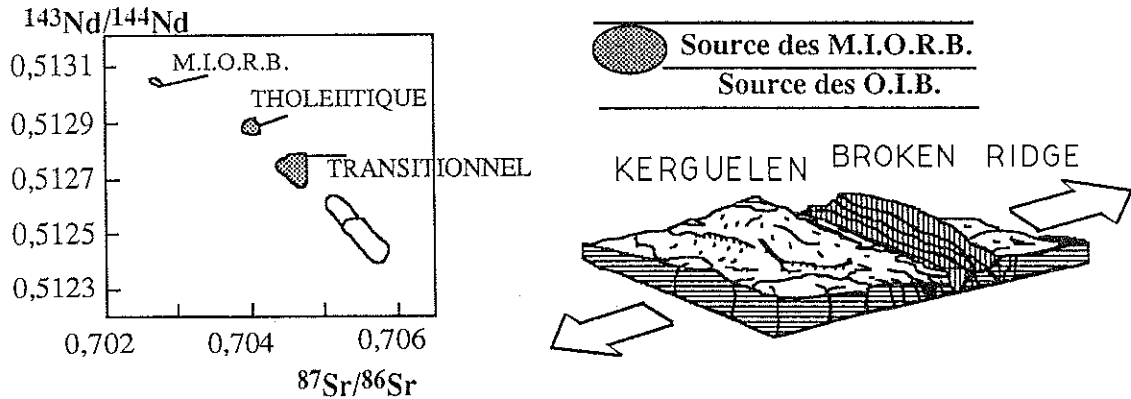
- 1) incorporation et recyclage de matériel continental dans les régions mantelliques sources, mécanisme responsable de l'anomalie DUPAL
- 2) différents degrés de mélange entre un composant profond enrichi de type OIB et un composant déprimé plus superficiel de type MORB (Weis, 1992).

Les temps caractéristiques pour ces deux processus sont très différents, respectivement 100-2000 Ma et < 50 Ma.

Type magmatique et signature isotopique

Environnement géodynamique

De 45 Ma à 26 Ma



De 26 Ma à l'actuel

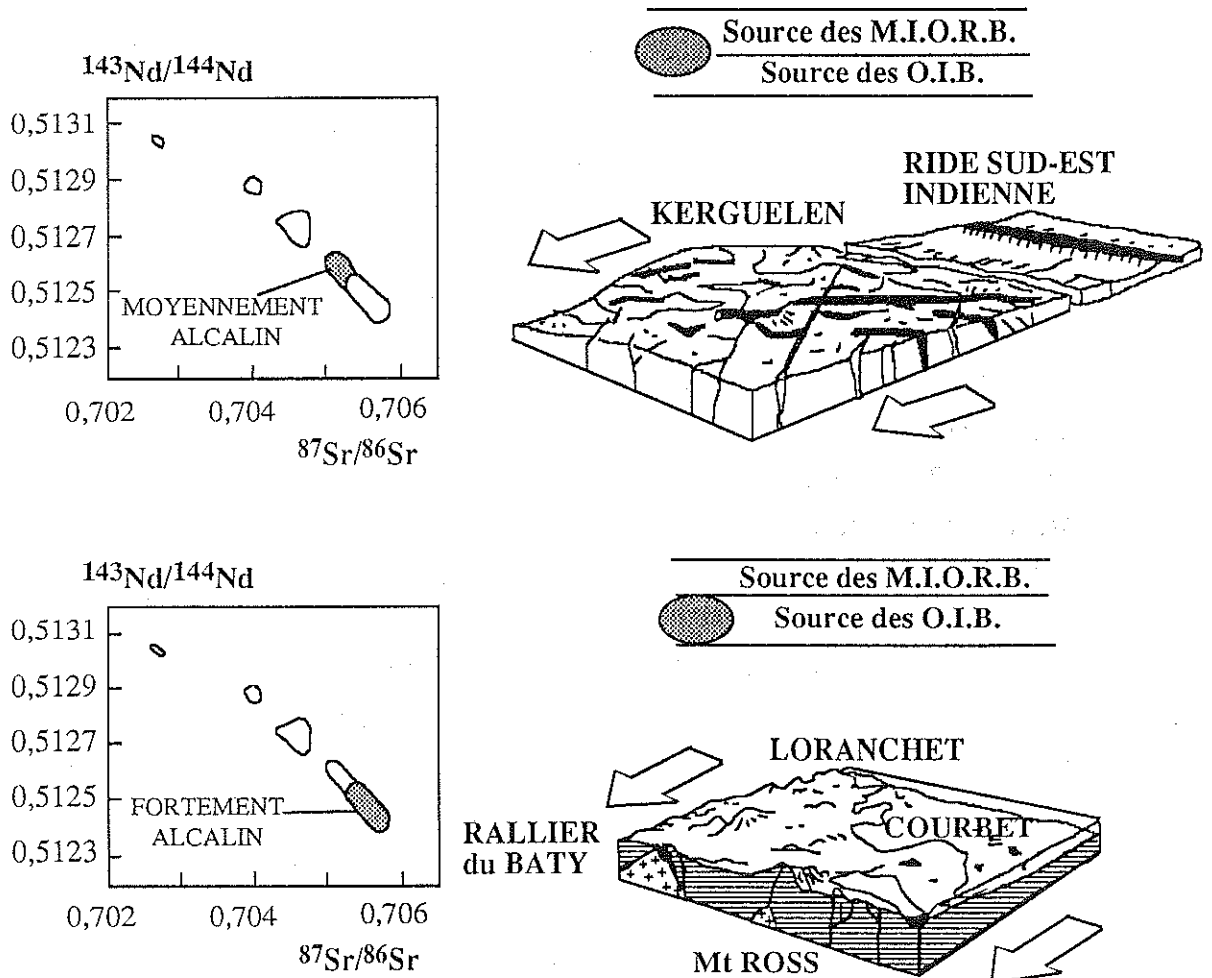


Figure 19 : Relations entre les caractères géochimiques et l'évolution géodynamique (d'après Gautier et al., 1990)

M.I.O.R.B. : Mid-Indian Ocean Ridge Basalt

O.I.B. : Ocean Island Basalt

3) - Sources et environnements géodynamiques

La variété chimique des produits magmatiques des îles Kerguelen reflète une évolution de la situation de l'archipel au cours de son histoire (figure 19). Durant 40 millions d'années environ, les îles Kerguelen ont évoluées d'un contexte géodynamique de ride (SEIR) à un contexte purement intraplaque (Giret, 1983). Cette évolution géodynamique, qui représente la superposition des exemples de l'Islande et d'Hawaï, peut être reliée à deux sources mantelliques distinctes (Weis *et al.*, 1989b ; Gautier *et al.*, 1990 ; Weis, 1992). Dans les premières étapes de l'édification de l'archipel (stade Islande), le point chaud des Kerguelen, situé sous (ou à proximité) de la SEIR, interagit avec la ride. Compte-tenu de la prédominance du composant MORB, ce stade correspond à la mise en place des séries tholéïitiques-transitionnelles. Puis la ride migre par rapport au point chaud (fixe) qui prend une position intraplaque (stade Hawaï), ce qui entraîne la diminution et finalement la disparition du composant MORB dans le processus de mélange tandis que le composant OIB devient de plus en plus important (Weis, 1992 ; Gautier *et al.*, 1990). Ceci induit parallèlement une augmentation de la profondeur de fusion et un plus faible taux de fusion partielle. Ces deux processus font que le magmatisme devient de plus en plus alcalin, pour aboutir aux séries fortement alcalines (Weis, 1992).

Bien que l'évolution géodynamique de cette partie de l'Océan Indien soit plus compliquée que celle de région comme Hawaï ou l'Islande (Davies *et al.*, 1989 ; Royer et Sandwell, 1989 ; Royer et Coffin, 1990), le modèle d'une formation de l'archipel consécutive à l'activité du point chaud de Kerguelen est pour de nombreux auteurs le plus vraisemblable (Storey *et al.*, 1988, 1989 ; Davies *et al.*, 1989 ; Gautier *et al.*, 1990 ; Weis, 1992 ; Weis *et al.*, 1992, 1993). Le point chaud serait localisé actuellement plus au Sud, au niveau de l'île de Heard, comme le suggèrent les éruptions sporadiques de Big Ben, le volcan de Heard, qui culmine à plus de 2000 m,

IV - Introduction à l'étude des enclaves ultrabasiqes-basiqes des îles Kerguelen :

Les principales informations concernant la lithosphère profonde des îles Kerguelen proviennent des études sismologiques (Recq *et al.*, 1983 ; Charvis, 1983 ; Recq *et al.*, 1990). Ces études ont mis en évidence une croûte océanique épaissie (14 à 20 Km), une transition croûte-manteau progressive et des variations latérales des vitesses sismiques induites par des hétérogénéités au sein du manteau supérieur (Recq *et al.*, 1990). Ces particularités peuvent refléter un processus de sous-plaquage ("Underplating") associé à la mise en place de grands volumes de magmas au sein du manteau supérieur et du Moho. Ce dernier n'apparaît plus alors comme une limite franche sous les îles Kerguelen (Recq *et al.*, 1990). Les enclaves que remontent les

basaltes offrent la possibilité matérielle de connaître la nature et l'évolution de ces niveaux lithosphériques profonds et de contraindre ainsi les hypothèses sismologiques.

1) - Historique de la reconnaissance de gisements d'enclaves dans les laves alcalines des îles Kerguelen

A Kerguelen, plusieurs gisements d'enclaves ont été signalés (tableau 1), cependant il n'existe que deux publications sur le sujet. Elles concernent des enclaves ultrabasiques et basiques de Kerguelen récoltées par Edwards (1938) et par Nougier (1970). La première (Talbot *et al.*, 1963) concluait sur une possible origine comagmatique des enclaves de péridotites, pyroxénites et gabbros étudiées et de leur lave-hôte. La seconde (Mc Birney et Aoki, 1973) porte un intérêt particulier aux nodules de gabbros à spinelle alumineux. Pour ces auteurs, il s'agit de cumulats issus de liquides basaltiques, cristallisés à des profondeurs de l'ordre de 25 à 30 Km, comme l'indique l'évolution subsolidus de ces roches où l'on observe la déstabilisation de l'assemblage primaire olivine-plagioclase et l'apparition d'un assemblage à deux pyroxènes et spinelle alumineux.

Types d'enclaves	Gisements	Auteurs
Péridotites Pyroxénites	Galets Littoraux (île Suhm, Nord de Ronarc'h)	Edwards (1938)
Péridotites	Coulées et filons (ensemble de Kerguelen)	Nougier (1970)
Péridotites Amphibolites	Filon de basanite (péninsule Courbet)	Giret (1981 et 1983)
Harzburgites	basaltes alcalins (Table de l'Oiseau, Loranchet)	Gautier (1987)
Péridotites Pyroxénites Leucogabbros	Filon de basanite du Dôme Rouge (presqu'île Jeanne d'Arc)	Aubert de la Rüe(1932) Giret (comm. pers.)
Syérites Gabbros Péridotites Pyroxénites Métagabbros granulitiques	Filons, coulées et pipes de basanite et limburgite (presqu'île Jeanne d'Arc Ronarc'h et Courbet)	Leyrit (1992) Grégoire <i>et al.</i> (1992 et 1993)
Amphibolites pyroxénites biotites syénites	téphriphonolites et trachyphonolites (presqu'île Jeanne d'Arc et Ronarc'h)	Leyrit (1992) Grégoire <i>et al.</i> (1992)
Péridotites Pyroxénites Amphibolites Métagabbros granulitiques	Filons et pipe de basaltes alcalins (péninsule Courbet)	Frappa (comm. pers.)

Tableau 1 : Descriptions de gisements d'enclaves dans les laves alcalines des îles Kerguelen

A ces deux études très ciblées s'ajoutent les observations de Giret (1983) et Leyrit (1992) qui attribuent certaines enclaves d'amphibololites, de pyroxénites et de biotitites à des cumulats précoces issus du fractionnement de magmas d'affinité fortement alcaline.

Par comparaison avec Hawaï, où une abondante littérature concerne les enclaves ultrabasiques-basiques (White, 1966 ; Schilling, 1966 ; Jackson, 1968 ; Kuno, 1969 ; Jackson et Whrigh, 1970 ; Frey, 1980 ; Roedder, 1983 ; Sen, 1981, 1983, 1987 ; Clague, 1987 ; Sen et Presnall, 1986 ; Frey et Rodden, 1987 ; Bohrsen et Clague, 1988 ; Sen et Leeman, 1991 ; Sen *et al.*, 1993 etc...) les travaux géologiques aux Kerguelen semblent avoir fait trop peu de place aux enclaves ultrabasiques et basiques.

2) - Les gisements de la province S.E

Le matériel étudié ici provient essentiellement du gisement du Dôme Rouge signalé par Aubert de la Rüe (1932) et Giret (comm. personn.) et des gisements découverts dans les presqu'îles Jeanne d'Arc, Ronarc'h et du Prince de Galles par Leyrit (1992 - figure 20), c'est à dire dans les provinces S.E de l'archipel.

Les gisements se trouvent le plus fréquemment dans des filons, plus rarement dans des coulées et, pour l'un d'eux dans une cheminée volcanique constituée d'agglomérats scoriacés. La diversité et l'abondance des enclaves varient largement selon les gisements. Les plus riches sont ceux du filon basanitique du Dôme Rouge (Pl.I, ph.1 et 2) et de la cheminée volcanique du Mont Tizard (presqu'île Jeanne d'Arc - figure 20). Les filons de la vallée Phonolite, de la Pointe de l'Espérance, du Trièdre (presqu'île Ronarc'h) et les coulées limburgitiques de Pointe Suzanne (presqu'île du Prince de Galles) renferment également de nombreuses enclaves, mais d'une diversité moindre (Grégoire *et al.*, 1992).

Les gisements d'enclaves ultrabasiques et basiques se rencontrent exclusivement dans les roches volcaniques les plus récentes et les plus alcalines, en premier lieu dans des basanites et des limburgites, en second lieu dans des téphriphonolites et les trachyphonolites (Leyrit, 1992). Il ne semble pas y avoir de logique géographique dans la distribution des différents types d'enclaves.

Les enclaves sont généralement ovoïdes, rarement anguleuses et leur taille varie de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres ; les plus volumineuses (jusqu'à 60 cm de diamètre et plus) ont été trouvées dans la cheminée volcanique du Mt Tizard (Pl.I, ph.3).

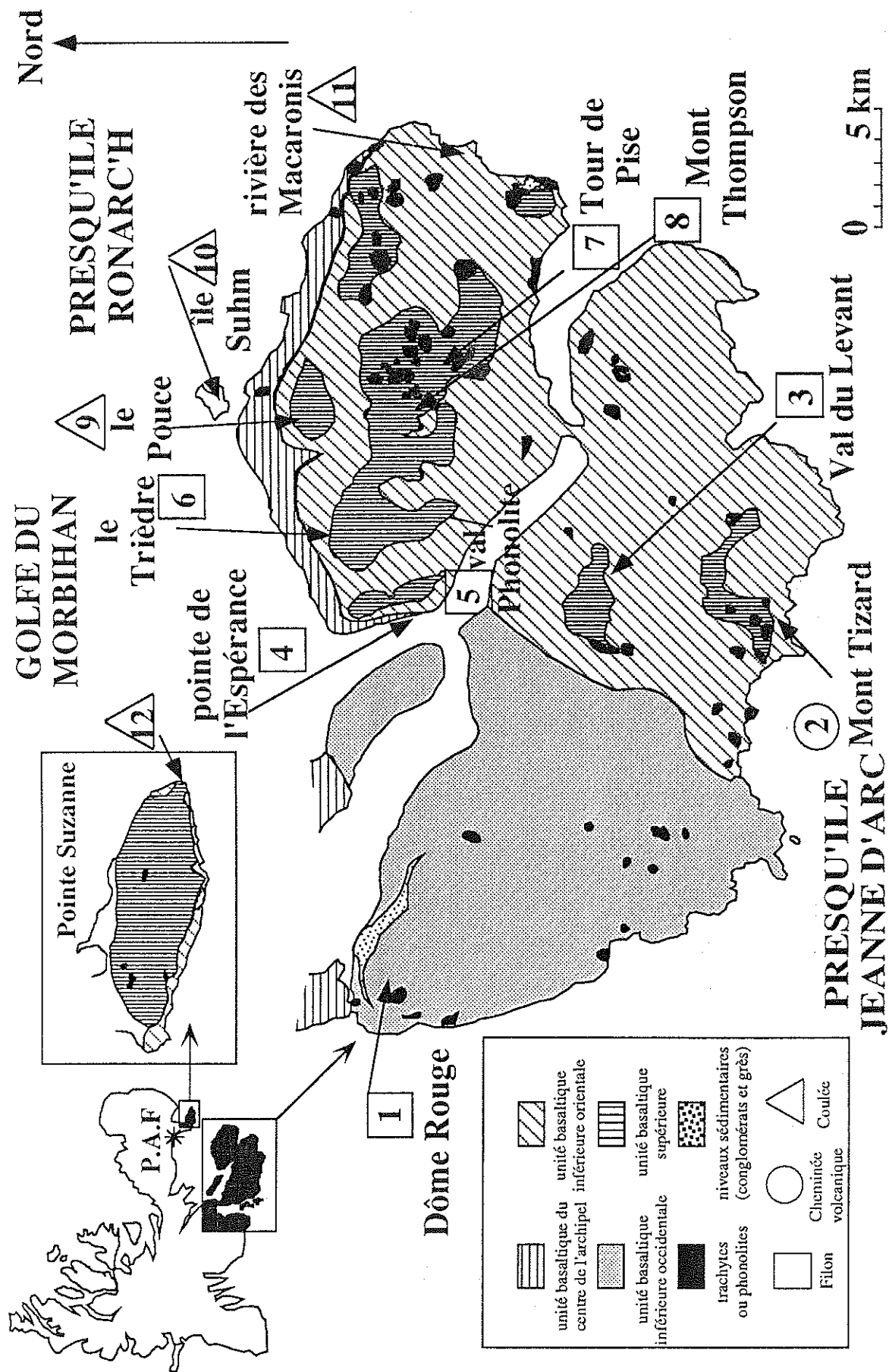


Figure 20 : localisation et type des principaux gisements d'enclaves UB-B des provinces Sud-Est des îles Kerguelen (carte géologique d'après Leyrit *et al.*, 1990 et Leyrit, 1992)





Photo 1 et 2 : filon de basanite à enclaves du Dôme Rouge
(presqu'île Jeanne d'Arc)

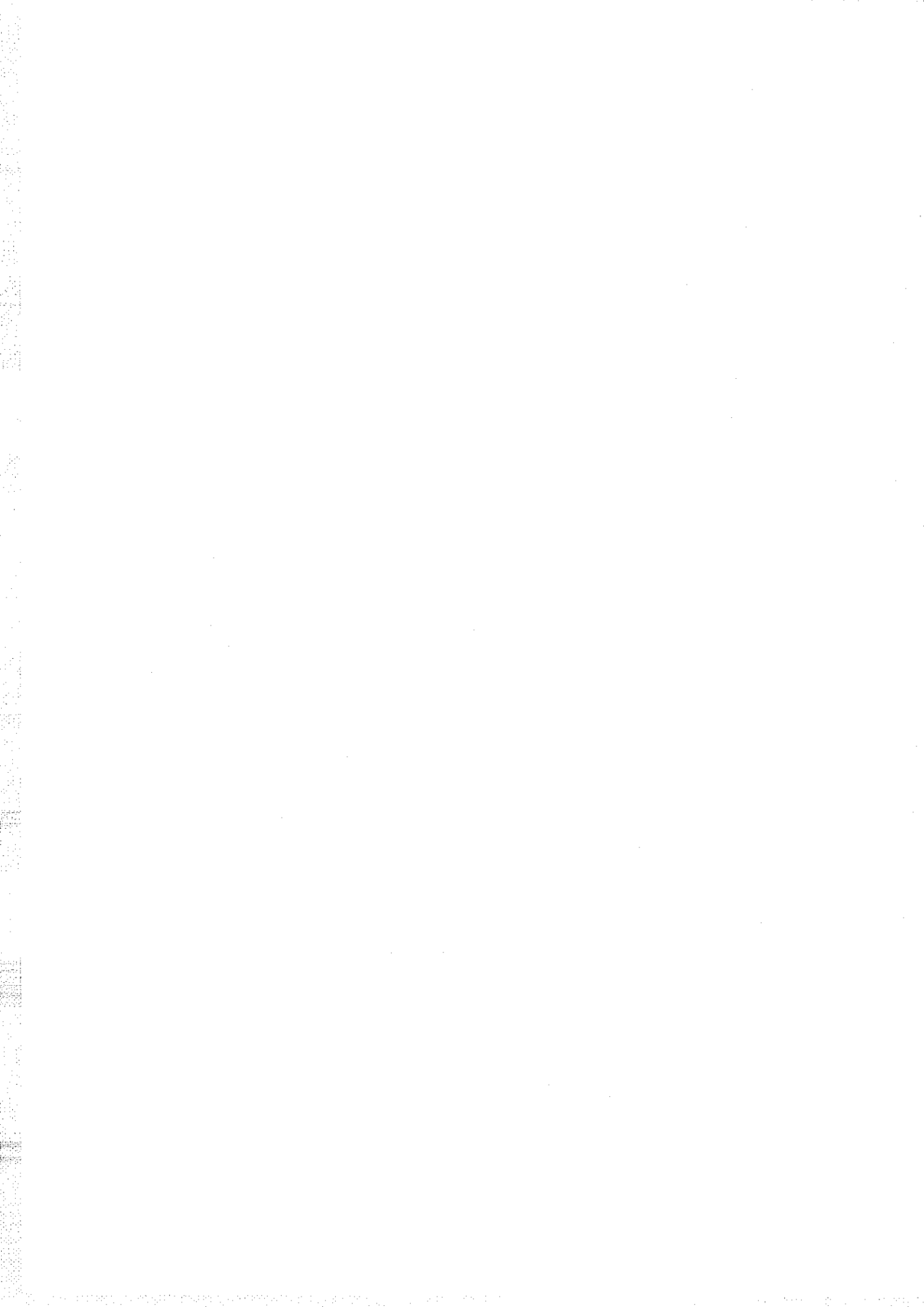
Photo 3 : illustration de la taille exceptionnelle des enclaves
du Mt Tizard (presqu'île Jeanne d'Arc - échelle : 6 x 4 cm)



Chapitre 3 :

ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ENCLAVES ULTRABASIQUES ET BASIQUES

- Généralités
- Typologie minéralogique des enclaves ultrabasiques-basiques
 - Typologie texturale et classification pétrographique
- Caractères pétrographiques des enclaves UB-B des Kerguelen
 - Discussion à propos des caractères pétrographiques
 - Conclusion



I - Généralités

Cette étude concerne exclusivement les enclaves ultrabasiques et basiques les plus profondes de l'archipel de Kerguelen. Les enclaves de syénite et de monzosyénite qui proviennent des plutons alcalins, mis en place dans la croûte supérieure de l'archipel et qui charpentent les édifices volcaniques en sont donc exclues. Ces formations ont été largement étudiés (Marot et Zimine, 1976 ; Giret *et al.*, 1981 et 1983; Beaux, 1986 ; Giret, 1990 ; Weis et Giret, 1993). De même nous excluons de cette étude quelques enclaves ultrabasiques et basiques correspondant à des gabbros et des cumulats ultrabasiques crustaux (< 5%). Il s'agit de roches similaires à celles des séries ophiolitiques (Coleman, 1979), aux enclaves témoins de la croûte océanique et des chambres magmatiques d'Hawaï (White, 1966 ; Sen, 1987) et aux roches plutoniques du Val Gabbro à Kerguelen (Giret et Beaux, 1984). Elles représentent des témoins de la croûte océanique Indienne et/ou des plutons d'affinité tholéiitique-transitionnelle.

Cinq minéraux typomorphes caractérisent la grande majorité des enclaves ultrabasiques et basiques : le clinopyroxène, l'orthopyroxène, l'olivine, le plagioclase et le spinelle. Suivant les types pétrographiques, ils sont accompagnés de grenat, d'ilménite, de titanomagnétite, de biotite⁽¹⁾, d'amphibole, de saphirine et de rutile. Des enclaves beaucoup plus rares sont essentiellement composées d'amphibole et/ou de biotite accompagnées ou non de clinopyroxène, feldspath alcalin, sphène, apatite, titanomagnétite et ilménite.

L'aspect et la couleur des enclaves dépendent de leur composition minérale. Les enclaves riches en péridot sont vertes, celles enrichies en pyroxènes sont brunes à noires et celles à plagioclase sont grises à blanchâtres. Certains types riches en grenat présentent une couleur gris-verdâtre. Enfin, les enclaves riches en amphibole et biotite sont presque noires.

Les enclaves étudiées sont généralement d'une fraîcheur exceptionnelle. Cela n'exclut pas le thermométamorphisme exercé par les laves-hôtes, mais ces phénomènes sont limités aux enclaves de petite taille et aux bordures des grosses enclaves. Ils se traduisent par :

- des filonnets de lave ou de verre basaltique intrusifs dans certaines enclaves et qui, par altération, forment des agrégats d'argiles, de carbonates et de zéolites,

(1) : Le terme biotite est employé dans ce chapitre au sens large. Il regroupe sans distinction la biotite s. str. et la phlogopite

- des associations de petits cristaux d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase et d'oxydes ferro-titanés accompagnant les verres altérés et qui apparaissent aux jointures des grains de certains nodules. Ces associations microcristallines sont liées d'une part à la fusion-recristallisation des minéraux constitutifs des enclaves, d'autre part à la pénétration de la lave-hôte,
- l'orthopyroxène qui recristallise sous forme d'une mosaïque de petites olivines
- un zonage normal (enrichissement en fer des bordures) dans l'olivine
- un aspect spongieux du clinopyroxène qui est attribué à la recristallisation de néoblastes emprisonnant un peu de liquide de fusion dans des cavités vermiformes de petite taille (Boivin, 1982)
- la formation d'une couronne de magnétite autour des spinelles translucides
- le zonage de l'amphibole (enrichissement en titane des bordures)
- la corrosion du plagioclase en déséquilibre avec la lave-hôte.

Le cortège minéral des enclaves UB-B des îles Kerguelen est donc relativement simple et les associations secondaires sont aisément reconnaissables. Pourtant nous verrons que ce cortège génère une très grande variété de types pétrographiques.

II - Typologie minéralogique des enclaves ultrabasiqes-basiques

Les associations minérales ainsi que les proportions des différentes phases permettent une première distinction⁽¹⁾ entre les enclaves UB-B.

1) - Enclaves ultrabasiqes

Selon la nature du minéral ferromagnésien le plus abondant, on distingue des **péridotites**, des **pyroxénites**, des **hornblendites** et des **biotitites**.

a - Les péridotites (tableaux en annexe)

L'olivine, toujours largement majoritaire, a des proportions qui varient en fonction de l'abondance des autres minéraux principaux : clinopyroxène et orthopyroxène. Le spinelle est ubiquiste dans ce groupe de roches où il est l'unique minéral alumineux. Les analyses modales (compteur de points) nous ont conduit à distinguer (figure 21) :

- les **dunites** (Ol > 90%),
- les **harzburgites** (Ol : 90-60% ; Opx ; 38-10% ; Cpx : 5-0%)
- les **wehrlites** (Ol : 92-48% ; Cpx : 48-7% ; Opx : 4-1,5%) et
- les **lherzolites** (Ol : 80,5-47% ; Cpx : 38-7% ; Opx : 14-5%).

(1) : Nous utiliserons la nomenclature de Streckeisen (1976). Les enclaves riches en amphibole seront nommées "hornblendites". Ce terme a été choisi parce qu'il est largement répandu dans la littérature anglo-saxonne pour désigner des roches d'origine magmatique et qu'il évite l'ambiguïté du nom "amphibolite" qui concerne également des roches métamorphiques. Il ne peut être en outre taxé de barbarisme, ce qui est parfois le cas du mot "amphibololite".

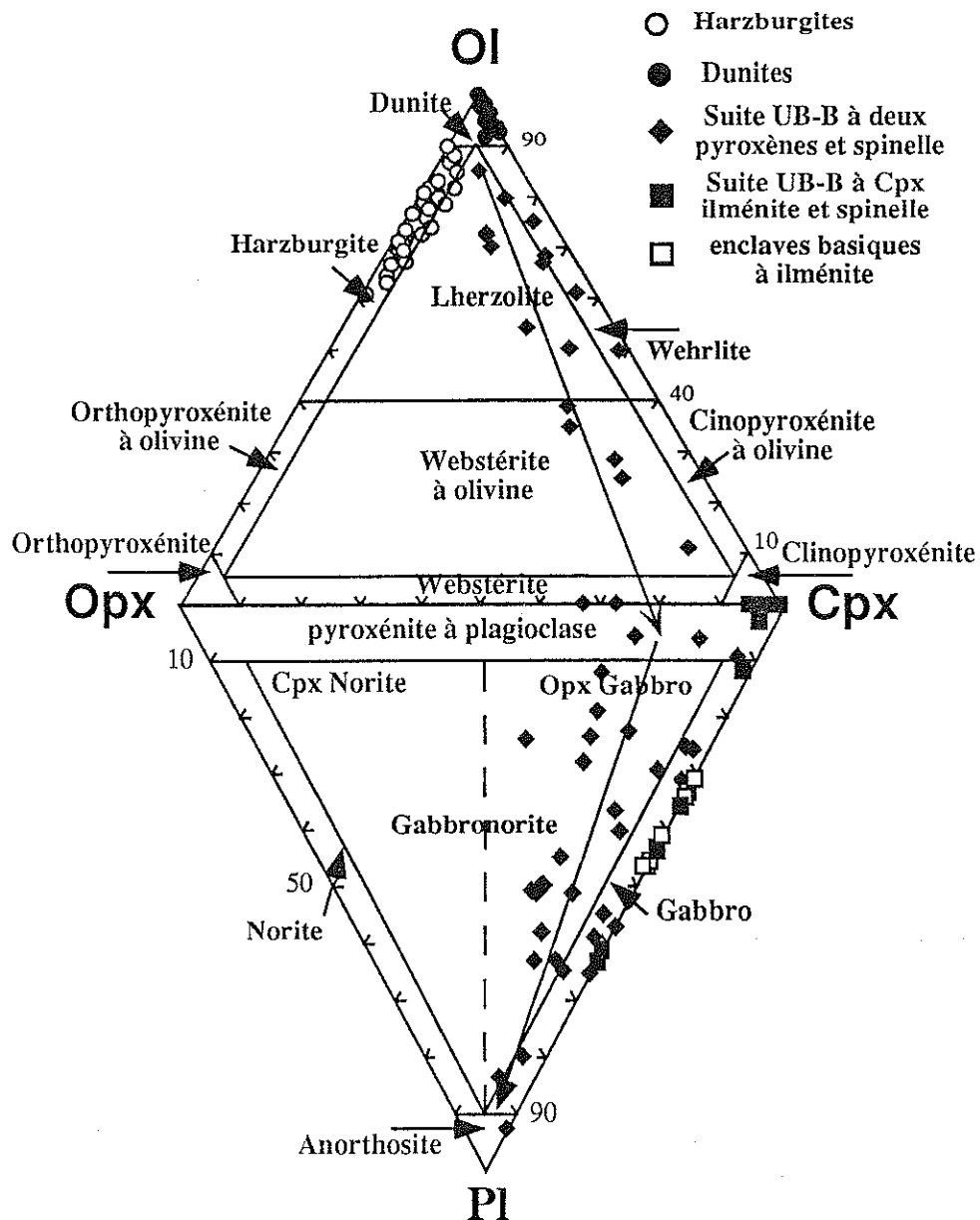


Figure 21 : diagramme modal des enclaves UB-B de Kerguelen (d'après Streckeisen, 1976)

A ces aspects minéralogiques s'ajoutent des caractères texturaux. Ainsi, les dunites et les harzburgites présentent des textures typiques de tectonites formées dans les conditions HP-HT du manteau supérieur, tandis que les wehrlites et les lherzolites présentent très souvent des litages magmatiques et des reliques de textures de type ad-, ortho- et mésocumulat, au sens d'Irvine (1981). Les lherzolites ont systématiquement des proportions de clinopyroxène supérieures à celles de l'orthopyroxène.

b - Les pyroxénites (tableaux en annexe)

Elles comprennent des **webstérites à olivine**, des **webstérites** et des **clinopyroxénites** (figure 21).

Les **webstérites à olivine** (Cpx : 68-44 % ; Opx : 17-8% ; Ol : 37-9,5%) et les **webstérites** (Cpx : 64-60% ; Opx : 29-24%) ont des caractères pétrographiques communs avec ceux des wehrlites et des lherzolites : litages magmatiques, reliques de textures d'ad-, d'ortho- et de mésocumulat. Ce sont simplement les variations modales, de l'olivine et des pyroxènes, qui les en différencient. Par ailleurs, comme dans les péridotites, le **spinelle** est la seule phase alumineuse ubiquiste dans ces roches. Cependant, le plagioclase apparaît dans quelques échantillons en faibles proportions.

La présence ou l'absence de grenat ont conduit à définir deux groupes de clinopyroxénites : (1) **clinopyroxénites à grenat**, (2) **clinopyroxénites sans grenat**. Exception faite de ce minéral, les clinopyroxénites peuvent posséder, en plus du clinopyroxène, de l'ilménite, du spinelle, du plagioclase, de l'amphibole et de l'orthopyroxène. La plupart des échantillons montrent la coexistence de l'ilménite et du spinelle. Les textures, en particulier l'existence de textures magmatiques relictuelles, ainsi que les caractères optiques des minéraux, sont communs aux deux types de clinopyroxénites.

c - Les biotitites et les hornblendites (tableaux en annexe)

Ces enclaves sont rares mais on les rencontre dans de nombreux gisements. Il faut noter également que ce sont les seules enclaves ultrabasiques que l'on trouve dans les phonolites. Elles ont en commun leurs textures typiquement magmatiques. Exception faite des types les plus riches en biotite (> 90 %) ou en amphibole (70 %), elles possèdent du clinopyroxène en proportion respectable (de 13, 5 à 69 %). Cela conduit à évoquer l'existence de clinopyroxénites à biotite et de clinopyroxénites à amphibole sans pour autant les séparer du groupe des biotitites et des hornblendites.

2) - Les enclaves basiques (tableaux en annexe)

Les enclaves basiques des îles Kerguelen sont caractérisées par l'abondance du plagioclase. La nature du, ou des, oxydes permet de distinguer trois types de faciès :

- les faciès à spinelle (+ Cpx + Opx ± Gt ± Sa et exceptionnellement Amph et Bi),
- les faciès à ilménite-spinelle (+ Cpx + Gt ± Amph et rarement Opx)
- les faciès à ilménite (+ Cpx + Gt, rarement Opx et Amph et exceptionnellement Ru et Sp). Ce type n'a été trouvé qu'au M¹ Tizard (figure 20).

Ces enclaves basiques présentent surtout des textures métamorphiques de type granoblastique ou coronitique. On observe cependant aussi des reliques de textures magmatiques comme la persistance d'anciens litages magmatiques soulignés par l'alternance de lits plagioclasiques et de lits pyroxéniques. Afin de marquer l'importance prise par les phénomènes métamorphiques dans ces roches, nous avons ajouté le préfixe méta à leur nomenclature. Parmi les faciès à spinelle, on reconnaît ainsi des **métagabbrobronorites**, des **métagabbros** et des **anorthosites** (figure 21). Les faciès à spinelle + ilménite et à ilménite seule sont quant à eux des **métagabbros** (Streckeisen, 1976).

III - Typologie texturale et classification pétrographique

En tenant compte à la fois des caractères minéralogiques que nous venons de passer en revue et des caractères texturaux, on est conduit à évoquer certaines affinités génétiques. Pour les enclaves UB-B des îles Kerguelen, ces nouvelles données suggèrent une classification pétrogénétique dont les limites paraissent mieux adaptées que celles de la seule classification minéralogique.

1) - Affinités minéralogiques et texturales

- Les dunites et les harzburgites ont en commun de posséder des textures de tectonites HP-HT typiques du manteau supérieur.

- Les wehrlites et lherzolites, les webstérites ($\pm Ol \pm Pl$) et les faciès basiques à spinelle (métagabbros, métagabbrobronorites et anorthosites⁽¹⁾) ont en commun la prédominance du clinopyroxène sur l'orthopyroxène ($0,01 < Opx/Cpx < 1$), un spinelle brun-clair et/ou vert qui est le seul oxyde et des reliques de textures magmatiques (litages et cumulats). Ces caractères sont autant de similitudes qui marquent une affinité génétique que nous résumerons par l'appellation "suite UB-B à deux pyroxènes et spinelle". La présence de lherzolites dans ce groupe d'origine magmatique peut surprendre. En effet, ces roches sont plus fréquemment considérées comme des témoins d'un manteau supérieur peu déprimé (Nixon, 1987 ; Menziès et Hawkesworth, 1987). C'est le cas des enclaves de type I de Frey et Prinz (1978) et des lherzolites des massifs lherzolitiques orogéniques (Boudier, 1976 ; Conquéré, 1978). On retiendra pourtant en faveur de notre proposition que ces lherzolites de Kerguelen ont, au contraire des autres, plus de Cpx que d'Opx, qu'elles sont nettement séparées des harzburgites puisqu'en effet aucun intermédiaire entre ces deux types n'a été trouvé, et que l'évolution modale est progressive entre les lherzolites, les wehrlites et les webstérites.

(1) : dans un souci de clarté ces roches seront regroupées par la suite sous le terme général de métagabbros à spinelle

- Les clinopyroxénites avec ou sans grenat présentent elles aussi des textures métamorphiques HT-HP et des reliques de textures magmatiques, ce qui les apparente au groupe précédent. Cependant on y trouve plus d'analogies avec les enclaves basiques à ilménite + spinelle. Il s'agit en particulier des textures magmatiques relictuelles, des assemblages minéralogiques et des propriétés optiques des phases minérales. Il est donc cohérent d'associer les clinopyroxénites aux enclaves basiques à ilménite + spinelle. Nous définirons ainsi une "suite UB-B à clinopyroxène - ilménite - spinelle".

- Les hornblendites, les biotitites et les variétés de clinopyroxénites à biotite ou à amphibole ont été associées et forment un groupe à part qui présente des textures franchement magmatiques.

2) - Classification pétrographique

Nous venons de voir la nécessité de prendre en compte l'ensemble des caractères minéralogiques et texturaux pour classer les enclaves UB-B des Kerguelen. Il apparaît ainsi que les critères texturaux conduisent à de plus grands recouvrements que les critères minéralogiques. La classification proposée (tableau 2) est donc basée sur un découpage de premier ordre qui s'appuie sur les textures tandis qu'un découpage de second ordre reflète la minéralogie.

découpage de premier ordre	découpage de second ordre
Type I : Textures typiquement mantelliques	Type Ia : Harzburgites Type Ib : Dunites
Type II : Textures métamorphiques à reliques de textures magmatiques	Type IIa : Suite UB-B à deux pyroxènes + spinelle Type IIb : Suite UB-B à clinopyroxène + ilménite + spinelle Type IIc : Métagabbros à ilménite
Type III : Textures magmatiques	Hornblendites et clinopyroxénites à amphibole Biotitites et clinopyroxénites à biotite

Tableau 2 : classification pétrographique des enclaves UB-B des îles Kerguelen

Les principaux caractères pétrographiques des différents types sont résumés dans le tableau 3 ci dessous.

	Type Ia : Harzburgites	Type Ib : Dumites	Type IIa : Suite UB-B à deux Px-Sp	Type IIb : Suite UB-B à Cpx-Ilm-Sp	Type IIc : Métagabbros à Ilménite
Texture dominante	à grains grossiers	à grains grossiers	Granoblastique hétérogranulaire	Porphyroblastique recristallisée	Granoblastique hétérogranulaire Grenue
Textures magmatiques préservées	_____	_____	Litages magmatiques nets Ad, ortho et mésocumulats	Ad et Hétéradcumulats	Ad et mésocumulat Litages frustres
Autres Textures	Associations Opx-Cpx-Sp	_____	coronites symplectites	coronites	coronites
Associations Minéralogiques dominantes	Ol-Opx-Cpx-Sp ± Phlog	Ol-Sp-Cpx ± Opx ± Amph ± Phlog	Ol-Cpx-Opx-Sp Cpx-Opx-Sp Ol-Cpx-Opx-Sp-Pl Cpx-Opx-Sp-Pl ± Gt ± Sa	Cpx-Ilm-Sp-Gt ± Pl ± Opx ± Amph Cpx-Ilm-Sp ± Amph ± Opx Cpx-Ilm ± Pl ± Opx ± Amph ± Gt Cpx-Sp ± Pl ± Opx ± Gt ± Amph	Cpx-Pl-Ilm-Gt ± Opx ± Ru ± Sp ± Amph
Oxydes dominants	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle-Ilménite	Ilménite
Clinopyroxène	Verdâtre	Verdâtre	Gris exsolutions : Sp-Opx	Brun exsolutions abondantes : Ilm-Gt-Opx ± Sp	Brun-verdâtre exsolutions limitées : Ilm ± Gt ± Pl ± Opx
Spinelle	Brun à nuances rougeâtres	Brun sombre ou Brun clair	Brun clair et/ou vert clair à vert franc	Vert très sombre	Vert très sombre très rare
Grenat	_____	_____	coronitique symplectitique	coronitique exsolution intersticiels	coronitique
Orthopyroxène	Gris-rose	Gris	Gris-rosâtre présent dans tous les faciès	Gris-jaunâtre rare	Brunâtre rare
Amphibole	très rare	rare	très rare	souvent présente	exceptionnelle

IV - Caractères pétrographiques des enclaves UB-B des Kerguelen

1) - Enclaves ultrabasiques à textures mantelliques

a) - les harzburgites

Les harzburgites représentent entre 15 et 20 % de la totalité des enclaves⁽¹⁾ (figure 22). Elles sont constituées essentiellement d'une olivine incolore en lumière naturelle et d'un orthopyroxène jaunâtre légèrement pléochroïque. Le clinopyroxène est verdâtre (< 5%) et le spinelle brun-rougeâtre (< 4%). Le phlogopite jaune-orangé apparaît dans certains échantillons.

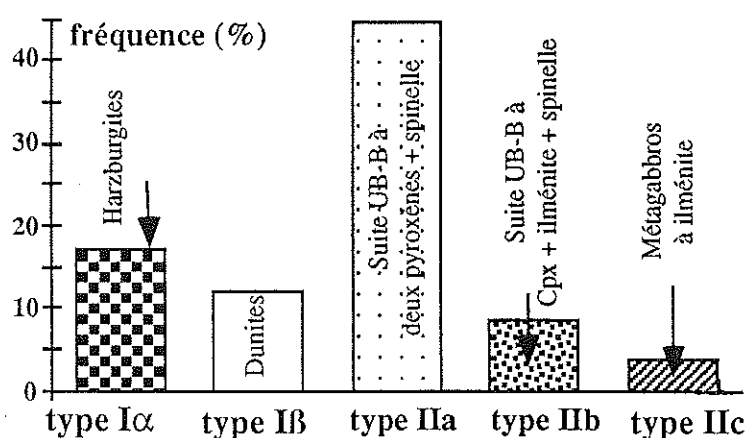


Figure 22 : diagramme de répartition des enclaves récoltées en fonction des différents types pétrographiques reconnus

Les variations des rapports Opx/Ol (0,63-0,11) et Cpx/Opx (0,38-0), caractérisent la surabondance de l'olivine et la pauvreté en Cpx. Ces rapports sont très voisins de ceux des harzburgites mantelliques de Lherz, en domaine continental (Conquéré, 1978) et de l'Atlantique (Bonatti et Mickael, 1989).

Ce sont les textures "à grains grossiers" (Harte, 1977) qui prédominent dans les harzburgites (Pl. II, ph.1). On retiendra que le type porphyroclastique sensu stricto y est absent tandis que les textures intermédiaires entre le type "à grains grossiers" et le type porphyroclastique sont fréquentes.

(1) : les fréquences des catégories d'enclaves ont été calculées à partir des récoltes faites dans les presqu'îles Jeanne d'Arc et Ronarc'h et du gisement de Pointe Suzanne (péninsule Courbet). Cette évaluation ne tient donc pas compte des récoltes de la campagne 1993 sur la péninsule Courbet où les harzburgites apparaissent nettement plus abondantes.

Les enclaves à texture "à grains grossiers", montrent une déformation matérialisée à la fois par l'extinction onduleuse de l'olivine et par quelques bandes de pliage de ce minéral. La taille des cristaux d'olivine et d'orthopyroxène varie de 2 à 10 mm. Les cristaux de clinopyroxène et de spinelle sont plus petits (de 0,1 à 2 mm). Certains cristaux anguleux d'orthopyroxène sont inclus dans des olivines, et réciproquement. Ces caractères granulométriques ainsi que les relations Opx/Ol évoquent des recristallisations HT que Mercier (1972 et 1976) nomme "restauration des grains par croissance secondaire de l'olivine et de l'orthopyroxène".

Le spinelle, de forme généralement vermiculaire ou amiboïde, est interstitiel entre les cristaux d'olivine et de pyroxène. On rencontre également de petits grains disséminés dans la roche et il est rare qu'il soit inclus dans les minéraux ferromagnésiens.

Il est fréquent que le spinelle soit associé aux pyroxènes sous forme d'amas polycristallins (Pl.II, ph.1) comme cela a été décrit dans des xénolithes ultrabasiques remontés par des basaltes alcalins (Mercier et Nicolas, 1975 ; Nicolas *et al.*, 1987 ; Witt et Seck, 1987 ; Dautria, 1987) ainsi que dans des péridotites de massifs orogéniques (Conquéré, 1978 ; Fabriès *et al.*, 1991). Certains de ces auteurs ont interprété cette association pyroxènes-spinelle comme le produit de transformation d'anciens grenats, par suite soit d'une recristallisation en domaine subsolidus, soit de phénomène de fusion-recristallisation. Ils attribuent par ailleurs ce processus à une chute de pression qu'ils relient à une ascension diapirique des péridotites, depuis le domaine de stabilité du grenat jusqu'à celui du spinelle. Pour d'autres auteurs, l'association pyroxènes-spinelle serait le témoin d'un fort réchauffement déstabilisant le couple olivine-grenat (Dawson et Smith, 1975c ; Carswell *et al.*, 1984). Mercier et Nicolas (1975) puis Conquéré (1978) ont, quant à eux, avancé l'hypothèse que cette association représenterait la démixion d'un orthopyroxène primaire riche en calcium et aluminium.

Les harzburgites à texture intermédiaire présentent des caractéristiques texturales voisines de celles des types protogranulaires. Toutefois, Les grands cristaux d'olivine et d'orthopyroxène⁽¹⁾ (2 à 10 mm), montrent des bandes de pliage plus nombreuses (olivine), des extinctions ondulantes, et exceptionnellement des kinks-bands (orthopyroxène). Ces textures intermédiaires sont caractérisées également par l'apparition de néoblastes d'olivine et d'orthopyroxène non orientés qui forment une matrice finement grenue entourant les grands cristaux et elles présentent très souvent des limites de grains à 120 degrés. Les néoblastes sont toujours inférieurs au millimètre.

(1) : Des exsolutions de clinopyroxène (lamelles < 10 µm) sont fréquentes dans les grands orthopyroxènes. Le phénomène inverse est beaucoup plus rare. La finesse de ces recristallisations n'a pas permis d'analyse.

Le spinelle, interstitiel, englobe parfois des petits néoblastes d'olivine ou d'orthopyroxène. Les textures intermédiaires sont donc, elles aussi, primaires. Certains échantillons montrent un début d'orientation grossière marquée par l'allongement des olivines et, à un degré moindre, des orthopyroxènes et du spinelle. Toutefois, aucune enclave harzburgitique de Kerguelen ne présente de texture franchement porphyroclastique.

Signalons enfin, que dans certaines harzburgites un clinopyroxène pœcilitique englobe des grains de spinelle, d'orthopyroxène arrondis aux bordures souvent corrodées, et plus rarement des petits cristaux d'olivine (Pl.II, ph.2). Ces clinopyroxènes, qui peuvent atteindre 2 mm, sont très peu ou pas déformés. Ils montrent parfois des mâcles binaires de croissance et présentent souvent une bordure spongieuse ((Pl.II, ph.2). Dans ces harzburgites particulières, les silicates ferromagnésiens sont plus riches en inclusions fluides que dans les autres. C'est dans ces harzburgites particulières que s'observe la phlogopite.

b) - Les dunites (entre 10 et 15% des enclaves récoltées)

Les dunites, constituées essentiellement d'olivine (>86%) ont également du spinelle (8-1%) et du clinopyroxène (<7%). Elles forment le second ensemble des enclaves ultrabasiques à texture mantellique. Elles se distinguent des harzburgites par la prédominance modale du couple spinelle-clinopyroxène sur l'orthopyroxène; ce dernier étant souvent absent (tableau 1a). L'amphibole et la phlogopite apparaissent parfois en faibles proportions.

Les dunites présentent les mêmes types texturaux que les harzburgites avec une prédominance également des textures de type "à grains grossiers" (Pl.II, ph.3). Leur granulométrie est presque toujours plus fine que celle des harzburgites. Les olivines, qui atteignent exceptionnellement le centimètre, sont en général inférieures à 5 mm. Les cristaux de spinelle, de pyroxènes et des phases hydroxylées (amphibole et phlogopite) dépassent rarement le millimètre.

Le spinelle est brun généralement très foncé, parfois même opaque. Son habitus diffère des harzburgites puisqu'il se présente ici soit en petits grains globuleux, isolés mais nombreux, soit en petits agrégats de grains xénomorphes interstitiels. Il prend aussi des allures subautomorphes à automorphes lorsqu'il est inclus dans les minéraux ferromagnésiens (olivine et pyroxènes - Pl.II, ph.3). Dans ce cas l'olivine présente des petites fractures au contact de l'inclusion de spinelle. Ces fractures résultent d'une variation de volume entre spinelle et olivine au cours du refroidissement. La croissance subsolidus du spinelle se traduit par l'habitus en étrier de certains cristaux (Lorand et Cottin, 1987). Les spinelles, qu'ils soient en inclusion ou interstitiels, peuvent eux aussi contenir de petits cristaux de silicates (souvent de l'olivine), parfois automorphes.

Le clinopyroxène est toujours en position interstitielle et il forme parfois une trame plus ou moins continue entre les cristaux d'olivine. Il présente de fines exsolutions d'orthopyroxène et de spinelle. Lorsqu'ils sont présents, l'orthopyroxène et l'amphibole orange sont interstitiels. L'amphibole, qui se développe aux dépens du clinopyroxène, réagit au contact de la lave hôte en devenant brun foncé. La phlogopite est rougeâtre. Il peut être associé à l'amphibole en phase interstitielle ou bien former des baguettes automorphes incluses dans l'olivine.

Types pétrographiques	Paragénèse I	Paragénèses II : coronites et symplectites
herzolites, wehrilites webstérites à olivine	Ol-Cpx-Opx-Sp	quelques rares échantillons à Opx II coron., sympl. Cpx II/SpII
webstérites	Cpx-Opx-Sp	_____
webstérites à olivine et plagioclase	Ol-CpxI-OpxI-SpI-Pl	Opx II coron., sympl. Cpx II/SpII et OpxII/SpII
métagabbros à pyroxènes	Cpx-Opx-Sp-Pl	quelques échantillons à Opx II coron., sympl. Cpx II/SpII
métagabbros à saphirine	CpxI-Opx-Sp-Pl	Sa et Cpx II coron., sympl. Sa/CpxII
métagabbros à saphirine et grenat	CpxI-Opx-Sp-Pl	Sa, Gt et Cpx II coron., sympl. Sa/CpxII Sa/Gt et CpxII/Gt
métagabbros à grenat	CpxI-Opx-Sp-Pl	Gt et Cpx II coron., sympl. Gt/CpxII
métagabbros à spinelle		

Tableau 4 : Paragénèses des enclaves de type IIa
sympl. : symplectites coron. : coronites

2) - Les enclaves UB-B métamorphiques à reliques de textures magmatiques

a) - La suite UB-B à deux pyroxènes et spinelle (tableau 4)

C'est la suite d'enclaves la mieux représentée puisqu'elle réunit environ 45% des échantillons récoltés (figure 22). Au sein des faciès ultrabasiques, les wehrlites apparaissent en plus faibles proportions que les lherzolites et les webstérites. Cette suite est caractérisée par des textures métamorphiques et/ou magmatiques et par une grande diversité d'associations réactionnelles que nous décrivons donc en premier.

- Les textures

Dans les enclaves UB-B à deux pyroxènes et spinelle, c'est la texture granoblastique-mosaïque hétérogranulaire (Pl.II, ph.4) qui domine, mais nous avons vu qu'il existe aussi des reliques de textures magmatiques. Celles ci sont caractérisées par :

- des litages magmatiques à contact franc qui correspondent à une alternance rythmique de lits riches en olivine et de lits pyroxénitiques dans les roches ultrabasiques. Ces litages sont visualisés par l'alternance de lits plagioclasiques et de lits pyroxéniques (\pm olivine) dans les roches basiques (Pl.II, ph.5)
- des textures cumulatives (orthocumulat, mésocumulat et adcumulat) préservées localement dans tous les types de faciès (Pl.II, ph.5 ; Pl.III, ph.1 et 2)
- des macles binaires de croissance et des démixions (pigeonite) dans les clinopyroxènes

A la différence des précédentes, *les textures granoblastique-mosaïque hétérogranulaire* métamorphiques sont caractérisées par l'apparition d'une matrice équante de cristaux néoformés dont les grains présentent des joints triples à 120°. Ces textures correspondent à des phénomènes de recristallisation statique (recuit). Des traces de déformation à l'état solide apparaissent dans certains échantillons. Elles sont matérialisées par des extinctions ondulantes dans les silicates, par des bandes de pliage dans l'olivine, et par un aspect plié des grains de pyroxène et de plagioclase particulièrement visible avec les courbures des clivages des pyroxènes et avec celles des macles polysynthétiques du plagioclase (Pl.III, ph.3). On observe également des kinks-bands dans les pyroxènes et dès débuts de recristallisation dynamique de l'olivine, des pyroxènes et du plagioclase (Pl.III, ph.3). Les déformations les plus intenses de l'olivine s'observent au contact de ses inclusions de spinelle et elles peuvent être attribuées à la différence de compétence entre les deux minéraux.

- Les associations réactionnelles

Il s'agit soit de l'apparition d'une immiscibilité dans une phase minérale, soit de textures coronitiques autour d'un ou de plusieurs minéraux, soit encore de cristallisations symplectitiques. Elles témoignent toutes de processus subsolidus dans des systèmes à deux ou plusieurs phases minérales.

- Les démixions (ou exsolutions) :

On les observe dans les clinopyroxènes qui prennent souvent l'aspect typiques des "pigeonites inversées" et qui possèdent souvent des exsolutions de spinelle formant de nombreuses plages. Ces figures d'immiscibilité sont dues à un lent refroidissement sous l'action d'un fort gradient thermique (Robinson, 1980).

- Coronites et symplectites :

Il en existe deux types qui ne sont jamais associés.

Le premier correspond à la déstabilisation du couple olivine + plagioclase. Il se traduit par un double blindage de l'olivine avec une frange interne d'orthopyroxène et une frange externe constituée de symplectites à Cpx + Sp ou plus rarement à Opx + Sp (tableau 4, Pl.III, ph.4 et 5). Cette déstabilisation laisse un plagioclase "criblé" de petits grains subautomorphes de spinelle et elle conduit à la disparition totale de l'olivine ou du plagioclase dans certains cas. Ce type, caractéristique des webstérites à olivine + plagioclase, apparaît également dans des métagabbros à spinelle et quelques lherzolites (Pl.III, ph.5) dans lesquels l'olivine ou le plagioclase ont disparu.

Le second type, qui ne s'observe que dans certains métagabbros à spinelle, correspond à la déstabilisation de l'assemblage Cpx + Opx + Sp + Pl (tableau 4). Ce processus se traduit par des textures coronitiques à grenat (Pl.III, ph.6) et / ou à saphirine (Pl.IV, ph.1) auxquelles peut être associé un clinopyroxène secondaire. Ces coronites sont accompagnées par des symplectites à grenat + Cpx II dans les roches à grenat sans saphirine et par des symplectites à saphirine + Cpx II (Pl.IV, ph.2) dans les roches à saphirine sans grenat. Enfin, les roches à saphirine et grenat présentent en plus des symplectites qui associent ces deux phases minérales. La saphirine, incolore ou légèrement bleutée avec parfois des clivages nets (Pl.IV, ph.3), est systématiquement au contact du spinelle qu'elle peut remplacer totalement. Le grenat est incolore, il entoure le spinelle et les phases silicatées préexistantes (Opx, Cpx I et Plag). Il existe aussi des couronnes doubles avec la saphirine en position interne contre le spinelle, et le grenat en position externe (Pl.IV, ph.1). Le clinopyroxène secondaire se trouve au contact de l'orthopyroxène qu'il peut entourer avant d'être parfois blindé à son tour par le grenat (Pl.IV, ph.4).

- Autres caractères pétrographiques

Dans ces enclaves, la granulométrie varie de quelques dixièmes de mm pour les néoblastes, les minéraux coronitiques et les symplectites, à environ 1 mm pour les spinelles et 2 mm pour les silicates des paragenèses primaires. Les minéraux poëcilitiques, quant à eux, peuvent atteindre 8 mm. Le clinopyroxène est grisâtre et il présente parfois un clivage de type diallage. Dans certaines enclaves, aussi bien basiques qu'ultrabasiques, il est associé à l'orthopyroxène ou au spinelle dans des textures interpénétratives de type symplectitique. Ces associations particulières diffèrent des symplectites à Cpx/Sp précédentes par l'absence du liseré d'orthopyroxène et par la continuité optique que montre les Cpx impliqués avec les grands cristaux de clinopyroxène voisins. L'orthopyroxène peut présenter de fines exsolutions de clinopyroxène et de spinelle. L'olivine est incolore, le plus fréquemment globuleuse et elle peut être incluse dans les pyroxènes. Le plagioclase présente deux types de macles polysynthétiques (Albite et Péricline). Il est souvent zoné dans les faciès réactionnels et il est fortement corrodé quand il est associé aux assemblages coronitiques et symplectitiques. Le spinelle apparaît en grains xénomorphes interstitiels et en cristaux automorphes ou subautomorphes quand il est en inclusion dans les olivines, les pyroxènes et les plagioclases. Généralement brun-clair dans les faciès ultrabasiques, il est vert-franc ou vert-pâle dans les roches basiques et intermédiaires, où il arrive aussi que l'on observe les deux types de spinelle (brun et vert), en particulier dans les échantillons présentant la déstabilisation olivine + plagioclase. L'amphibole orange et la phlogopite jaune-orange, interstitiels, sont occasionnels.

Les relations entre les minéraux de la paragenèse initiale permettent de proposer la séquence de cristallisation suivante pour les faciès ultrabasiques et intermédiaires (webstérites à Ol-Pl) : spinelle-olivine-clinopyroxène-orthopyroxène. Le plagioclase n'a pas été pris en considération dans les faciès intermédiaires par suite de l'intensité de la corrosion qui a effacé ses relations primitives avec les autres minéraux. Dans les faciès basiques, le spinelle cristallise également précocement et, selon les échantillons, les pyroxènes cristallisent avant ou en même temps que le plagioclase.

b) - La suite UB-B à clinopyroxène, ilménite et spinelle

Cette suite représente moins de 10% des enclaves récoltées (figure 22). Elle évolue depuis des faciès ultrabasiques à clinopyroxène dominant, jusqu'aux faciès basiques à clinopyroxène et plagioclase. A ces minéraux typomorphes s'ajoutent l'ilménite (15-0 %), le spinelle (29-0 %), le grenat (11-0%) l'amphibole (23-0%) et l'orthopyroxène qui, lorsqu'il est présent, ne dépasse jamais 4%.

Les textures les plus répandues sont celles de tectonites mantelliques, du type porphyroclastique recristallisé (Pl.IV, ph.5). Il existe cependant des reliques de textures

cumulatives de type adcumulat et hétéradcumulat, mais elles sont très oblitérées par les recristallisations sous tension et par l'abondance des exsolutions qui affectent ces enclaves. Le thermométamorphisme, lié à l'action de la lave-hôte, a lui aussi laissé une empreinte plus importante ici qu'ailleurs. Il s'agit de recristallisations formant des amas de petits grains d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase, d'oxydes et de verre en bordures des grands cristaux.

Le minéral le plus abondant est un clinopyroxène brun qui forme des mégacristaux (quelques mm à 20 mm), souvent déformés (extinctions roulantes, courbure des clivages et plus rarement kink-bands). Ces grands cristaux sont souvent accolés entre eux avec un contact indenté. Ils possèdent parfois des macles binaires de croissance lorsqu'ils sont exempts de déformation. Il est fréquent d'y observer d'abondantes exsolutions d'orthopyroxène, d'ilménite et de grenat (Pl.IV, ph.6). Les exsolutions de grenat forment généralement des gouttelettes, alors que celles d'orthopyroxène et surtout celles d'ilménite apparaissent lamellaires.

Un second type de clinopyroxène apparaît dans les enclaves à texture porphyroclastique. Il s'agit de néoblastes de quelques dixièmes de mm présentant de nombreux joints à 120°. Ces cristaux secondaires entourent les porphyroclastes. Ils sont fréquemment associés à de petits cristaux de grenat et d'orthopyroxène provenant de la recristallisation des exsolutions des grands clinopyroxènes.

L'ilménite et le spinelle brun-noir sont les deux autres phases essentielles de ces enclaves. Souvent associés ils forment des amas de cristaux xénomorphes ou subautomorphes de 0,1 à 10 mm. Ils ont aussi un habitus en feuille de houx ou dendritique. Il arrive que l'ilménite soit étroitement imbriquée avec le clinopyroxène.

Le grenat est incolore ou légèrement rosé. Ses cristaux n'excèdent pas le millimètre. Il cristallise en exsolution dans les clinopyroxènes, en couronne autour des phases minérales oxydes, ou encore en grains xénomorphes disséminés. Ces trois habitus peuvent être exprimés ensemble dans un même échantillon.

L'orthopyroxène est gris à nuances jaunâtres. Il existe soit en exsolution dans les clinopyroxènes, soit en rares cristaux isolés de quelques mm de diamètre. Dans ce cas, il peut à son tour exsolver du clinopyroxène.

Le plagioclase est généralement xénomorphe. Certaines grandes plages pœcilitiques (qqz mm) englobent les clinopyroxènes. Les grands cristaux de plagioclase peuvent être remplacés par une mosaïque de néoblastes (<0,5mm) de même nature et présentant de nombreux joints à 120°.

Une amphibole brun-rouge claire est presque toujours présente bien qu'en faible proportion. Elle se développe en bordure ou dans les clivages et fractures des clinopyroxènes.

Une autre amphibole, interstitielle cette fois, apparaît dans certains échantillons. Ses cristaux atteignent plusieurs mm et présentent fréquemment des exsolutions d'ilménite dans leurs clivages. Leur origine (primaire ou transformation du clinopyroxène) n'est pas élucidée.

De la biotite et de la titanomagnétite, associée à l'ilménite et au spinelle, apparaissent dans quelques échantillons de clinopyroxénite à grenat. Ces phases minérales demeurent toutefois très rares.

c) - Les métagabbros à ilménite

Ils représentent moins de 5 % de la totalité des échantillons récoltés (Pl.V, ph.1). Ils sont caractérisés par la présence systématique de clinopyroxène (50-40%), de plagioclase (40-23%) d'ilménite (9-3%) de grenat (21-10%) et d'orthopyroxène (< 1%). Du spinelle et du rutile peuvent également apparaître (cf tableau en annexe). L'amphibole est exceptionnelle.

Ces enclaves présentent des textures (Pl.V, ph.1) granoblastiques hétérogranulaires (recuit), des textures grenues et des textures cumulatives locales (adcumulat, orthocumulat et mésocumulat). Quelques litages magmatiques frustrés persistent aussi dans certains échantillons. Ces textures se traduisent également par l'extinction ondulante fréquente des pyroxènes et des plagioclases.

Les cristaux de plagioclase et de pyroxène ont des tailles variant de 0,5 à 5 mm tandis que celles des autres phases minérales n'excèdent pas le millimètre.

Le clinopyroxène est brun avec des nuances verdâtres. Il montre parfois des exsolutions d'ilménite, plus rarement de grenat et de plagioclase et exceptionnellement d'orthopyroxène. Le plagioclase est souvent zoné. L'orthopyroxène brunâtre est souvent entouré d'une *couronne de petits clinopyroxènes secondaires*. L'ilménite se trouve en cristaux subautomorphes inclus dans le clinopyroxène ou le plagioclase ainsi qu'en grains xénomorphes interstitiels. En lumière réfléchie, il y apparaît des exsolutions de titanomagnétite. L'ilménite est souvent entourée d'une couronne de grenat souvent déstabilisé. Ces couronnes de grenat (incolore lorsqu'il est frais) sont particulièrement développées dans les niveaux riches en plagioclase. Le grenat et le clinopyroxène coronitique forment une seconde paragenèse résultant de la déstabilisation de l'assemblage primaire (CpxI-Pl-Ilm-Opx). Le spinelle vert très sombre et le rutile jaune-orange apparaissent dans quelques échantillons où ils sont associés à l'ilménite.

3) - Enclaves UB et riches en phases hydroxylées à textures magmatiques franches

Elles sont peu nombreuses, moins de 5% de la totalité des échantillons récoltés. Caractérisées par leur abondance relative en amphibole et/ou en biotite, on peut y distinguer des hornblendites (Pl.V, ph.2), des hornblendites à clinopyroxènes, des clinopyroxénites à biotite (Pl.V, ph.3) et des biotitites. Leurs textures sont généralement grenues ou mixtes intergranulaires à ophitiques. Certaines textures cumulatives

typiques (adcumulat et hétéradcumulat) apparaissent dans quelques échantillons.

La biotite brune à nuances rougeâtres forme des plaquettes automorphes. Elle est précoce. Ceci est également vrai pour l'apatite, qui est incluse dans les silicates ferro-magnésiens et qui est localement abondante (cf. tableau en annexe). L'amphibole, brun-foncé, se présente soit en baguettes automorphes (cristallisation précoce), soit en cristaux pœcilitiques plus tardifs qui englobent les autres phases minérales (clinopyroxène, apatite, biotite, ilménite ou titanomagnétite). Le clinopyroxène vert, parfois violet, est globuleux. Il comble les interstices entre les cristaux de biotite et d'amphibole dans les textures ophitiques et intergranulaires. Il est donc généralement plus tardif, comme l'ilménite ou la titanomagnétite. Ces oxydes ferro-titanés se trouvent en grains interstitiels et, parfois aussi en cristaux subautomorphes inclus dans les silicates (amphibole, biotite, clinopyroxène). Le feldspath alcalin est toujours tardif. Il occupe les espaces interstitiels (minéral inter ou postcumulus). Le sphène existe dans quelques cas (tableau 3c).

4) - Enclaves composites

Aux six grandes suites d'enclaves décrites ci-dessus s'ajoutent des enclaves composites de quatre types :

(1) le premier correspond à des filons de **hornblendites** qui recoupent des **dunités** mantelliques (Type Ib - Pl.V, ph.4). A l'amphibole se joint fréquemment la titanomagnétite, tandis que la phlogopite est rare. Des néoblastes ($\approx 0,5$ mm) d'amphibole, reliés entre eux par des joints formant des angles de 120° (points triples), signalent que ces roches ont subi au moins une phase de recristallisation.

On notera que:

- les grands cristaux d'amphibole (qqz mm) présentent souvent des exsolutions de titanomagnétite,
- l'amphibole et le phlogopite, respectivement orange et rougeâtre, ont les mêmes couleurs que leurs équivalents interstitiels dans certaines dunités,
- les dunités s'enrichissent en amphibole et phlogopite interstitiels à proximité des filons de hornblendite,
- dans les hornblendites, les amphiboles englobent des fragments d'olivine, arrachés à l'encaissant dunitique.

Ces hornblendites des enclaves composites diffèrent nettement des hornblendites à texture franchement magmatique (Type III) et elles pourraient dériver de processus de métasomatisme modal liés à l'infiltration et/ou à la circulation magmatique dans le manteau (Menzies et Hawkesworth, 1987).

(2) Le second type correspond à des **dunités** (Type Ib) associées à des **roches ultrabasiques à deux pyroxènes et spinelle** (Type IIa) . Il regroupe plus de 50% des enclaves composites récoltées. On en observe différents exemples :

- des filonnets webstéritiques recoupant les dunités (Pl.V, ph.5)
- des associations de dunité-webstérite à olivine et de dunité-lherzolite.

les contacts sont soulignés par le développement de grands cristaux de pyroxènes (Opx et Cpx).

(3) Le troisième type n'est représenté que par une seule enclave composite associant une **wehrlite** (type IIa) à une **clinopyroxénite à spinelle** (type IIb) avec un contact franc.

(4) le dernier type (Ib/III) enfin est constitué par des **dunités** recoupées par des filons de **clinopyroxénites à biotite** (Pl.V, ph.5). On remarquera l'apparition de biotite interstitielle dans les dunités à proximité des filons de clinopyroxénites à biotite.

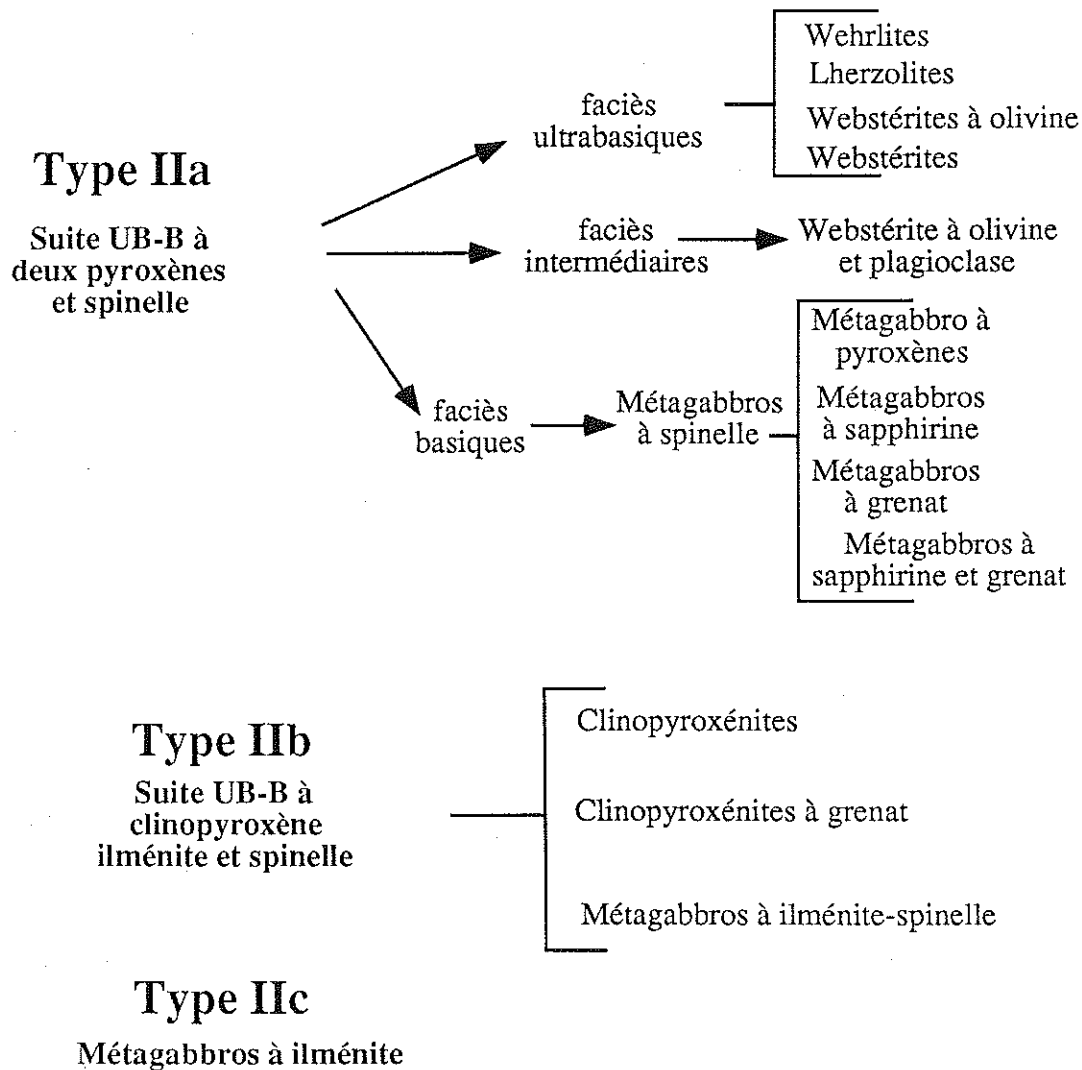
V - Discussion à propos des caractères pétrographiques

1) - Aux Kerguelen, un cortège xénolithique unique au monde

Les enclaves ultrabasiques et basiques apparaissent plus abondantes et surtout plus variées que ne le laissent supposer les travaux géologiques précédents. Depuis quelques années, le programme cartographique a en effet permis la découverte de nombreux gisements, dans les presqu'îles Jeanne d'Arc et Ronarc'h d'abord, sur la péninsule Courbet ensuite. La couverture des régions centrales, qui est en cours, semble également porter quelques fruits à ce sujet, et l'on peut s'attendre à ce que les prochaines campagnes dans l'Ouest de l'archipel conduisent à de nouvelles récoltes.

L'étude présente concerne essentiellement les gisements du Sud-Est des îles Kerguelen, elle ne saurait donc être exhaustive. Cependant, la très grande variété des types lithologiques que nous avons décrit permet de penser que cette première collection importante recouvre un très large éventail des lithotypes rencontrés dans des contextes aussi différents que le domaine intraplaque et les domaines orogéniques dans des environnements aussi bien océaniques que continentaux.

Les observations pétrographiques ont démontré qu'il n'existait qu'un nombre relativement réduit de phases cristallines. Les associations minérales ont cependant conduit à une typologie minéralogique qui couvre presque entièrement les diagrammes modaux des nomenclatures couramment utilisées pour les roches mafiques et ultramafiques. Les caractères texturaux, qui témoignent de la position des roches dans la lithosphère, ont pu être regroupés en trois grands ensembles définis principalement par les origines métamorphiques (notamment mantelliques) et/ou magmatiques des enclaves. Il est apparu que les différents types d'associations minéralogiques se répartissent de manière très cohérente dans ces groupes texturaux. La classification des



**Tableau 6 classification des enclaves de type II :
Enclaves UB-B métamorphiques
à reliques de textures magmatiques**

On peut comparer ce cortège xénolithique aux autres exemples que nous offre la littérature. Si l'on reste en domaine océanique, nous retiendrons en particulier les enclaves UB-B des îles Hawaï (White, 1966 ; Sen, 1983 et 1987 ; Clague, 1988), des îles Canaries (Frisch et Schmincke, 1969 ; Borley *et al.*, 1971 ; Neumann, 1991 ; Siena *et al.*, 1991) et celles de l'Islande (Griffin et Kersten, 1987). Bien qu'il y ait été reconnu quatre grands ensembles (lherzolitique, dunitique, pyroxénitique et gabbroïque), les deux premiers cas (Hawaï et Canaries) ne montrent pas de variations lithologiques aussi étendues qu'à Kerguelen. Quant au second cas (Islande), les enclaves UB-B (péridotites, dunites, pyroxénites et gabbros) sont accidentelles et offrent un champ d'investigations beaucoup plus limité qu'à Kerguelen. Les îles Kerguelen apparaissent donc être l'archipel océanique dont les laves portent la plus grande diversité d'enclaves UB-B.

2) - Les harzburgites : témoins du manteau supérieur et de sa dynamique

A Kerguelen, les harzburgites (type I α) sont les seules enclaves représentant sans ambiguïté le manteau. Leurs caractères pétrographiques (proportions OPX/CPX, textures, propriétés optiques des minéraux) permet de les assimiler aux harzburgites de San Carlos en Arizona (type I de Frey et Prinz, 1978), ou à celles de Hawaï (Sen, 1983 et 1987) ou encore à celles de l'île de Lanzarote aux Canaries (Siena *et al.*, 1991). On peut donc les considérer comme des témoins de la partie supérieure du manteau océanique réfractaire.

Certains échantillons de harzburgites possèdent de la phlogopite. Cela a déjà été observé ailleurs et interprété comme la trace de processus métasomatiques ayant affecté le manteau supérieur (Francis, 1976 ; Irving, 1980 ; Menziès, 1983 ; Harte, 1987 et Dautria, 1988).

Plus fréquemment, le clinopyroxène se présente sous deux habitus. Le premier est tout à fait courant dans les harzburgites, c'est un Cpx recristallisé dans les mêmes conditions que l'olivine, l'orthopyroxène et le spinelle, c'est à dire dans le contexte mantellique. Le second est moins courant. Il s'agit d'un clinopyroxène pœcilitique, non déformé mais souvent maclé, qui est attribué aux interactions entre le manteau lithosphérique et les magmas percolant (Boivin, 1982 ; Nicolas et Prinzhofer, 1983 ; Bodinier, 1989, Kelemen, 1990 et 1992). La présence ou non de ce pyroxène pœcilitique permet donc de distinguer des harzburgites C (communes) qui ne possèdent que l'habitus recristallisé du clinopyroxène et les harzburgites P (à Cpx pœcilitiques) affectées sans conteste par des processus d'interactions manteau-magmas basaltiques (tableau 5).

3) - Les dunites : cumulats déformés ou manteau réactionnel ?

La place des dunites dans la classification proposée ici est ambiguë. En effet, ces roches possèdent toujours du clinopyroxène dans des proportions plus grandes que l'orthopyroxène qui peut même être absent. Cette simple observation est un argument pour une histoire plus complexe que celle de simples résidus de fusion mantellique.

Comme des dunites sont presque toujours présentes avec les filonnets des enclaves composites, on peut envisager qu'elles représentent les épontes des conduits de transferts de magmas basaltiques. Il est donc probable que leur origine puisse être reliée aussi à des processus d'interactions très prononcés entre le manteau supérieur et des magmas basaltiques (Quick, 1981b ; Berger et Vannier, 1984 ; Bodinier, 1989 ; Kelemen, 1990 ; Weber, 1991). Les dunites peuvent également, au moins en partie, être des cumulats déformés comme cela a été proposé pour les enclaves dunitiques de Hawaï (Ludden, 1977 ; Sen, 1983 et 1987). Aucun argument pétrographique ne permet de trancher catégoriquement entre ces deux hypothèses.

4) - Faciès granulitique à grenat et saphirine, une nouveauté en domaine océanique

Dans le groupe II (enclaves UB-B métamorphiques à reliques de textures magmatiques) le sous-groupe IIa, constitué par la suite UB-B à deux pyroxènes + spinelle, présente un ensemble continu depuis des roches ultrabasiques jusqu'à des roches basiques. Au plan textural et minéralogique, ces dernières (les roches basiques) sont comparables à certaines granulites basiques continentales (Griffin et O'Reilly, 1987). Or, aucun faciès granulitique n'avait été encore décrit dans les cortèges d'enclaves des îles océaniques.

L'existence de saphirine dans certaines de ces enclaves granulitiques accentue encore l'originalité du cortège UB-B des îles Kerguelen. En effet, ce minéral rare apparaît dans les conditions du faciès amphibolite de haut degré et du faciès granulite (Seifert, 1974 ; Ackerman *et al.*, 1975 ; Nicollet, 1985 ; Christy, 1989) dans des roches riches en magnésium et alumine, souvent pauvres en silice : métasédiments magnésiens et roches métamagmatiques basiques également riches en calcium (Windley *et al.*, 1984 ; Nicollet, 1986 ; Sill *et al.*, 1983). Son association à des roches métamagmatiques similaires n'était connue jusqu'à présent que dans quelques gisements continentaux : enclaves mantelliques de Delegate dans les Nouvelles Galles du Sud, en Australie (Griffin et O'Reilly, 1986), enclaves granulitiques de Stockdale au Kansas (Meyer et Brookins, 1976) et granulites du massif UB-B de Finero dans les Alpes Italiennes (Sill *et al.*, 1983).

Kerguelen est donc le premier gisement océanique offrant d'une part des faciès granulitiques, d'autre part de la saphirine. On ne peut alors s'empêcher d'évoquer le débat sur l'origine océanique ou continentale de cet archipel. Bien que les données pétrologiques et géochimiques attestent l'origine mantellique des roches magmatiques des Kerguelen, aussi bien volcaniques que plutoniques, et qu'elles excluent la présence d'un fragment continental qui formerait le substratum de l'archipel, on ne peut encore rejeter l'hypothèse de l'existence de lambeaux infracrustaux qui auraient été drainés et laminés pendant la dynamique d'ouverture de l'Océan Indien. Cette discussion sera reprise plus loin, avec d'autres arguments, et nous verrons alors que cette hypothèse est très fragile.

V - Conclusion

Avec des affinités tholéiitiques, transitionnelles et alcalines, avec des appareils volcaniques différents et de nombreux complexes plutoniques, le magmatisme des îles Kerguelen présente de nombreuses originalités. Le cortège d'enclaves UB-B est tout aussi varié et va dans le même sens.

Ces enclaves, qui proviennent des limites entre la croûte inférieure et le manteau supérieur, portent les marques de fusion du manteau, de ses déformations, du transfert de magmas vers la surface et des processus d'interaction et de métasomatisme qui en découlent, de ségrégations magmatiques de phases minérales, mais aussi d'un métamorphisme de faciès granulitique. Elles témoignent donc d'une structure lithosphérique complexe, ce qui va dans le sens de l'épaississement et des hétérogénéités de l'interface croûte-manteau qui ont été proposés par Recq *et al.* (1990) à partir d'une argumentation sismologique.

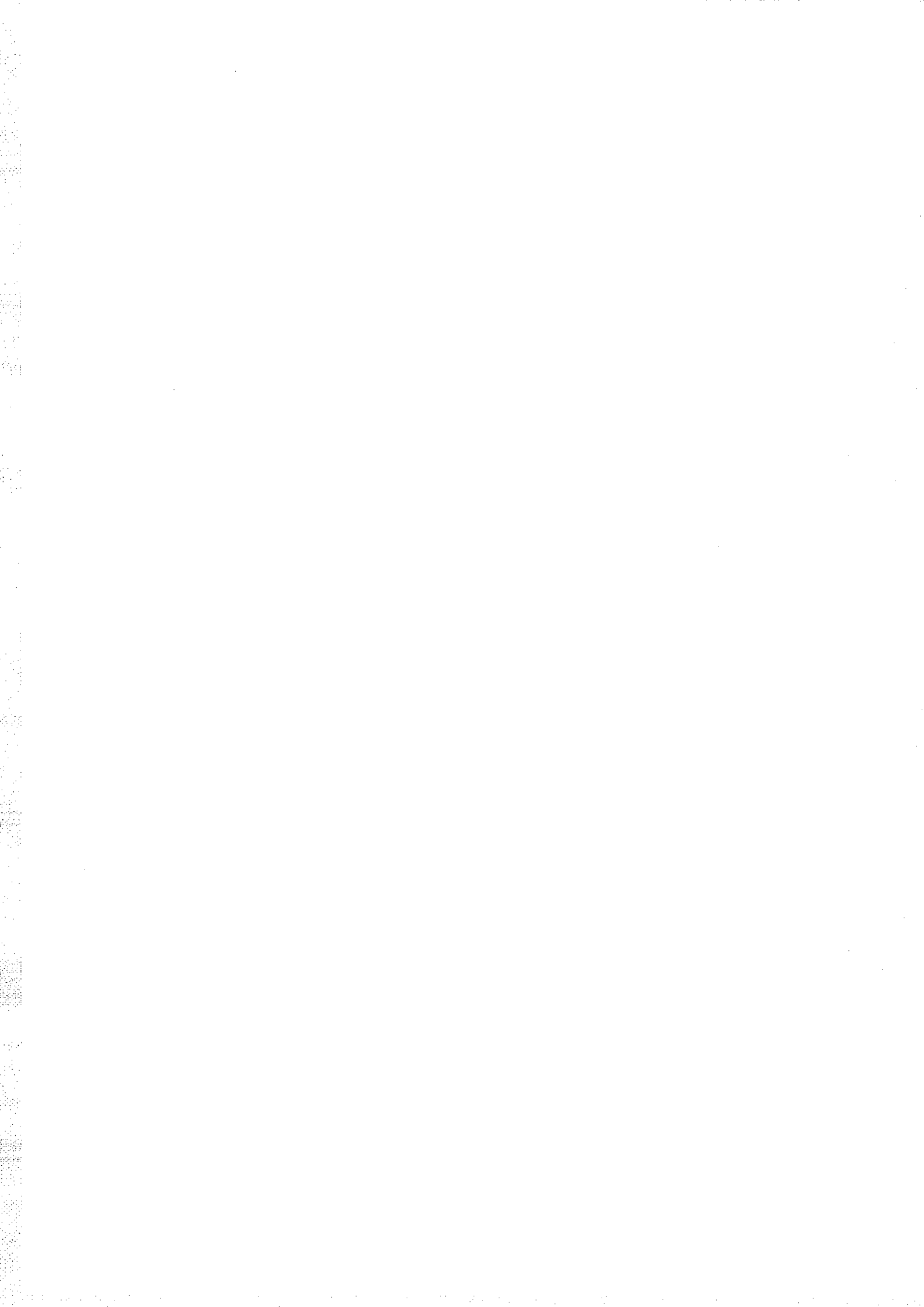




Photo 1 : harzburgite de type Ia.1 à texture "à grains grossiers".
On notera l'amas central à Opx-Sp-Cpx (L.P. : x 25)

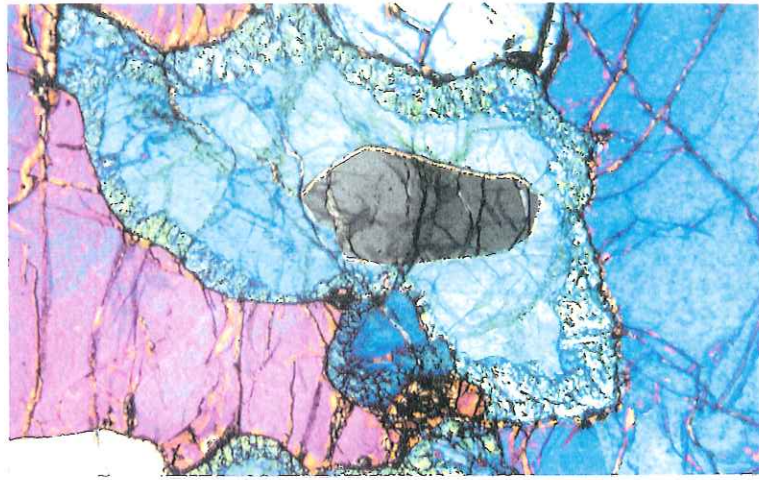


Photo 2 : clinopyroxène pseudomorphe entourant un orthopyroxène
en voie de résorption dans une harzburgite de type Ia.2 (L.P. : x 50)

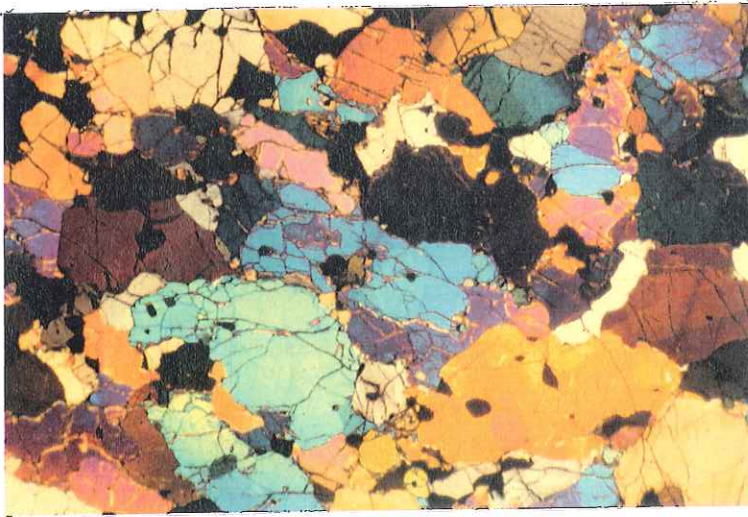


Photo 3 : dunite (type Ib) : texture "à grains grossiers" (L.P. : x 25)

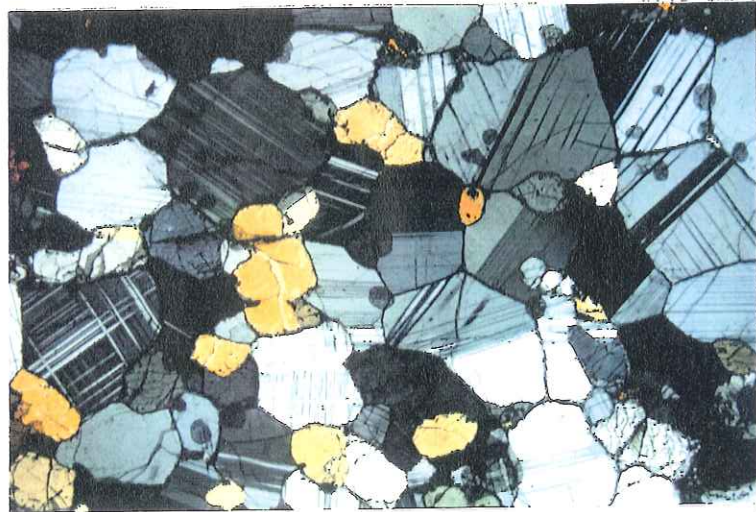


Photo 4 : texture granoblastique dans un métagabbro
à spinelle de type IIa (L.P. : x 50)



Photo 5 : litage magmatique relictuel dans un
métagabbro à spinelle (échelle : 6 x 4 cm)



Photo 6 : clinopyroxène pseudomorphe englobant olivine et spinelle
dans une lherzovite de type IIa (L.P. : x 50)





Photo 1 : relique de texture d'adcumulat dans un métaleucogabbro à spinelle de type IIa (L.P. : x 25)

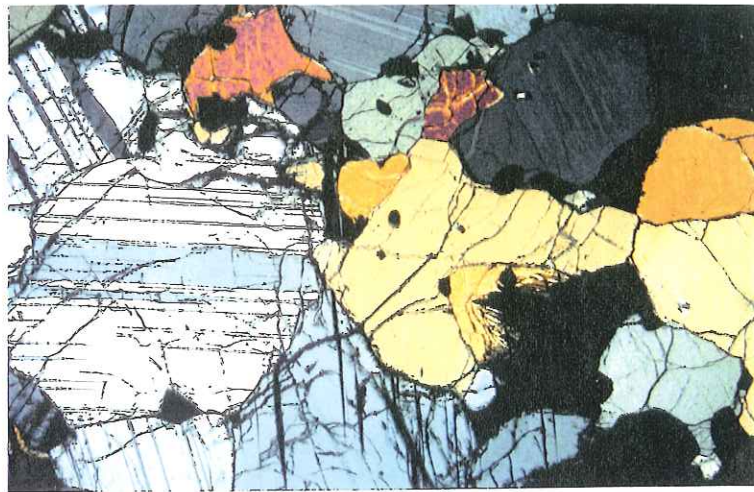


Photo 2 : relique de texture magmatique (mésocumulat) dans un métagabbro à spinelle de type IIa (L.P. : x 25)

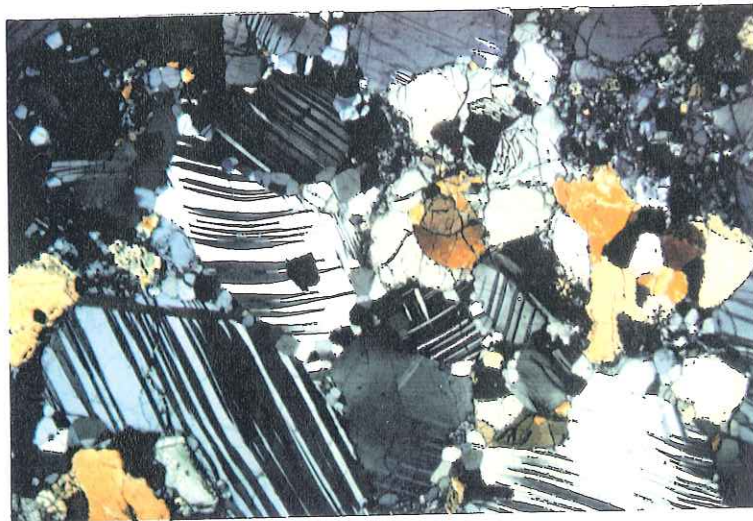


Photo 3 : traces de déformation et de recristallisation dynamique du plagioclase d'un métagabbro à spinelle de type IIa (L.P. : x 25)

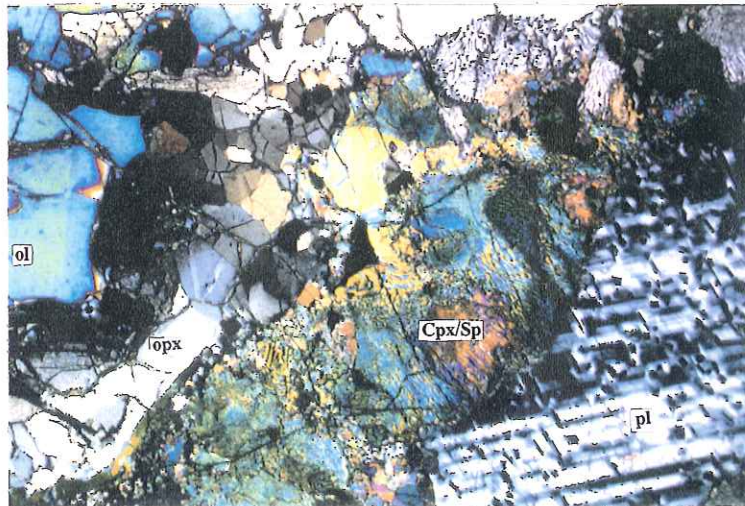


Photo 4 : réaction $Ol + Pl \rightarrow Opx + Cpx + Sp$ dans une webstérite à $Ol + Pl$ de type IIa. Le plagioclase apparait criblé de petits cristaux de spinelle (L.P. : x 25)

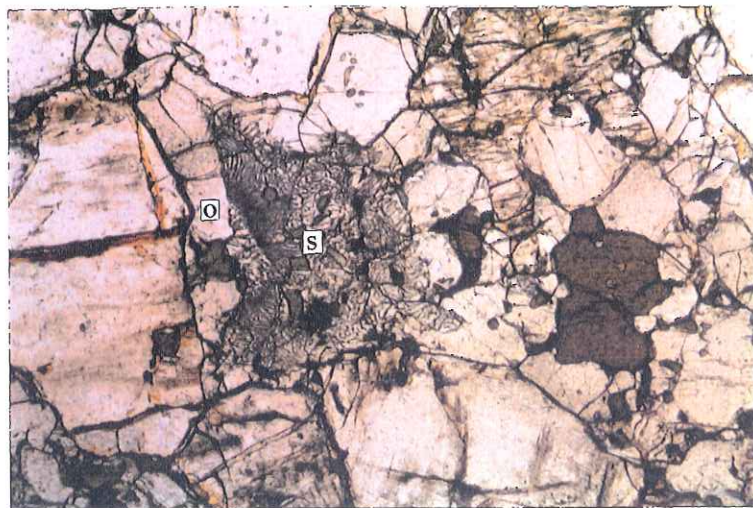


Photo 5 : liseré d'Opx (O) et association symplectitique Cpx/Sp (S) dans une hercynite (type IIa). Evidence de la réaction $Ol + Pl \rightarrow Opx + Cpx + Sp$ (L.N. : x 25)

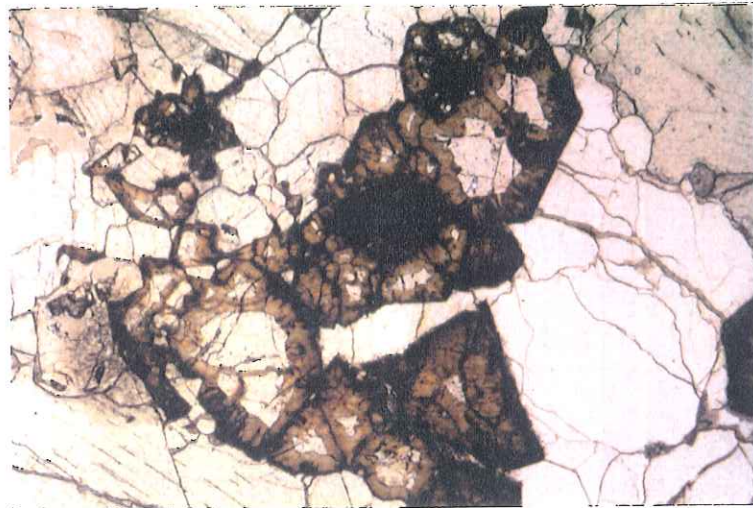


Photo 6 : métagabbro à grenat (type IIa). On notera l'importance de la couronne d'altération du grenat (L.P. : x 50)





Photo 1 (L.P. : x 50): double couronne réactionnelle autour d'un spinelle (isotrope) avec la sapphirine en position interne (grise) et le grenat (isotrope) en position interne (métagabbro à Sa + Gt, type IIa)



Photo 2 (L.P. : x 100) : association symplectitique à Cpx/Sa dans un métagabbro à spinelle de type IIa

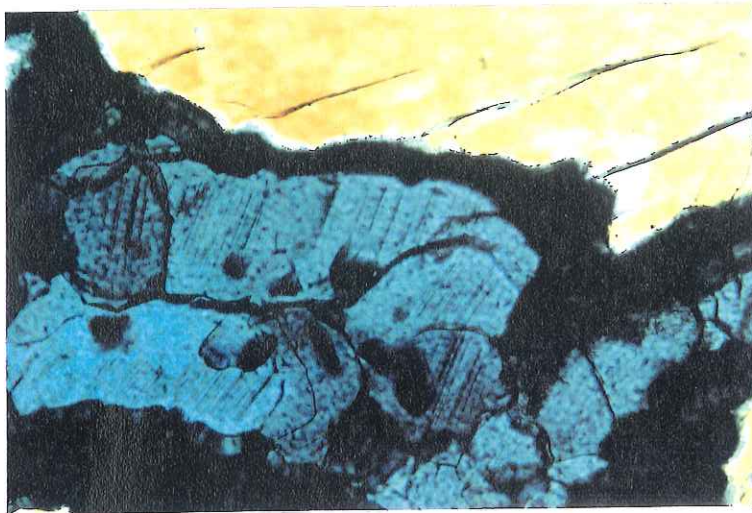


Photo 3 : sapphirine clivée dans un métagabbro à spinelle de type IIa (L.P. : x 200)

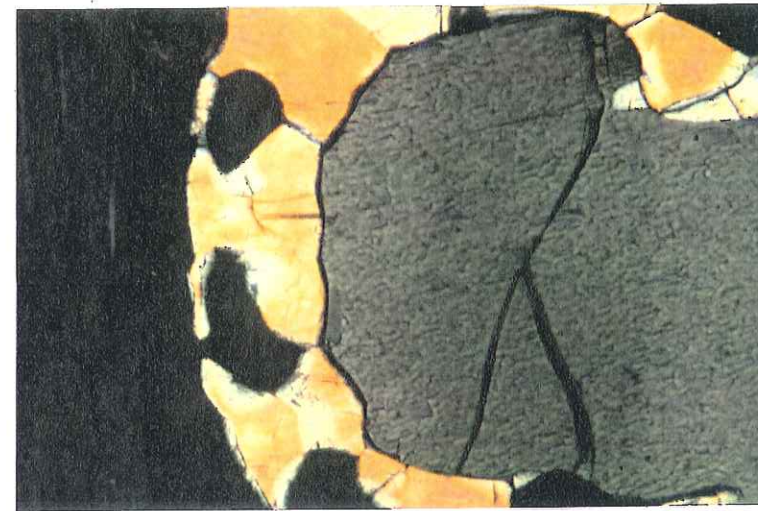


Photo 4 (L.P. : x 100): Cpx II coronitique associé au grenat autour d'un Opx (métagabbro à Sa + Gt, type IIa)

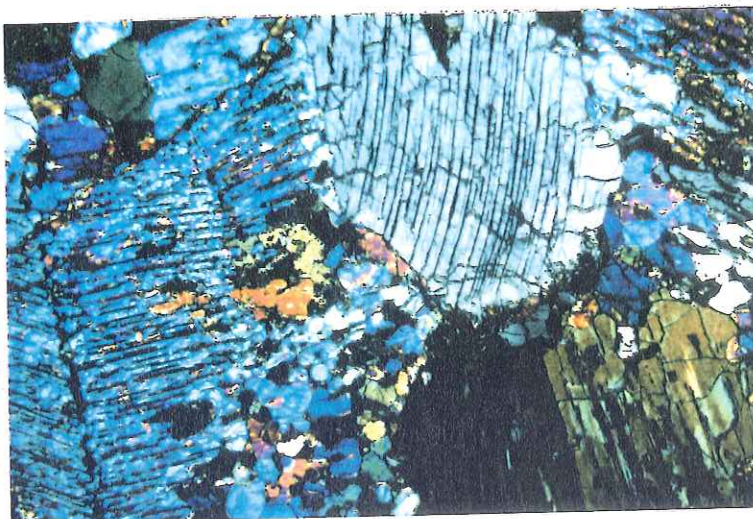


Photo 5 : texture porphyroclastique recristallisée dans une clinopyroxénite à grenat de type IIb (L.P. : x 25)

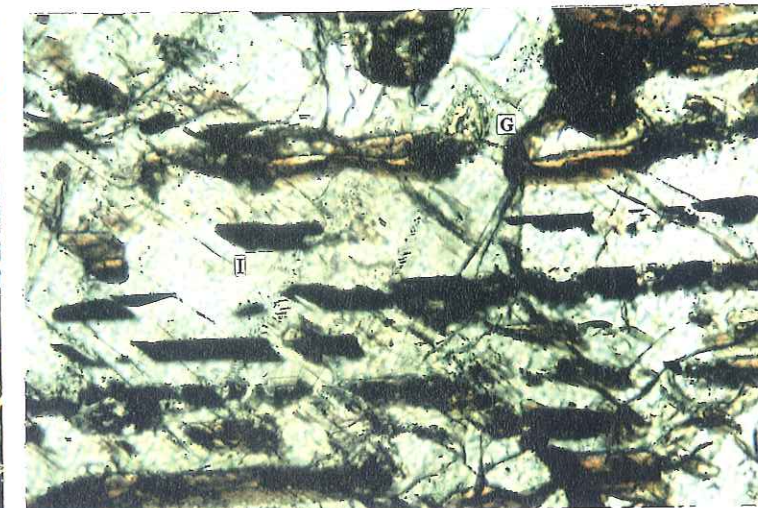


Photo 6 : exsolutions d'ilménite (I) et de grenat (G) dans un Cpx d'un métagabbro à Ilm + Sp de type IIb (L.N. : x 200)





Photo 1 : texture granoblastique hétérogranulaire dans un métagabbro à ilménite de type IIc (L.P. : x 50)



Photo 2 : hornblendite (type III). Les minéraux incolores sont de l'apatite (L.N. : x 25)



Photo 3 (L.N. : x 25): clinopyroxénite à biotite (type III)

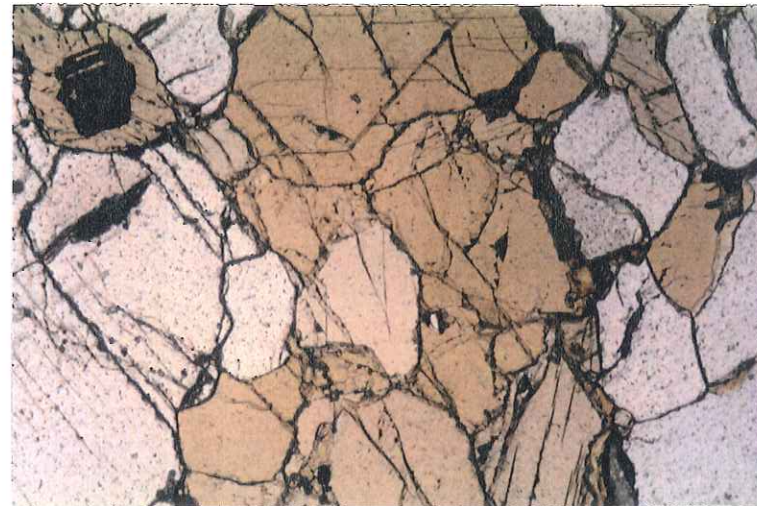


Photo 4 : enclave composite type Ib (dunite) - filon de hornblendite (L.N. : x 50)



Photo 5 (échelle : 6 x 4 cm) : enclave composite type Ib (dunite) - type IIa (filon de webstérite à olivine)

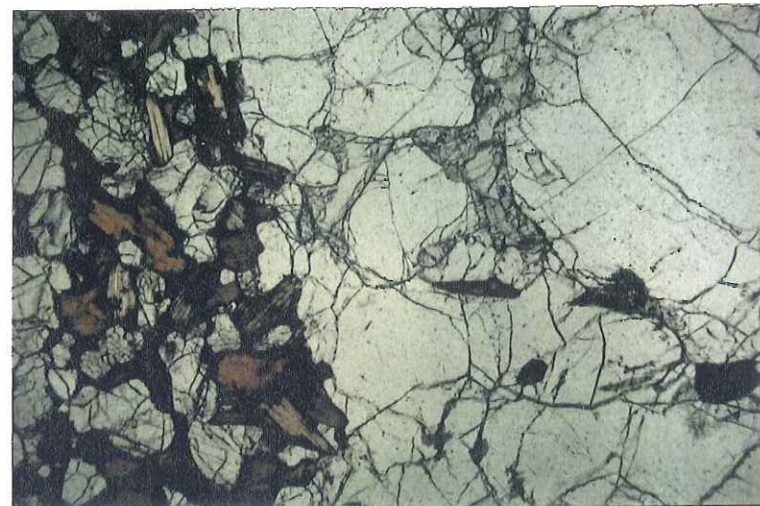


Photo 6 (L.N. : x 25): enclave composite type Ib (dunite) - filon de clinopyroxénite à biotite (type III)



Chapître 4 :

COMPOSITIONS CHIMIQUES DES PHASES MINÉRALES

- **Minéralogie des enclaves de type I (harzburgite : type Ia et dunite : type Ib)**
- **Composition des phases minérales des enclaves UB-B métamorphiques à reliques de textures magmatiques (Type II)**
- **Les enclaves UB à textures magmatiques (Type III) et les enclaves composites**



I - Minéralogie des enclaves de type I (harzburgite : type I α et dunite : type I β)

1) - L'olivine (tableaux en annexe) :

Les compositions chimiques des olivines sont homogènes au sein des harzburgites, quel que soit leur type (I α .1 ou I α .2). Les pourcentages molaires de forstérite ne varient en effet que de Fo_{92,10} à Fo_{89,30} suivant les échantillons (figure 23). Les olivines de type I α .2 sont cependant en moyenne un peu moins magnésiennes que celles de type I α .1 (figure 24). Les concentrations en calcium, aluminium, chrome, titane et manganèse sont toujours inférieures à 0,30 % (en poids d'oxydes). Les concentrations en nickel sont comprises entre 0,20 et 0,60 % (figure 23). Il n'existe pas d'évolution notable de la composition chimique entre le coeur et la bordure des cristaux, en dehors des zones de contact avec la lave-hôte. De même, les néoblastes ont des compositions similaires au grands cristaux dans les échantillons à texture intermédiaire.

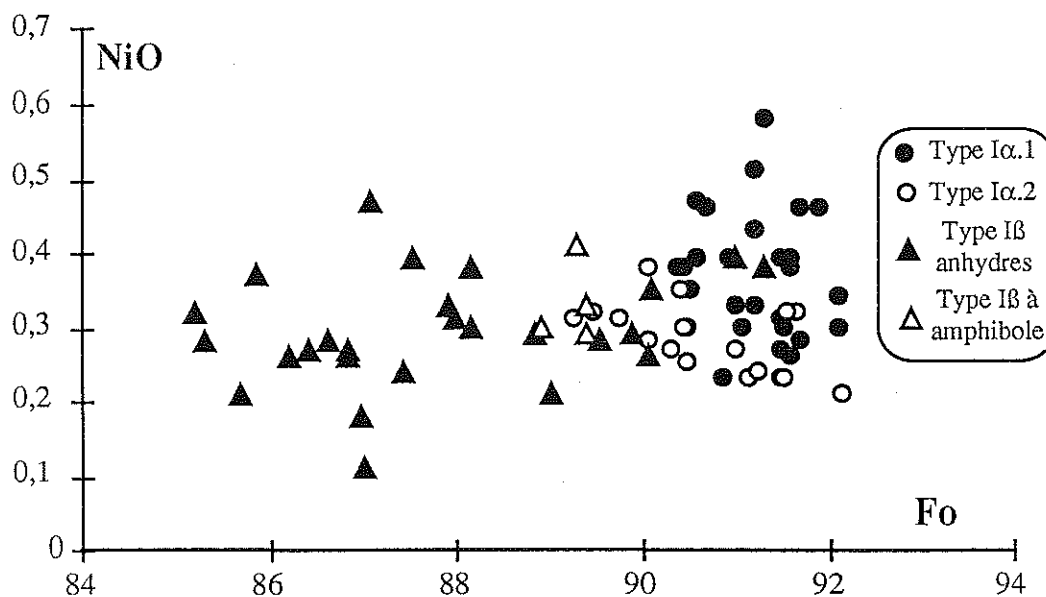


Figure 23 : diagramme NiO- [Fo]
des olivines des enclaves de type I

Les olivines des dunites présentent en revanche un intervalle de composition beaucoup plus large (figure 24). Elles sont aussi généralement moins magnésiennes (Fo_{91,80}-Fo_{85,20}). Leurs pourcentages pondéraux en NiO oscillent entre 0,10 et 0,50 % (figure 23).

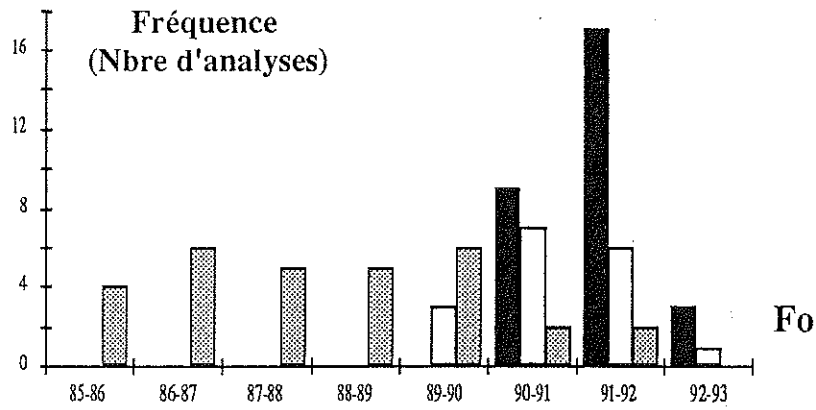


Figure 24 : diagramme nombre d'analyses - [Fo] des olivines des enclaves de type I (noir : type Iα.1 ; blanc ; type Iα.2 ; gris : type IB)

2) - L'orthopyroxène (tableaux en annexe) :

Les orthopyroxènes des harzburgites sont proches du pôle enstatite (En 91,40 - 88,30 ; figure 25). Leurs rapports mg^* ($= 100 \times Mg/Mg + Fe_{total}$; mg^* : 93,35-90,40) sont comparables à ceux des olivines (92,40 - 89,70) avec lesquels ils sont d'ailleurs corrélés positivement (figure 26). Le coefficient de partage du fer et du magnésium entre l'orthopyroxène et l'olivine, $K_{Mg-Fe}^{Ol/Opx}$, est égal à 1 ($0,99 < K < 1$) dans l'ensemble des harzburgites (figure 26).

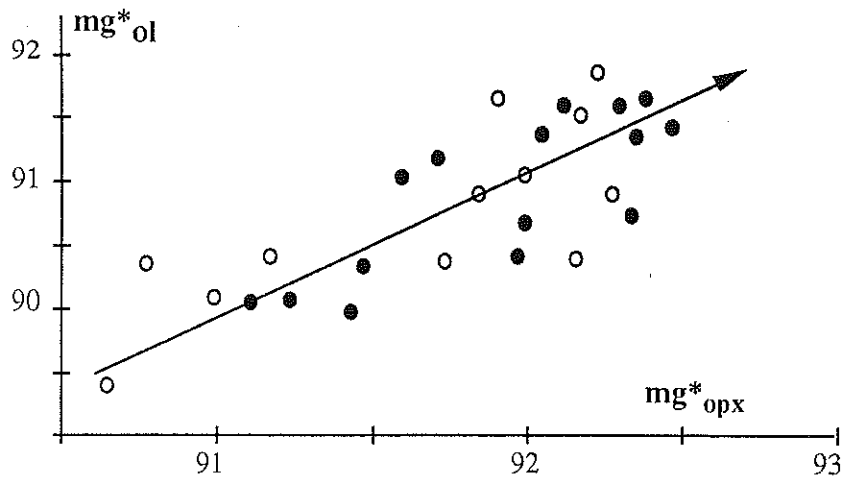


Figure 26 : diagramme mg^*_{ol} - mg^*_{opx} des enclaves de type I (ronds noirs : type Iα.1 et ronds blancs : type Iα.2)

La quantité d'alumine est homogène (2 à 4 %) dans tous les échantillons étudiés. Le sodium, toujours présent, a des teneurs plus élevées dans les orthopyroxènes des harzburgites de type Iα.2 (Na_2O : 0,10-0,20 %) que dans ceux des harzburgites de type Iα.1 ($Na_2O < 0,08$ %).

Les teneurs en chrome varient de 0,40% à 0,90%, avec, sauf exception une augmentation en bordure des cristaux dans les harzburgites I α .1 et une diminution dans les harzburgites I α .2 (figure 27) .

Les orthopyroxènes des dunités analysées sont également des enstatites (En_{85,90} et En₈₉ - figure 25) moins magnésiennes que celles des harzburgites mais plus alumineuses, pour des teneurs en chrome équivalentes à celles des harzburgites de type I α .1 (cf tableaux en annexe).

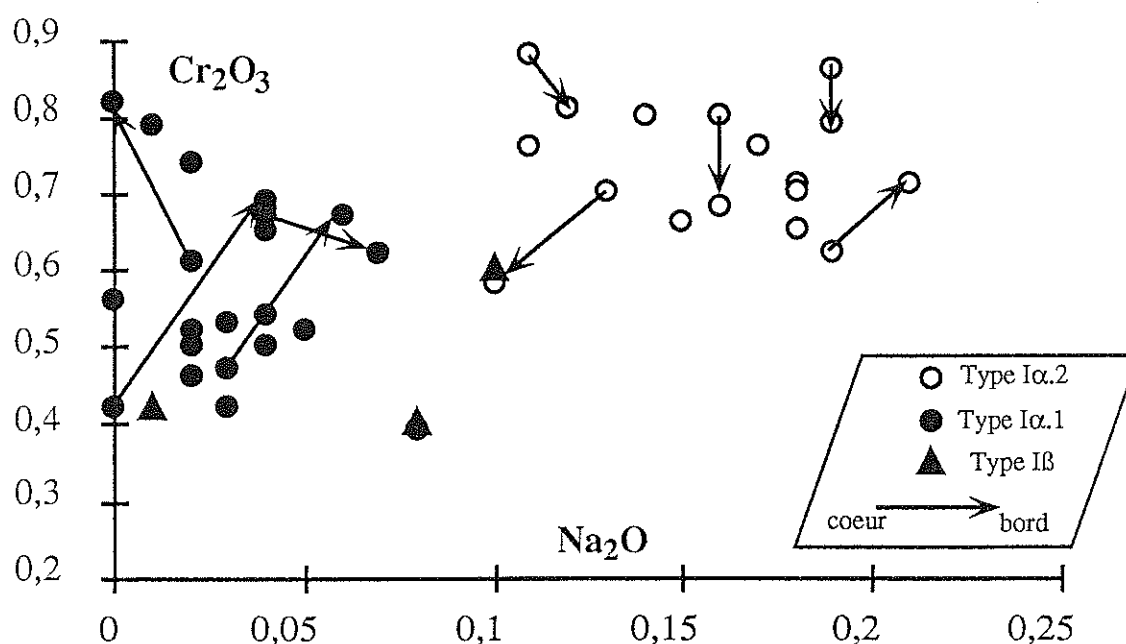


Figure 27 : diagramme chrome - sodium des orthopyroxènes des enclaves de type I

3) - Le clinopyroxène (tableau en annexe) :

Les clinopyroxènes des enclaves harzburgitiques et dunitiques des îles Kerguelen sont des Ca-Fe-Mg pyroxènes (QUAD - Morimoto *et al.*, 1989 - figure 25) : diopsides (En_{50,75-49,30} Fs_{4,05-3,05} Wo_{47,05-44,90}) dans les harzburgites de type I α .1 et augites magnésiennes (En_{52,70-50,85} Fs_{6,55-4,45} Wo_{43,85-41,15}) dans les harzburgites de type I α .2. Les clinopyroxènes des deux types de harzburgites ont donc des compositions significativement différentes :

- Les rapports mg* des clinopyroxènes des harzburgites de type I α .2 sont toujours un peu plus faibles (mg* < 92,25) que ceux des harzburgites de type I α .1 (mg* > 93) ce qui va de pair avec des rapports mg* des clinopyroxènes toujours supérieurs à ceux de l'olivine et de l'orthopyroxène dans ce type I α .1. Cette

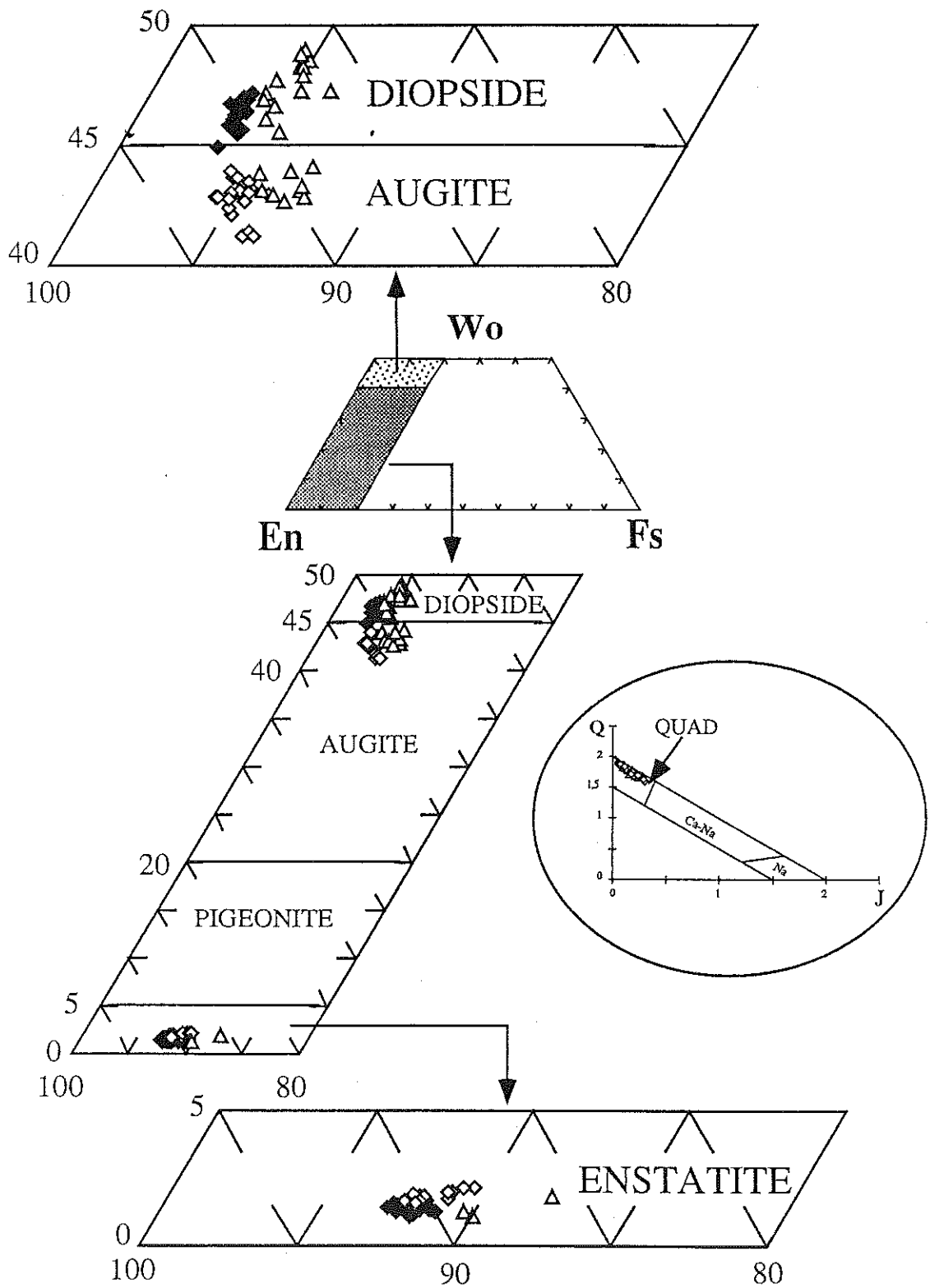


Figure 25 : diagramme
 Wo-En-Fs des orthopyroxènes et des clinopyroxènes des enclaves de type I (diamants noirs : type I α .1 ; diamants blancs : type I α .2 ; triangles blancs : type I β)

observation a été faite dans plusieurs gisements d'enclaves de type I similaires (Frey et Prinz, 1978 ; Brown *et al.*, 1980 ; Bergman, 1982 ; Dautria, 1988). L'évolution du rapport mg^* des clinopyroxènes en fonction de ceux de l'olivine et de l'orthopyroxène diffère selon le type de harzburgites (figures 28 et 29). Entre l'Ol et le Cpx, le coefficient de partage du fer et du magnésium varie de 0,99 à 1,01 dans les harzburgites de type Ia.2 et de 0,97 à 0,98 dans celles de type Ia.1. Entre l'orthopyroxène et le clinopyroxène, il est compris entre 0,98 et 0,99 pour les harzburgites de type Ia.1 et entre 0,99 et 1,02 pour les harzburgites de type Ia.2. Ces valeurs toutes très proches de 1 suggèrent que ces trois phases minérales (Ol-Cpx-Opx) ont atteint un état d'équilibre thermodynamique.

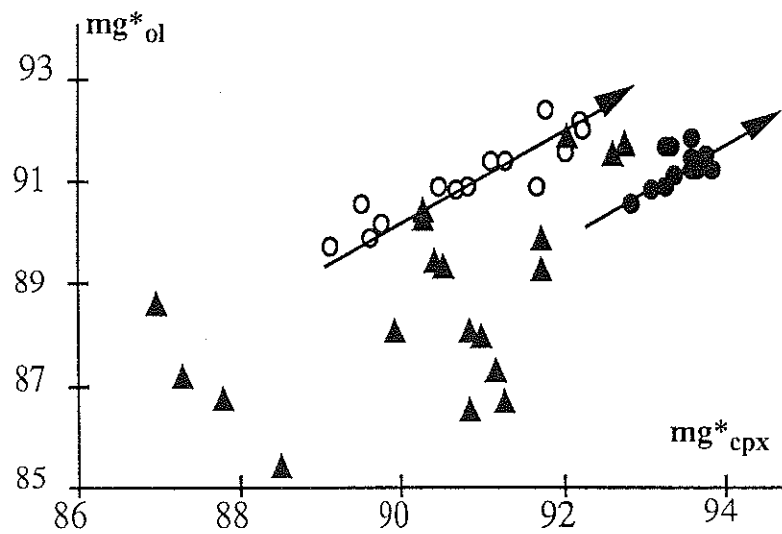


Figure 28 : diagramme mg^*_{ol} - mg^*_{cpx} des enclaves de type I (figurés : cf figure 23)

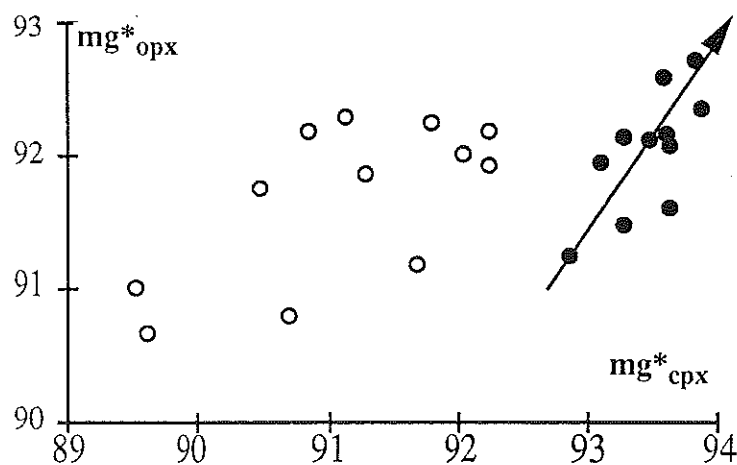
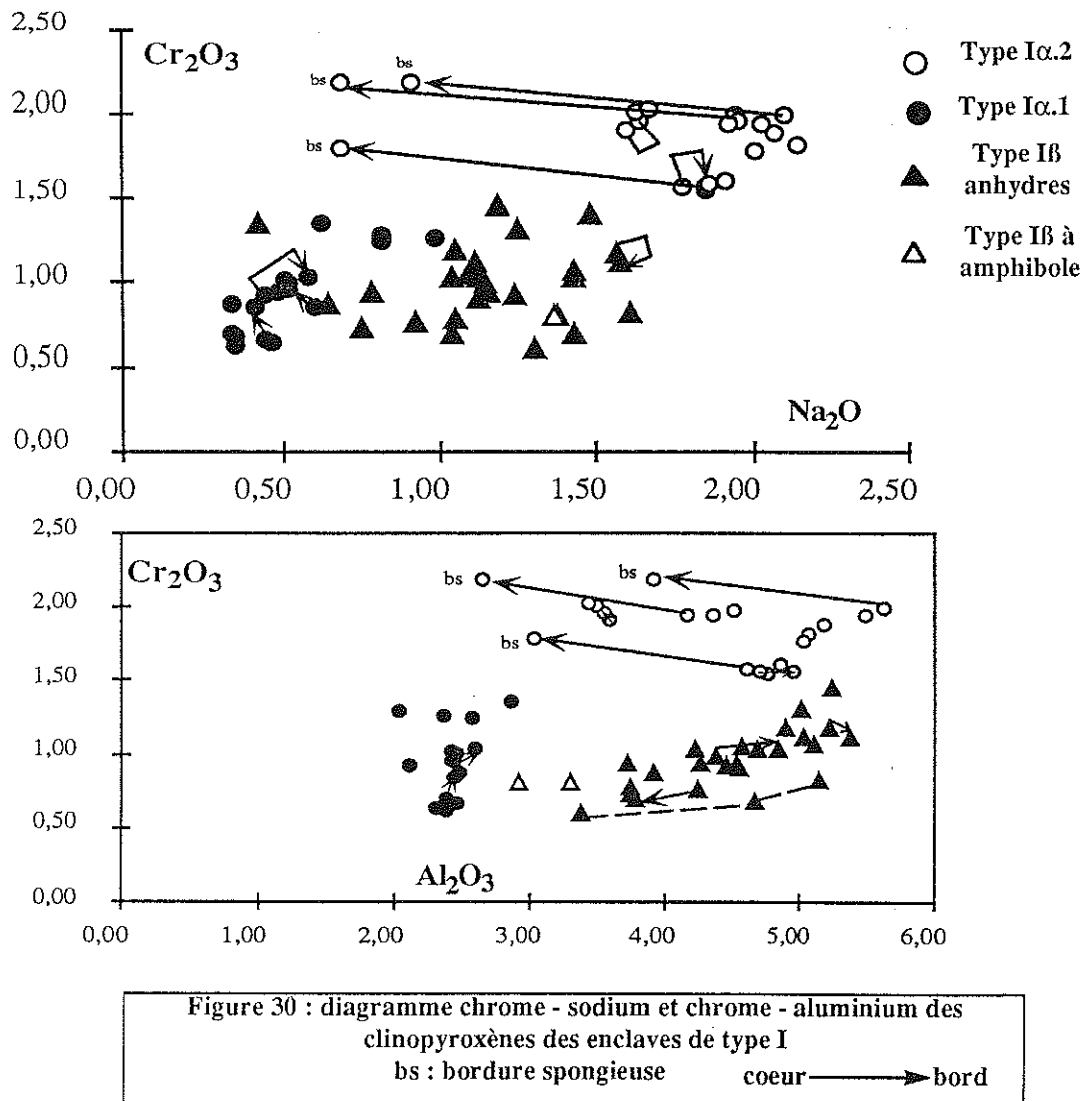


Figure 29 : diagramme mg^*_{opx} - mg^*_{cpx} des enclaves de type I (figurés : cf figure 23)

- Les clinopyroxènes des harzburgites de type I α .2 sont à la fois plus riches en aluminium, en sodium, en chrome et en fer et plus pauvre en calcium et magnésium que ceux des harzburgites de type I α .1 (figures 30 et 31). Leurs teneurs en titane (TiO_2 : 0,03-0,85%) sont en moyenne plus élevées également (TiO_2 < 0,20% dans les Cpx des type I α .1).



- Au sein des clinopyroxènes des harzburgites de type I α .2, les concentrations en calcium augmentent lorsque le rapport mg* augmente (figure 31). Au contraire, en fonction de cet indice, les corrélations sont négatives dans les cas du sodium, de l'aluminium et du titane, les teneurs en chrome restant à peu près constantes (figure 31). Ces corrélations ne s'observent pas au sein des clinopyroxènes des harzburgites de type I α .1 qui présentent au contraire des compositions très homogènes.

Aucune différence de composition significative ne s'observe entre le coeur et la bordure des cristaux de clinopyroxène des deux sous-types de harzburgites, à l'exception des bordures spongieuses de certains clinopyroxènes de type I α .2. Ces bordures spongieuses sont en effet appauvries en sodium, en aluminium et en titane et enrichies en calcium, magnésium et chrome par rapport au coeur des cristaux (figure 30). Cette évolution peut être expliquée par un phénomène de fusion-recristallisation de la bordure des grains sous l'effet du thermométamorphisme (Boivin, 1982).

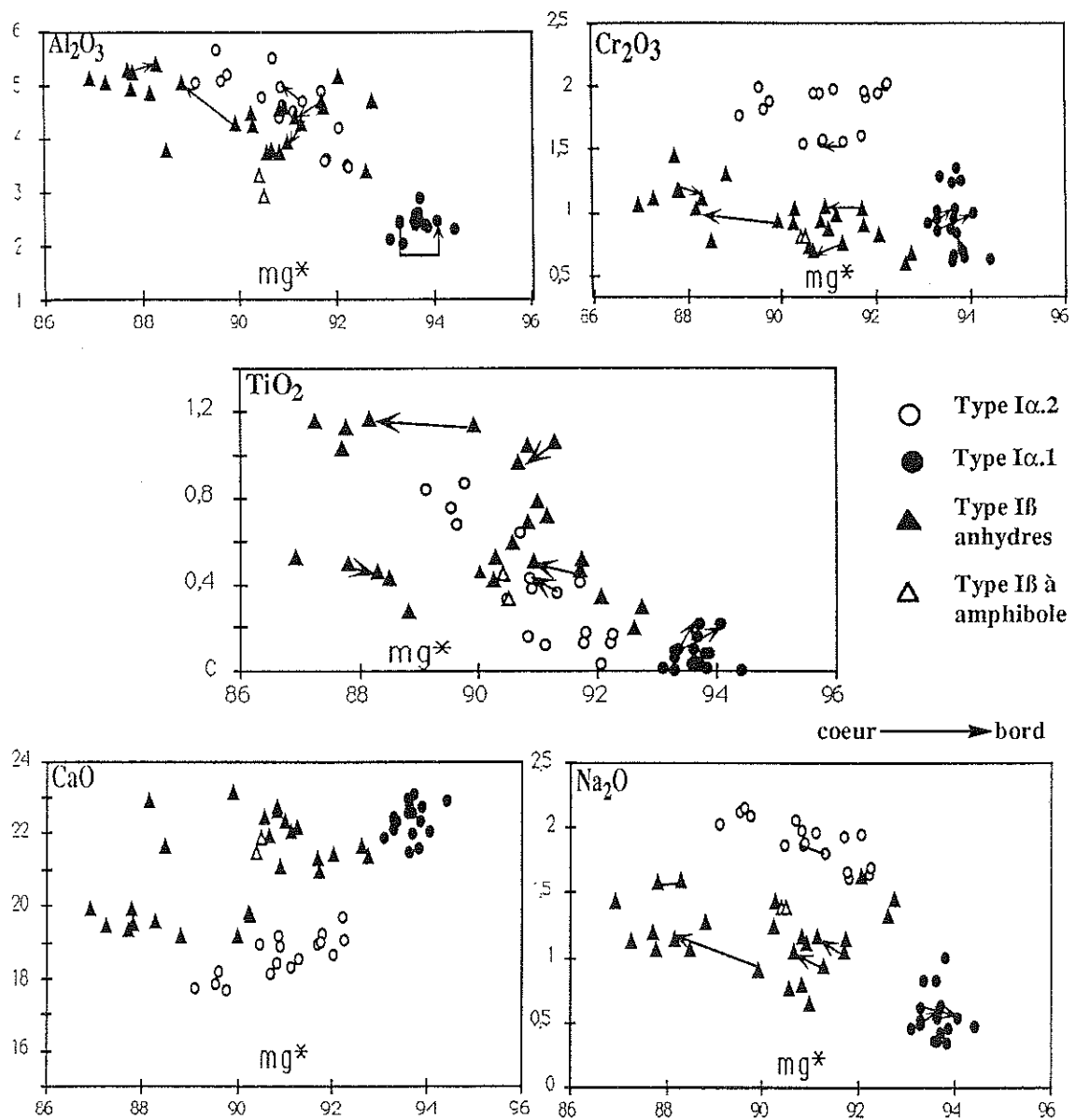
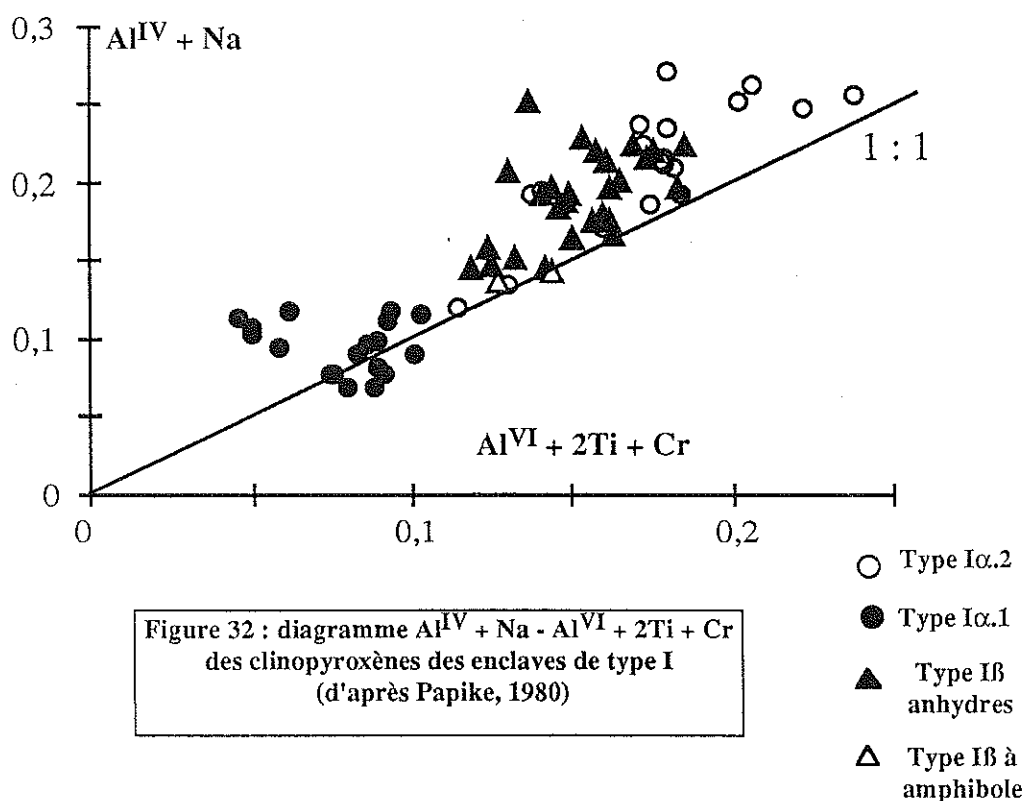


Figure 31 diagrammes poids d'oxydes - mg* des clinopyroxènes des enclaves de type I

Le diagramme $Al^{IV} + Na - Al^{VI} + 2Ti + Cr$ (figure 32) qui visualise l'évolution du déficit des charges (Papike, 1980), démontre le rôle mineur joué par le fer ferrique dans les clinopyroxènes des harzburgites des deux types et des dunitites. En effet, la majorité des points représentatifs se projettent non loin de la droite 1 : 1.



Les clinopyroxènes des dunitites (type Iβ) sont des diopsides ou des augites magnésiennes ($En_{51,00-43,85} Fs_{7,60-4,10} Wo_{50,50-42,45}$ - figure 25). Leurs teneurs en chrome montrent une corrélation positive par rapport à celles de l'aluminium (figure 30), exception faite de l'échantillon GM-92-286. Aucune évolution significative des compositions entre le coeur et la périphérie des cristaux ne s'observe, à l'exception du caractère moins magnésien de la bordure de certains grains (figure 31). Les clinopyroxènes des dunitites ont une gamme de composition beaucoup plus étendue que celles des deux types de harzburgites (cf. tableaux en annexe). Aucune corrélation ne s'observe avec les olivines (figure 5). Pour des teneurs égales en chrome (Cr_2O_3 : 0,60-1,44 %), ils sont plus riches en sodium (Na_2O : 0,65-1,7 pds%), en aluminium (Al_2O_3 : 3-5,4 %) et en titane (TiO_2 : 0,2-1,16 %) que les clinopyroxènes des harzburgites de type Iα.1 (figures 30). Ils sont par contre moins sodiques, moins chromifères et moins calciques que ceux des harzburgites de type Iα.2.

4) - Le spinelle (tableau en annexe) :

Le spinelle est une chromite magnésienne et alumineuse (figure 33), plus chromifère (Cr_2O_3 : 49,60-32,30 %) dans les harzburgites que dans les dunites (Cr_2O_3 : 29,35-15,70 %), exception faite de la dunite à amphibole (DR 18) qui montrent des teneurs équivalentes à celles des spinelles harzburgitiques (Cr_2O_3 : 36,90-34,70 %).

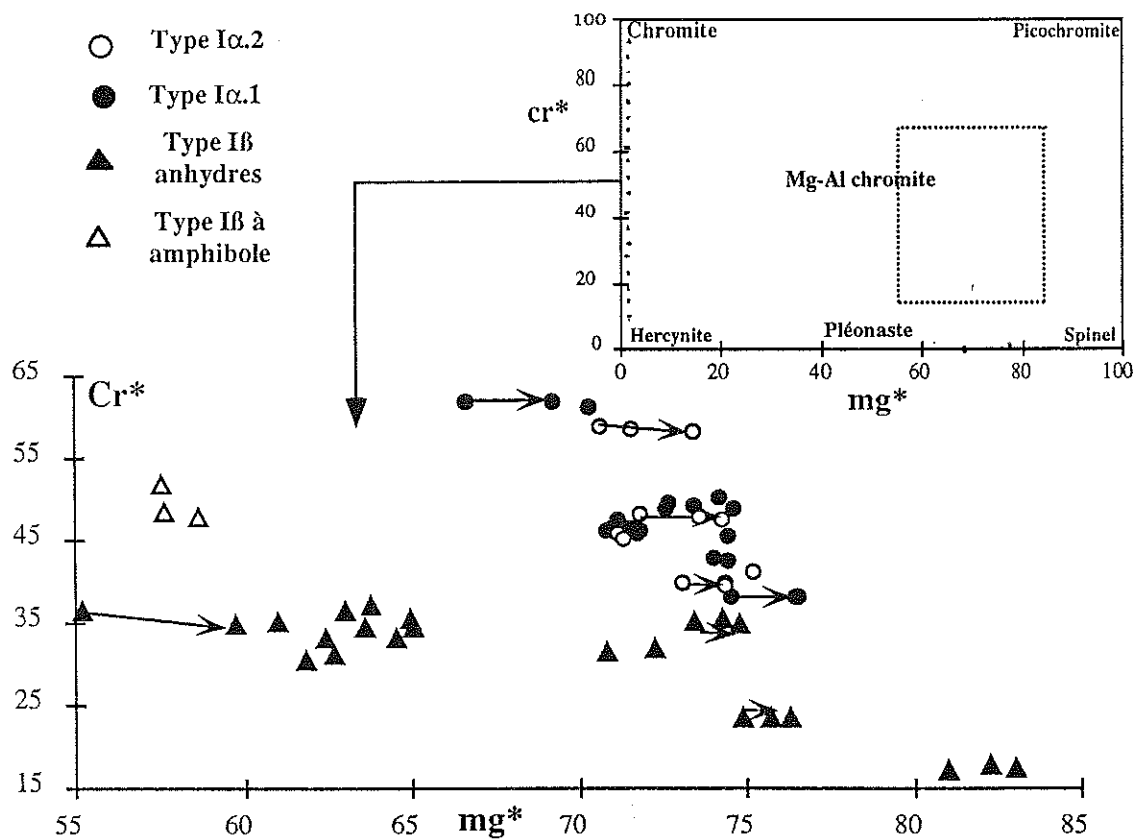


Figure 33 : diagramme cr^* ($= 100 \times \text{Cr}/\text{Cr} + \text{Al}$) - mg^* ($= 100 \times \text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$) des spinelles des enclaves de type I (nomenclature de Haggerty, 1981)

coeur → bord

Dans les harzburgites, les teneurs en magnésium (MgO : 18,40-14,50 %) et en fer ferreux (FeO : 13-9,90 %) des spinelles sont relativement homogènes, tandis que le chrome et l'alumine (Al_2O_3 : 36,70-20,70 %) varient de façon significative. Les rapports mg^* ($= 100 \times \text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$) et cr^* ($= 100 \times \text{Cr}/\text{Cr} + \text{Al}$) oscillent respectivement entre 66,70 et 76,60 et entre 37,70 et 61,60 (figure 33). Les spinelles des types $I\alpha.2$ se distinguent de ceux des type $I\alpha.1$ par des teneurs plus élevées en fer ferrique (figure 34) et, sauf exception, en titane (figure 34).

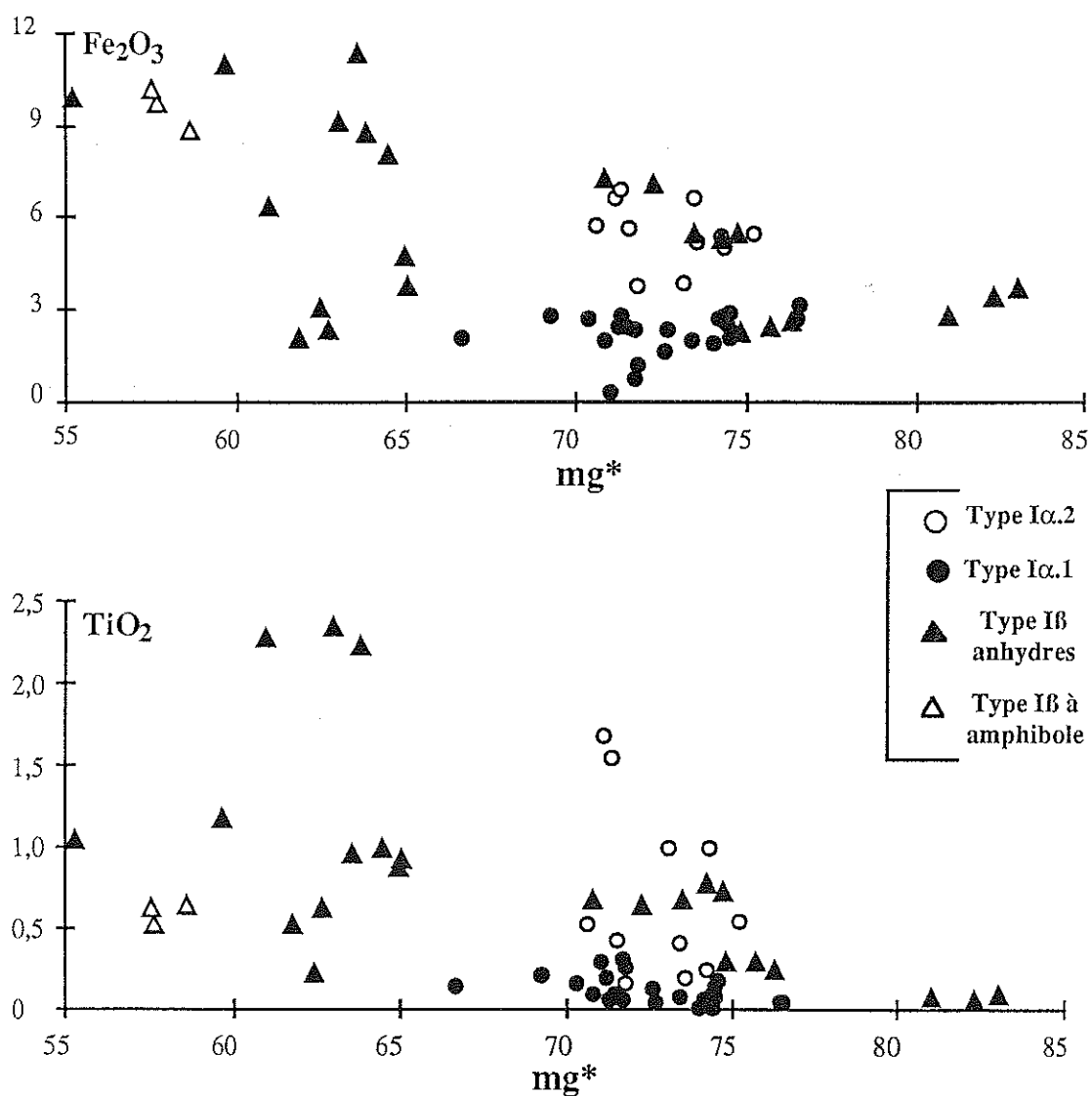


Figure 34 : diagramme fer ferrique - mg^* et titane - mg^* des spinelles des enclaves de type I

Dans les dunites, à l'inverse, les spinelles montrent une grande variation du rapport mg^* (mg^* : 83,10-55,25) et une variation plus faible du rapport cr^* (cr^* : 17-37). C'est dans ces roches que l'on observe les spinelles les plus riches en TiO_2 et en Fe_2O_3 .

Enfin, certaines harzburgites et dunites contiennent des grains de spinelle dont les bords sont plus magnésiens que les coeurs (figure 33). Il peut s'agir dans ce cas d'un processus de rééquilibrage subsolidus entre le spinelle et les silicates avoisinants (olivine, pyroxènes).

5) - Les phases hydroxylées :

Il s'agit d'amphiboles et de phlogopites.

Les amphiboles observées dans la dunite DR 18 sont des pargasites qui proviennent de la transformation d'un clinopyroxène préexistant dont il ne reste que quelques plages relictuelles.

Au contact d'un filonnet basanitique qui recoupe cette enclave, la pargasite réagit avec la lave et sa bordure acquiert une composition de kaersutite, c'est à dire d'une amphibole plus titanifère et moins hydroxylée. L'apport de fluides hydratés provenant de la lave-hôte a produit la kaersutite, aussi faut-il rechercher ailleurs l'origine de la pargasite. L'hypothèse la plus vraisemblable est celle d'un métasomatisme mantellique antérieur à l'incorporation de l'enclave dans le magma (Menzies, 1987). Un tel processus est attesté également par la présence de phlogopite chromifère (Cr_2O_3 : 1,30-2,55 %) dans certaines harzburgites de type I α .2 et dans deux échantillons de dunites.

6) - Comparaison avec d'autres gisements :

Dans le diagramme NiO - Fo (figure 35), les points représentatifs des harzburgites (types I α .1 et I α .2) de Kerguelen se projettent à l'intérieur ou à proximité des champs des enclaves harzburgitiques de type I, selon la nomenclature de Frey et Prinz (1978), de Lanzarote (îles Canaries, Siena *et al.*, 1991) et du Loihi Seamount (îles Hawaï, Clague, 1988).

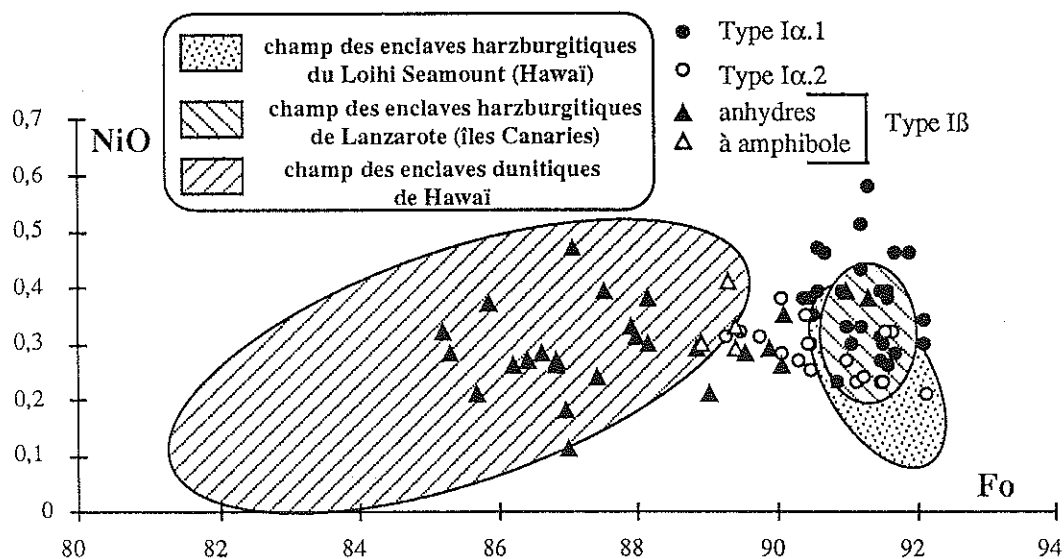


Figure 35 : diagramme NiO - Fo des olivines ; comparaison entre la composition des enclaves de type I de Kerguelen et celles des enclaves de Lanzarote (Siena *et al.*, 1991) et de Hawaï (dunites - Sen, 1988 ; Loihi Seamount - Clague, 1988)

La valeur du coefficient de partage fer-magnésium entre l'olivine et l'orthopyroxène ($K_{Mg-Fe}^{Ol/Opx}$) de l'ensemble de ces harzburgites est tout à fait comparable à celles déterminées pour les enclaves de péridotites de Lunar Crater : 1,01 (Nevada, USA, Bergman, 1982), pour celles de Kilbourne Hole et de San Carlos : 0,95 (Arizona, USA, Glucklich, 1987), pour celles de San-Quintín : 0,95 (Californie, USA, Cabanes, 1988) ou pour celles d'Ain-Temouchent et de la Bassa-Tafna : 0,99 (Oranie, Algérie, Zerka, 1991). Les auteurs relient cette valeur proche de 1 à l'existence d'un état d'équilibre thermodynamique entre l'orthopyroxène et l'olivine. Les teneurs en alumine de l'Opx sont également analogues à celles que l'on trouve dans la littérature pour des roches comparables : 3 à 4 % à Hawaï (Kuno, 1969) ; 2,5 à 5 % à San Carlos (Frey et Prinz, 1978) ; 2 à 5 % au Hoggar (Dautria, 1988) ; 1,30 à 3 % à Lanzarote (Siena *et al*, 1991).

Dans les harzburgites de type I α .1 de Kerguelen, les teneurs en chrome et en sodium des clinopyroxènes et des orthopyroxènes (figures 36 et 37) sont identiques à celles de leurs équivalents dans les enclaves harzburgitiques de type I de Lanzarote (Siena *et al*, 1991) et du Loihi Seamount (Clague, 1988) et dans les enclaves de la série lherzolitique d'Hawaï (Sen, 1988).

Par contre, au sein des harzburgites de type I α .2, l'orthopyroxène est plus sodique et le clinopyroxène plus chromifère et sodique que dans ces différents gisements (figures 36 et 37).

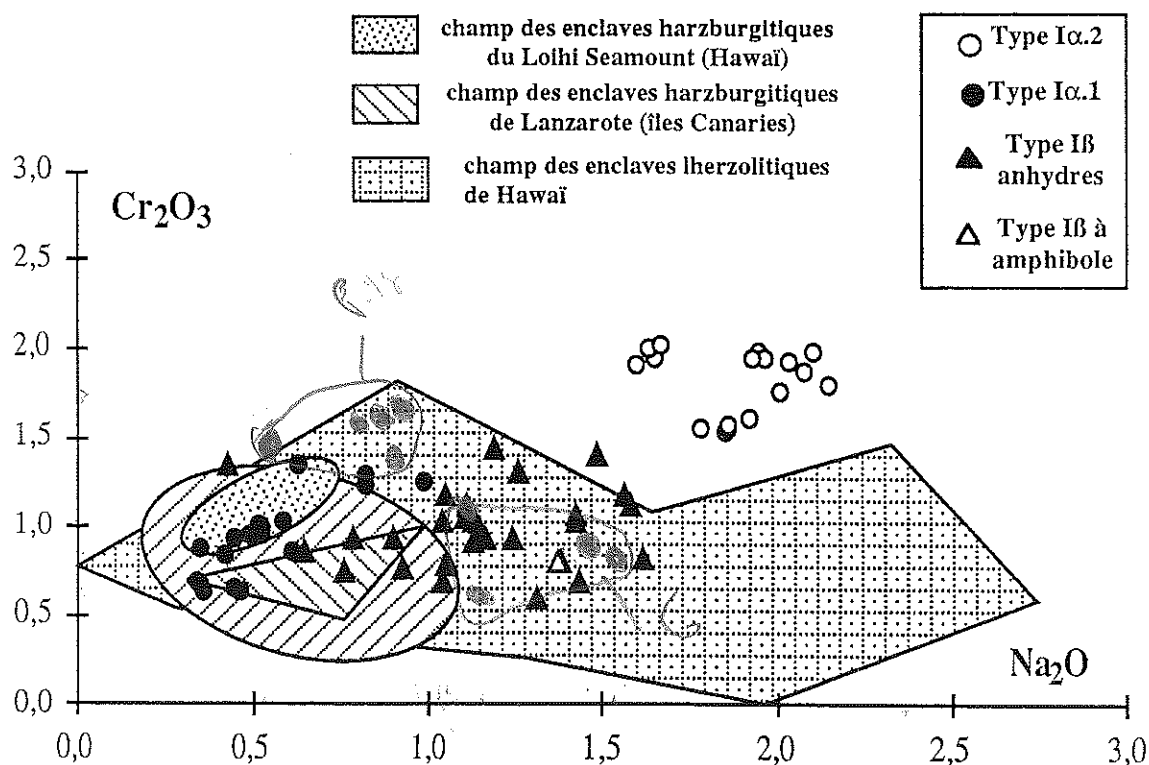


Figure 36 : diagramme chrome - sodium des clinopyroxènes

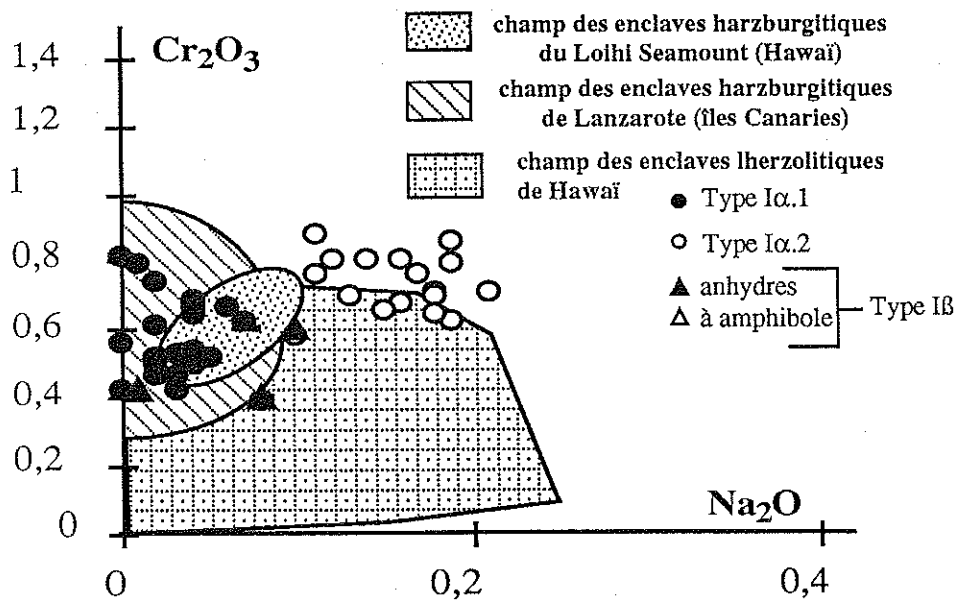


Figure 37 : diagramme chrome - sodium des Opx ; comparaison entre les enclaves de type I de Kerguelen et les enclaves de Lanzarote (Siena *et al.*, 1991) et de Hawaï (Loihi Seamount, Clague, 1988 - autres enclaves, Sen, 1988)

Les rapports mg^* et cr^* des spinelles des deux types de harzburgites correspondent aux spinelles les plus chromifères des péridotites abyssales (Dick et Bullen, 1984). Dans le diagramme cr^* - mg^* (figure 38), une comparaison avec les spinelles de certains ensembles ultrabasiques indique que les spinelles des enclaves de harzburgite et de dunite de Kerguelen sont différents de ceux des intrusions stratiformes (Irvine, 1967) et qu'ils présentent des affinités avec les spinelles des xénolithes péridotitiques mantelliques (Cabanes, 1988) et avec ceux des nodules de harzburgite de Hawaï et de Lanzarote (Clague, 1988 ; Siena *et al.*, 1991).

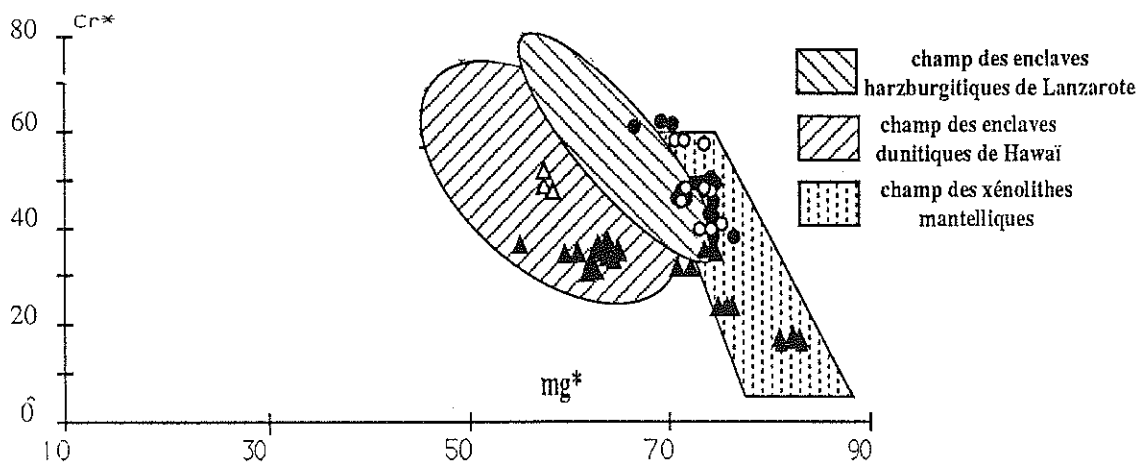


Figure 38 : diagramme cr^* - mg^* des spinelles ; comparaison entre la composition des enclaves de type I de Kerguelen et celles de Lanzarote (Siena *et al.*, 1991), de Hawaï (Sen, 1988), des xénolithes péridotitiques mantelliques (Cabanes, 1988). Le champ de composition des chromites des intrusions stratiformes est celui d'Irvine (1967). Pour les figurés des enclaves de Kerguelen, voir figure 37.

Le diagramme $Al_2O_3(\text{opx}) - cr^*(\text{sp})$ illustre la répartition de l'aluminium entre l'orthopyroxène et le spinelle et visualise cette similitude de composition des harzburgites de Kerguelen et de Lanzarote (îles Canaries - figure 39). Ces dernières sont interprétées comme les résidus de la fusion partielle qui a produit les basaltes médio-océaniques (MORB) et elles représenteraient donc le manteau de l'Océan Atlantique le plus déprimé (Siena *et al.*, 1991). Dans ce diagramme, les harzburgites de Kerguelen ont également des compositions voisines de celles des péridotites les plus réfractaires de l'Océan Nord-Atlantique.

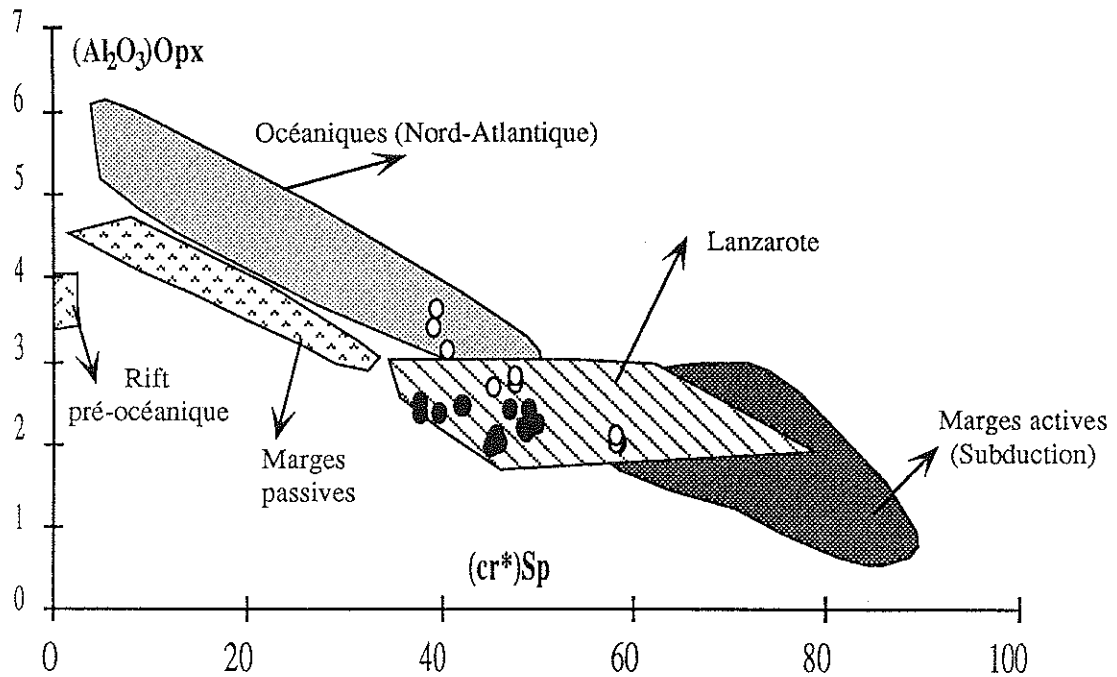


Figure 39 : diagramme $(Al_2O_3) Opx - (cr^*) Sp$ des enclaves de type I. Les domaines des péridotites mantelliques de différents contextes sont tirés de Siena *et al.* (1991)

On retiendra enfin que les phases minérales constitutives des dunités (type I β) des îles Kerguelen (Ol-Sp-Cpx) ont des gammes de composition beaucoup plus étendues que celles de leurs équivalents dans les enclaves de la série dunitique d'Hawaï (figures 35 à 38).

7) - Discussion :

C'est essentiellement la composition du Cpx qui distingue les deux sous-types de harzburgites mantelliques à Kerguelen. En effet, les autres phases minérales (Ol-Opx-Sp) ont des compositions voisines dans ces deux sous-groupes excepté un léger enrichissement de l'orthopyroxène en sodium et du spinelle en titane et fer ferrique dans le cas des harzburgite I α .2.

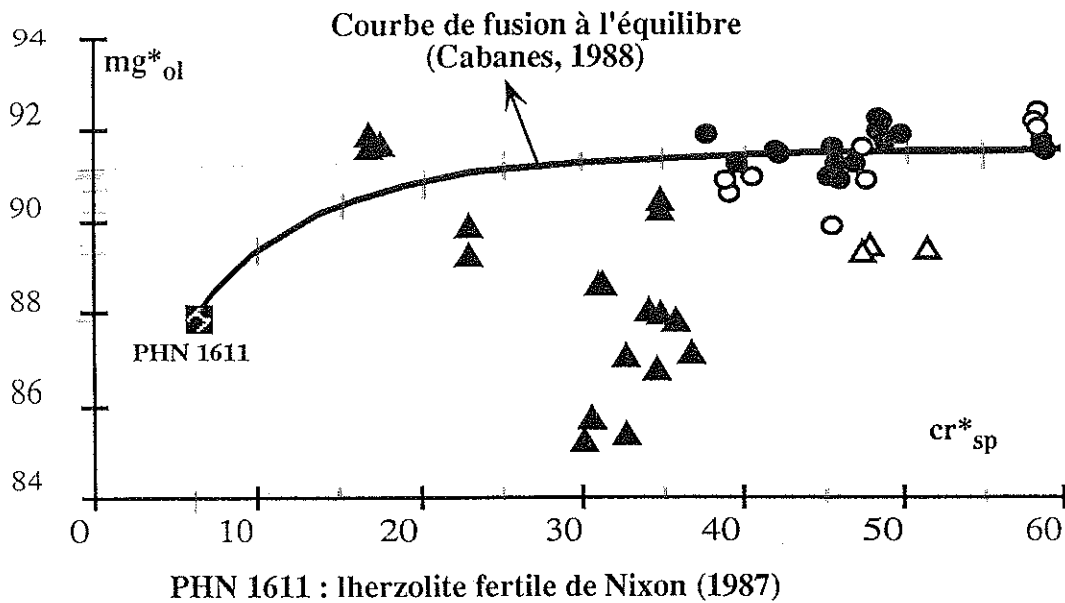


Figure 40 : diagramme $mg^*_{ol} - cr^*_{sp}$ des enclaves de type I (figurés : cf figure 37)

L'évolution couplée de l'olivine et du spinelle au cours de la fusion partielle peut être visualisée dans un diagramme $mg^*_{ol} - cr^*_{sp}$ (figure 40). La courbe d'évolution théorique de ces phases minérales au cours d'un simple processus de fusion partielle a été calculée à partir de la composition globale de la lherzolite PHN 1611 (Cabanes, 1988) qui est une enclave d'une kimberlite du Lesotho (Nixon et Boyd, 1973 ; Nixon, 1987b), et dont la composition serait voisine de celle du manteau primitif, comme semble l'attester, d'après ses valeurs isotopiques de type MORB (Allègre *et al*, 1982), son spectre de Terres Rares plat (Shimizu, 1975) et sa composition relativement non déprimée par rapport aux modèles globaux pour la Terre (Hart et Zindler, 1986). Il faut noter cependant que cet échantillon de référence présente des signes de métasomatisme cryptique, ce qui peut remettre en cause son caractère de référence (Smith et Boyd, 1987 ; Cabanes, 1988). La courbe d'évolution théorique montre que les enrichissements en magnésium de l'olivine et en chrome du spinelle, ne s'effectuent pas simultanément. Cela est en accord avec les travaux expérimentaux de Mysen et Kushiro (1977). On remarquera que les olivines et les spinelles des harzburgites de Kerguelen s'accordent avec un tel modèle de fusion partielle et que les deux types de harzburgites ne se distinguent pas en terme de mg^*_{ol} et de cr^*_{sp} (figure 40). D'après ce modèle, les harzburgites de Kerguelen correspondraient à des roches très résiduelles, ce qui est confirmé par les similitudes de composition de l'olivine, de l'orthopyroxène et du spinelle avec leurs équivalents au sein des enclaves harzburgitiques de Lanzarote (îles Canaries - Siena *et al*, 1991) et du Loihi Seamount (îles Hawaï - Clague, 1988) et notamment avec les faibles teneurs en aluminium de l'Opx et les forts rapports cr^* des spinelles (figure 39). Le caractère réfractaire des harzburgites est également visualisé par le triangle Al-Cr- Fe^{3+} (figure 41) des spinelles dans lequel, les points représentatifs des spinelles

harzburgitiques se projettent dans le domaine des péridotites mantelliques déprimées de Reids (1978).

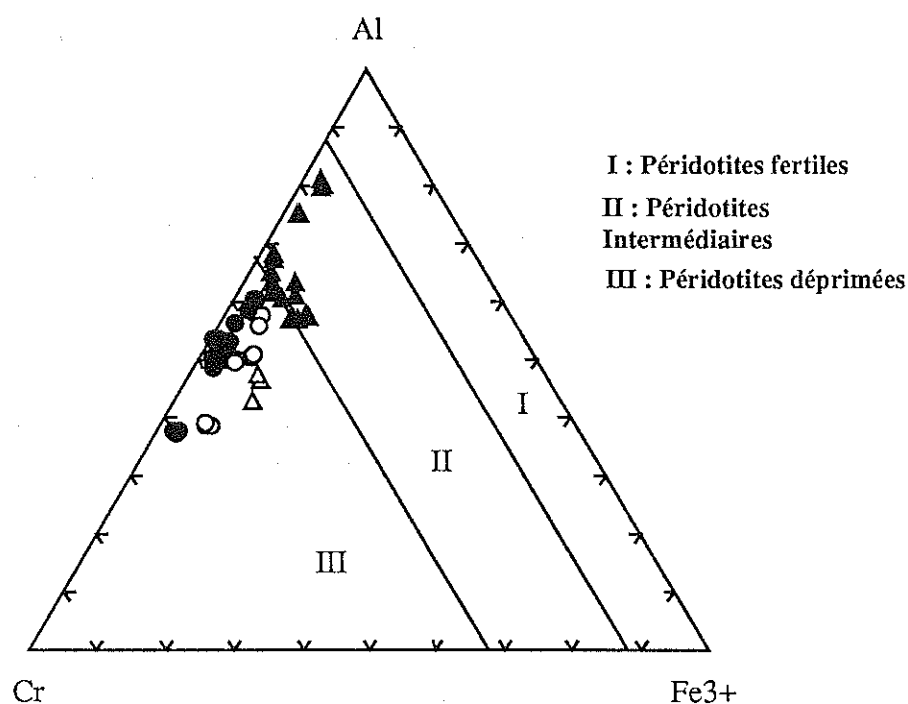


Figure 41 : diagramme Al-Cr-Fe³⁺ des spinelles des enclaves de type I. Les différents domaines sont tirés de Reid et Geoffrey (1978). mêmes figurés que figure 37.

En ce qui concerne les clinopyroxènes, dans les harzburgites de type I α .1 ils ont des compositions identiques (diopsides chromifères) à ceux des suites d'enclaves mantelliques de type I de nombreux gisements (Frey et Prinz, 1978 ; Sen, 1988 ; Clague, 1988 ; Dautria, 1988 ; Siena *et al*, 1991). Par contre, dans les harzburgites de type I α .2 ils ont des compositions chimiques et des habitus (cf. chapitre Pétrographie) différents. Ce sont en effet des augites magnésiennes, enrichies en chrome et en sodium et, à un degré moindre, en aluminium et en titane, par rapport aux diopsides des harzburgites de type I α .1 (figures 8, 9 et 10). De plus, très souvent, ils entourent et corrodent l'orthopyroxène (Pl. II, ph. 2). On peut relier leur origine à un processus d'interaction entre le manteau harzburgitique et des magmas basaltiques qui l'ont percolé. De tels processus aboutissent notamment à la transformation de l'orthopyroxène en clinopyroxène, que Boivin (1982) et Neumann (1999) ont décrit respectivement dans des enclaves composites de Tallante en Espagne et dans des enclaves de péridotites mantelliques de Hierro aux Canaries. Cette transformation a été également décrite dans des péridotites des massifs lherzolitiques orogéniques de Caussou (Pyrénées - Fabriès *et al*, 1989 ; Bodinier, 1989) et de Ronda (Espagne - Remaidi, 1993). Ces processus d'interaction peuvent entraîner la résorption de l'Opx et la recristallisation d'olivine et de Cpx (\pm spinelle \pm amphibole), selon le degré de saturation du magma basaltique (Bodinier, 1988 ;

Kelemen, 1990). Les travaux expérimentaux de Meen (1987) vont dans le même sens puisque cet auteur interprète ce remplacement de l'Opx par le Cpx comme le résultat de l'interaction entre les harzburgites mantelliques et des magmas basaltiques fortement alcalins (à des pressions < 1,7 GPa et pour des rapports magmas/harzburgite élevés).

Les dunites (type Iβ), quant à elles, ne peuvent pas représenter des roches résiduelles plus réfractaires que les harzburgites. En effet, les évolutions de leurs spinelles et de leurs olivines sont aléatoires et ne s'accordent pas avec un simple processus de fusion partielle (figure 40). De plus, leur spinelle est souvent moins chromifère, les silicates (Ol et Cpx) moins magnésiens et le clinopyroxène plus sodique, plus alumineux et plus titanifère que ceux des harzburgites de type Ia.1 ; Aussi l'origine des dunites peut-elle être reliée également à des processus d'interactions entre le manteau supérieur péridotitique et les magmas basaltiques qui le traversent. Si la formation des dunites de Kerguelen peut, au moins en partie, être expliquée par un tel processus, il se peut aussi qu'elles représentent des cumulats déformés comme cela a été envisagé par de nombreux auteurs dans le cas des dunites en enclaves dans les basaltes de Hawaï (White, 1966 ; Ludden, 1977 ; Sen, 1983 et 1987). En effet, les dunites représentent un groupe pétrographique homogène mais les compositions de leurs phases minérales sont très hétérogènes.

Les processus de métasomatisme modal qui affectent les roches du manteau supérieur (Menzies et Hawkesworth, 1987) sont démontrés, à Kerguelen, par certaines harzburgites et dunites contenant du phlogopite ou l'association pargasite + phlogopite. Il apparaît donc clairement que les processus d'interactions Manteau-Magmas et/ou Fluides sont largement prédominants pour expliquer les variations de composition minéralogique observées dans les enclaves de tectonites mantelliques de Kerguelen

II - Composition des phases minérales des enclaves UB-B métamorphiques à reliques de textures magmatiques (Type II) :

Les enclaves ultrabasiques et basiques métamorphiques à reliques de textures magmatiques se répartissent en trois grands types (cf chapitre III) :

- Le **type IIa** (Suite à deux pyroxènes-spinelle) regroupe des enclaves UB (wehrlites, lherzolites et webstérites avec ou sans Ol) et des enclaves basiques (métagabbros à spinelle \pm Sa \pm Gt). Des webstérites à olivine et plagioclase constituent les faciès intermédiaires et l'ensemble constitue une série complète continu entre un pôle riche en olivine et un pôle riche en plagioclase.

- Le **type IIb** (Suite à clinopyroxène-ilménite-spinelle) est constitué par des clinopyroxénites (\pm Gt) et des métagabbros à ilménite-spinelle.

- Le **type IIc** correspond aux métagabbros à ilménite.

Dans cette étude, tous les minéraux qui ne correspondent pas aux associations réactionnelles (exsolutions, coronites et symplectites) seront regroupés sous le terme **primaires**. En effet, il n'existe aucune différence de composition entre les cristaux qui s'observent dans les reliques de textures magmatiques et ceux des textures granoblastiques (type IIa et type IIc) et porphyroclastiques recristallisées (type IIb)

1) - L'olivine (tableau en annexe) :

L'olivine, toujours très magnésienne ($Fo > 79$), est présente uniquement dans les faciès ultrabasiques et intermédiaires de la suite à deux pyroxènes-spinelle (enclaves de Type IIa). Elle n'est pas zonée (figure 42).

Les olivines des enclaves de type IIa sont légèrement plus ferrifères que celles des harzburgites (type I α). Les olivines des lherzolites de Kerguelen, qui ont en outre des compositions semblables à celles des webstérites à olivine (respectivement $Fo : 89,9-84,4$ et $Fo : 87-83,8$), n'appartiennent pas à l'ensemble des lherzolites et harzburgites à spinelle mantelliques magnésiennes telles qu'il a été définie par Weber (1991) à partir de l'étude des massifs ophiolitiques et des enclaves dans les basaltes alcalins. Certaines olivines des lherzolites et webstérites ont en revanche les mêmes teneurs en magnésium que les olivines des dunités de Kerguelen (type I β) et que les olivines des lherzolites et harzburgites à spinelle mantelliques ferrifères de Weber (1991 - figure 42).

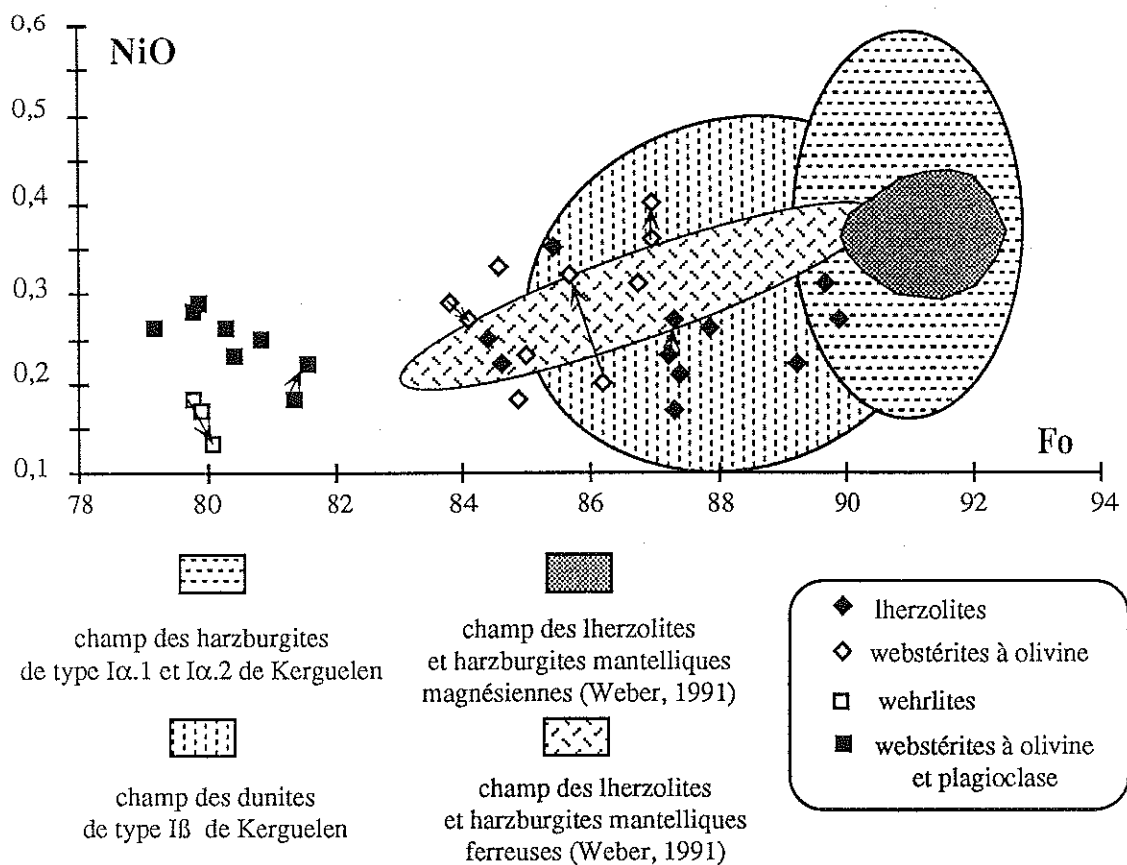


Figure 42 : diagramme NiO - Fo des olivines des enclaves de type IIa (les flèches indiquent les évolutions coeur-bord)

2) - Le clinopyroxène (tableaux en annexe):

- Généralités :

Les clinopyroxènes des enclaves de type II de Kerguelen sont des Ca-Fe-Mg pyroxènes (QUAD - figure 43). Dans le diagramme Wo-En-Fs ils forment un champ assez restreint, compris presque totalement dans le domaine du diopside (Morimoto *et al*, 1989) et l'augite n'apparaît que dans certains métagabbros à ilménite et quelques clinopyroxénites. Le caractère magnésien du clinopyroxène diminue progressivement depuis les enclaves de type IIa jusqu'aux clinopyroxénites (\pm grenat), métagabbros à Ilm-Spn (Type IIb) et métagabbros à ilménite (Type IIc - figure 43).

Les clinopyroxènes des enclaves de type II sont tous alumineux ($Al_2O_3 > 4\%$) avec des concentrations en aluminium pouvant même dépasser 10 % dans certains métagabbros à spinelle de type IIa.

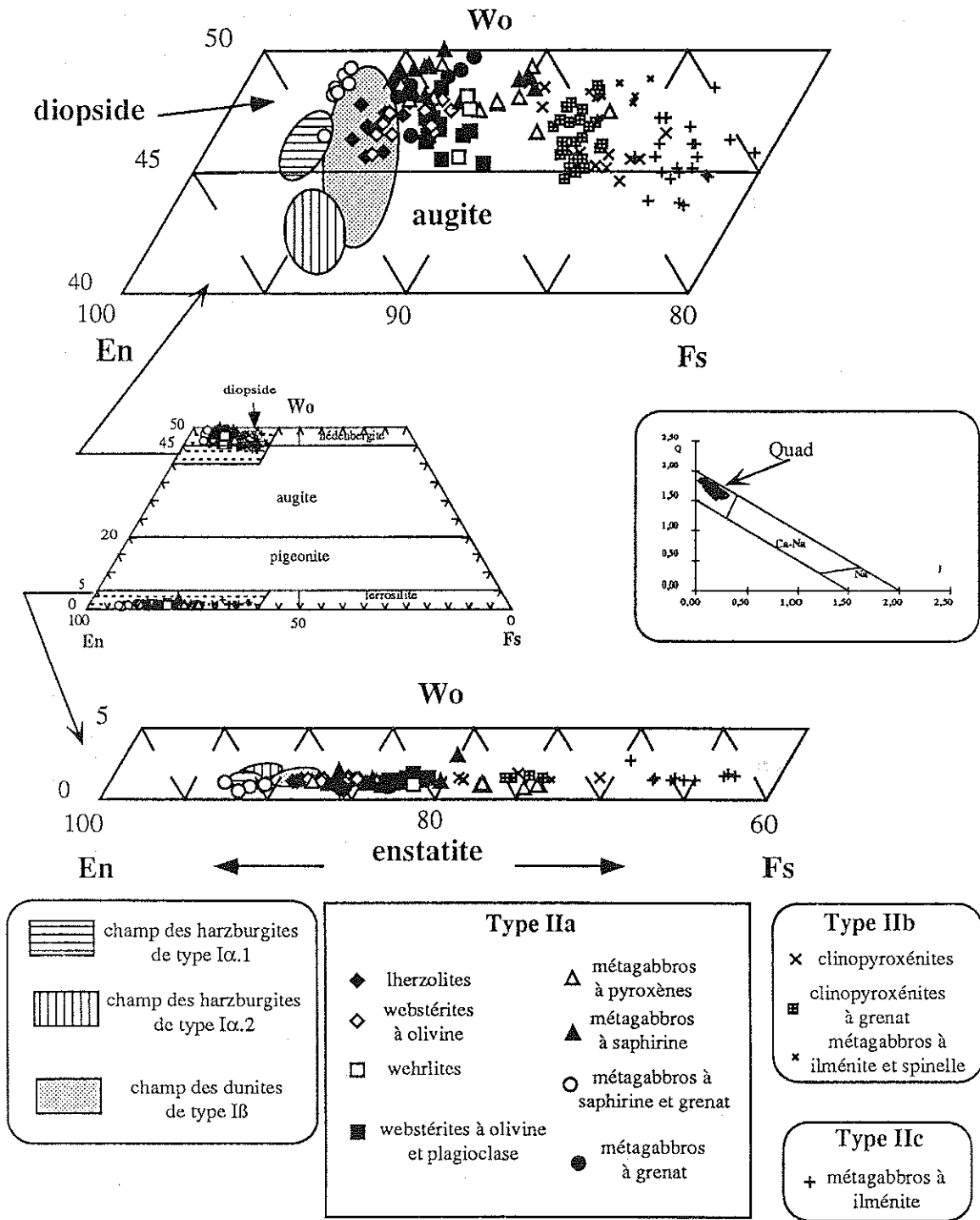


Figure 43 : Diagramme Wo-En-Fs des clinopyroxènes des enclaves de type II

Les clinopyroxènes des lherzolites, diffèrent nettement de ceux des harzburgites et ils sont similaires à ceux des wehrlites et webstérites à olivine (\pm Pl) ainsi qu'à ceux des métagabbros à spinelle (figures 44 à 46). Il s'agit de **diopside alumineux** qui caractérise donc les enclaves de Type IIa. Il apparaît une corrélation entre les teneurs en Cr et en Al depuis les lherzolites jusqu'aux métagabbros à spinelle, ces derniers constituant le pôle le plus alumineux et le moins chromifère (figures 44).

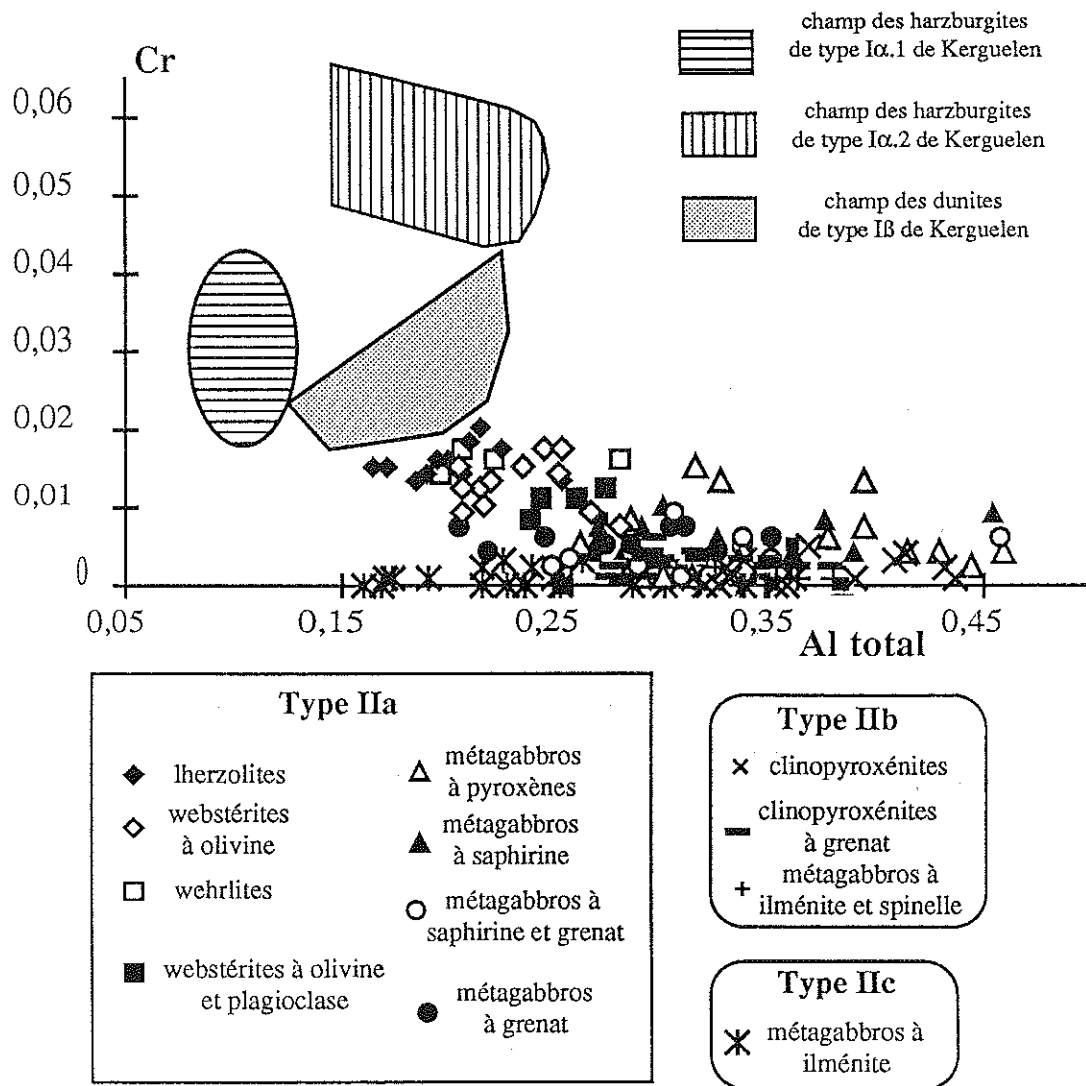


Figure 44 : Diagramme Cr-Al total des clinopyroxènes des enclaves de type II

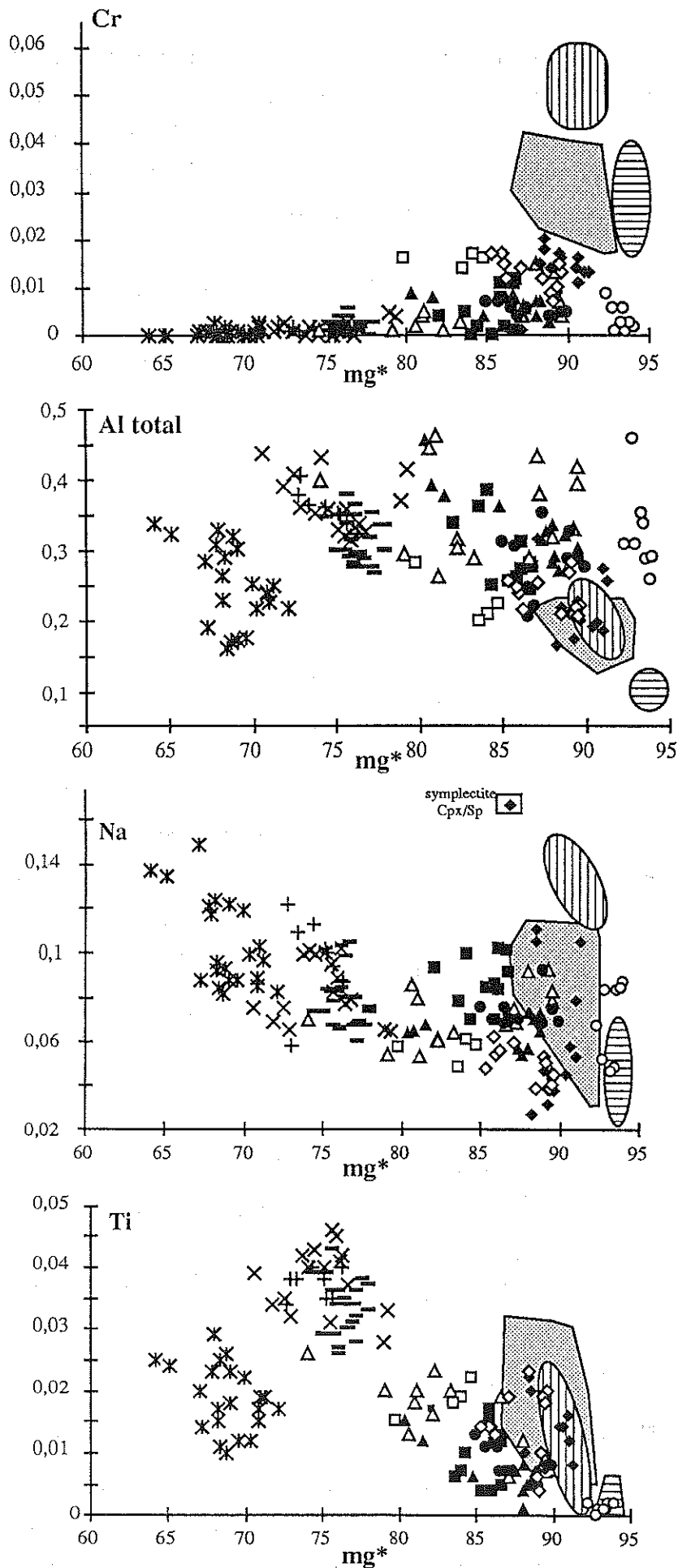


Figure 45 : diagrammes atomes (p.u.f.) - mg* des Cpx des enclaves de type II (figurés, cf figure 44)

Dans les clinopyroxénites avec ou sans grenat, et dans les métagabbros à Ilm-Sp (Type IIb) les clinopyroxènes ont des compositions similaires et ils sont toujours plus riches en titane que dans les autres enclaves de type II (figure 44 à 46). Il s'agit de **diopside alumineux et titanifère** qui présentent des compositions similaires aux enclaves de type II de San Carlos (Frey et Prinz, 1978) et de la série pyroxénique de Hawaï (Sen, 1988).

Dans les métagabbros à ilménite (Type IIc) les clinopyroxènes sont souvent plus riches en sodium (figure 46) pour des teneurs égales en aluminium, que dans les autres types pétrographiques. Ce sont des **diopsides alumineux et sodiques**.

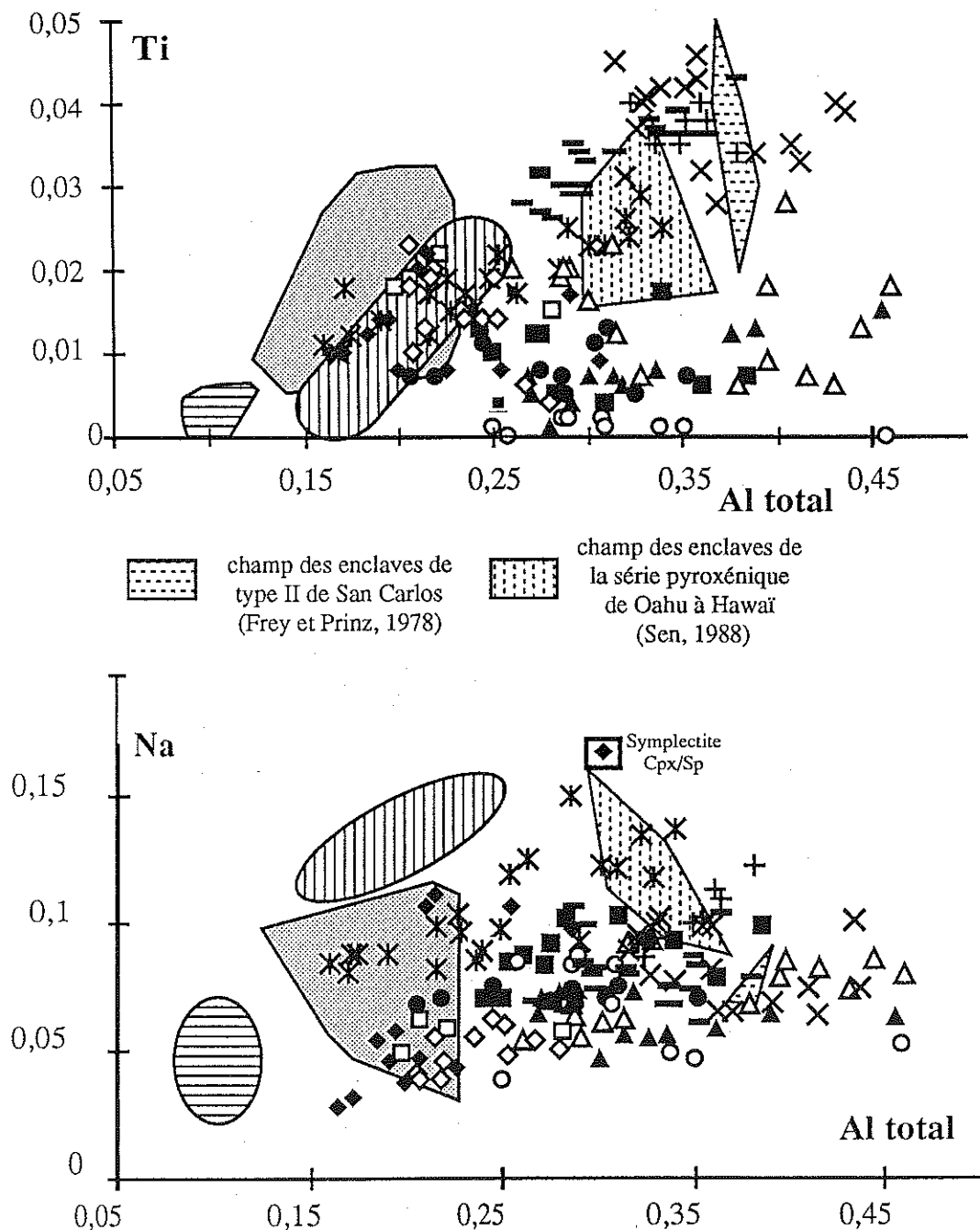


Figure 46 : diagramme Ti - Al total et Na - Al total des Cpx des enclaves de type II (figurés, cf. figure 44)

Dans le diagramme $Al^{VI} - Al^{IV}$ (figure 47), les points représentatifs des clinopyroxènes des enclaves de type II de Kerguelen se projettent dans le champ des enclaves et granulites de Aoki et Kushiro (1968). Ils se situent le long de la droite Ts qui caractérise le rapport Al^{VI} / Al^{IV} de la molécule de Tschermak. Pour Kushiro (1969), cela signifie que les clinopyroxènes des différents types d'enclaves ont cristallisé ou ont été équilibrés à des pressions voisines. Dans les faciès intermédiaires et basiques de type IIa les Cpx sont plus riches en aluminium octaédrique, pour des teneurs en aluminium tétraédrique égales, que dans les faciès ultrabasiques de type IIa et que dans les enclaves de type IIb (figure 47).

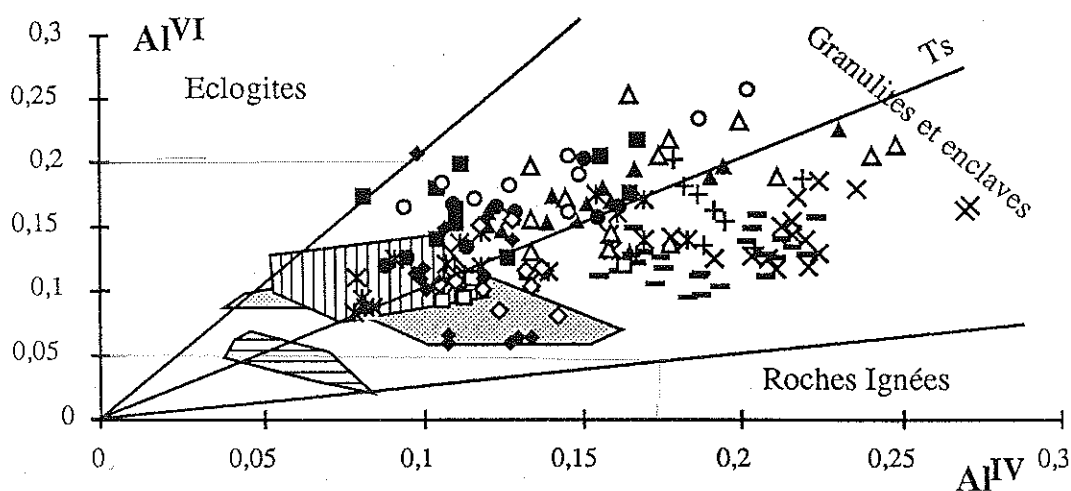


Figure 47 : Diagramme $Al^{VI} - Al^{IV}$ des Cpx des enclaves de type II. Les différents champs de composition sont issus de Aoki et Kushiro (1968) (figurés, cf. figure 44)

Le bilan des valence (figure 48), qui permet d'évaluer le rôle du Fe^{3+} (Papike, 1980), indique que les pyroxènes analysés contiennent presque tous du fer trivalent puisque la quasi totalité des compositions (avec $Fe^{2+} = Fe$ total) se situe au dessus de la droite 1:1. Cette position traduit un déficit de charge qui ne peut être compensé que par des ions trivalents Fe^{3+} . La majorité des clinopyroxènes des enclaves de type IIa (suite à deux pyroxènes-spinelle) sont proches de la droite 1:1 et nécessite donc une faible quantité de fer trivalent pour rétablir la balance des charges. Par contre tous les clinopyroxènes des enclaves de type IIb (suite à Cpx-Ilm-Sp), comme ceux de la majorité des métagabbros à ilménite (Type IIc), contiennent une plus forte proportion de fer ferrique dans leur réseau, ce que l'on peut mettre en relation avec une plus forte fo_2 au cours de leur cristallisation (Neumann *et al.*, 1985).

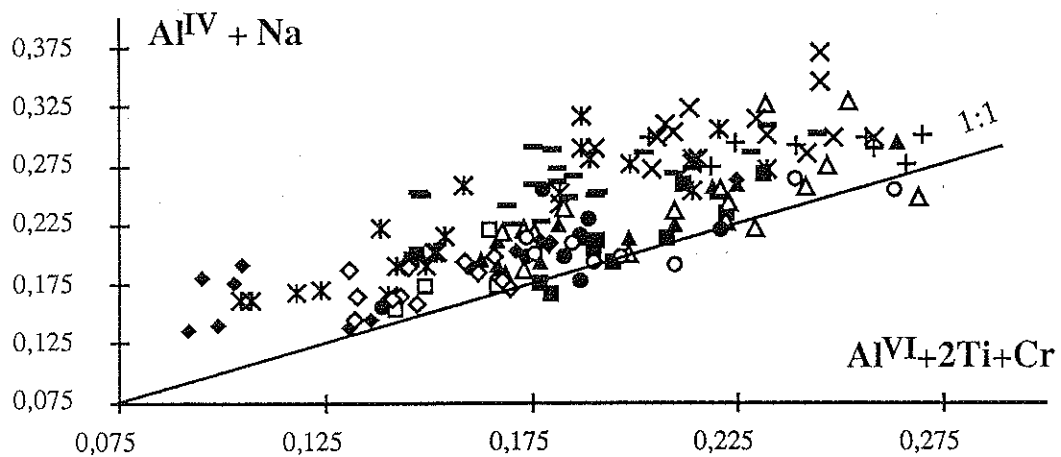


Figure 48 : Diagramme $Al^{IV} + Na - Al^{VI} + 2Ti + Cr$ (Papike, 1980) des Cpx des enclaves de type II (figurés, cf. figure 44)

- Evolution des Cpx dans les différents types pétrographiques:

- Enclaves de type IIa (tableaux en annexe) :

- faciès ultrabasiques : wehrlite, lherzolite et webstérite à olivine (figure 49)

Dans les clinopyroxènes, le magnésium décroît depuis les lherzolites (mg^* : 91,35-88,25), les webstérites à olivine (mg^* : 89,60-85,35) jusqu'aux wehrlites (mg^* : 84,80-83,60). Les teneurs en Al_2O_3 , quant à elles, varient de 4,75 à 6,65 %.

L'étude pétrographique a montré que certaines lherzolites contenaient des traces d'amphibole ou de phlogopite. Les clinopyroxènes de ces enclaves montrent un enrichissement en sodium par rapport à ceux des roches anhydres de même nature.

Dans les wehrlites, le clinopyroxène est fortement zoné avec des bordures plus riches en aluminium et en fer et plus pauvres en magnésium et en calcium que les coeurs. Les variations sont beaucoup moins nettes pour les clinopyroxènes des lherzolites et des webstérites à olivine.

Enfin, le clinopyroxène secondaire qui est associé au spinelle des lherzolites, dans les textures symplectitiques témoignant de la réaction olivine-plagioclase, est plus alumineux et sodique et moins magnésien ($mg^* = 73,87$), chromifère et calcique que les grands cristaux primaires.

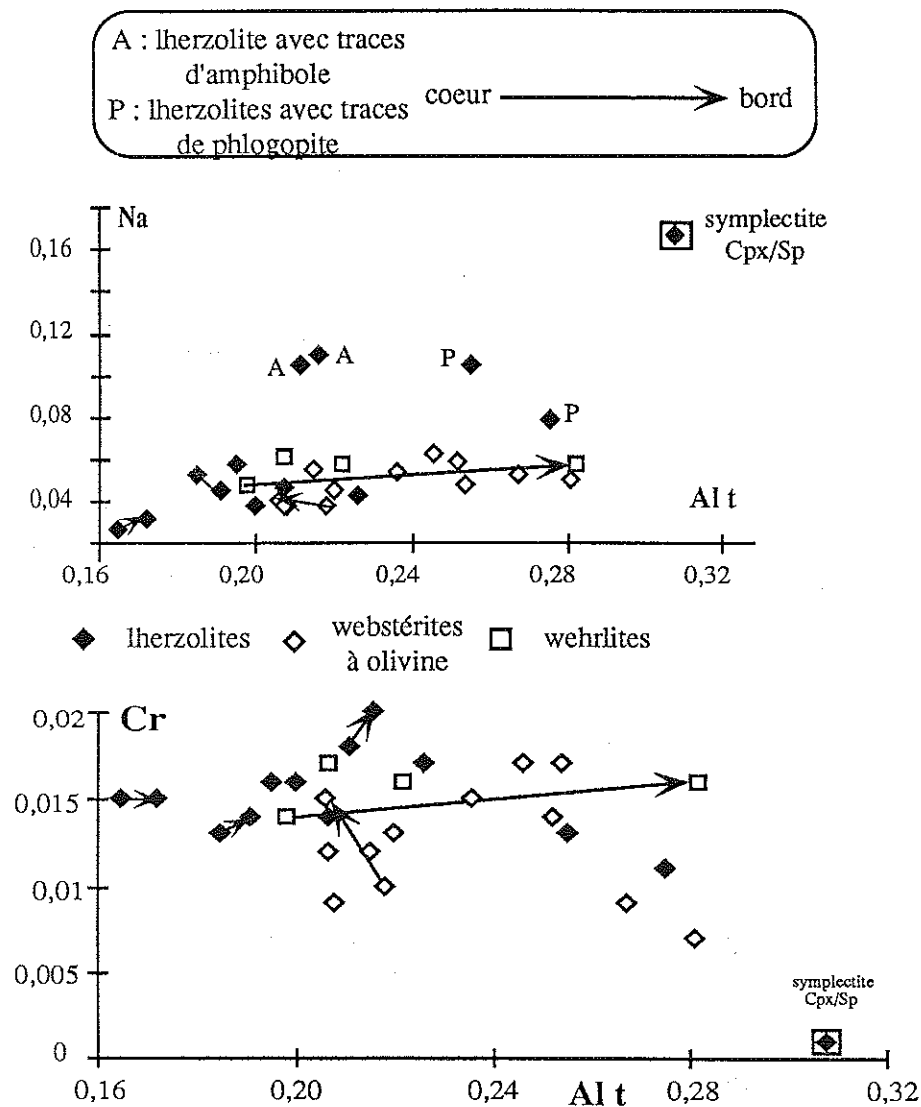


Figure 49 : diagrammes Na - Al total et Cr - Al total des Cpx des enclaves ultrabasiqes de type IIa

- faciès intermédiaires : les webstérites à Olivine-Plagioclase (figure 50)

Dans les webstérites à plagioclase les clinopyroxènes ont des rapports mg* compris entre 86,75 et 83,65 % et des teneurs en aluminium entre 5,60 et 8,95 %. Dans, l'échantillon MG-91-1, qui présente un ancien litage magmatique visualisé par l'alternance de lits riches en olivine et de lits plagioclasiques, les clinopyroxènes des lits plagioclasiques sont plus alumineux et moins titanifères que ceux des lits à olivine (figure 50). Dans les trois autres échantillons, où s'observe la réaction $Ol + Plag \rightarrow Opx + Cpx + Sp$, les clinopyroxènes qui sont associés au spinelle dans les textures symplectitiques ont, cette fois, des compositions voisines de celles des grands cristaux primaires. Ils sont cependant moins chromifères et titanifères (Cr_2O_3 : 0,07-0 % et TiO_2 : 0,37-0,14 %) que les coeurs des grands cristaux (Cr_2O_3 : 0,4-0,29 % et TiO_2 : 0,62-0,45 %).

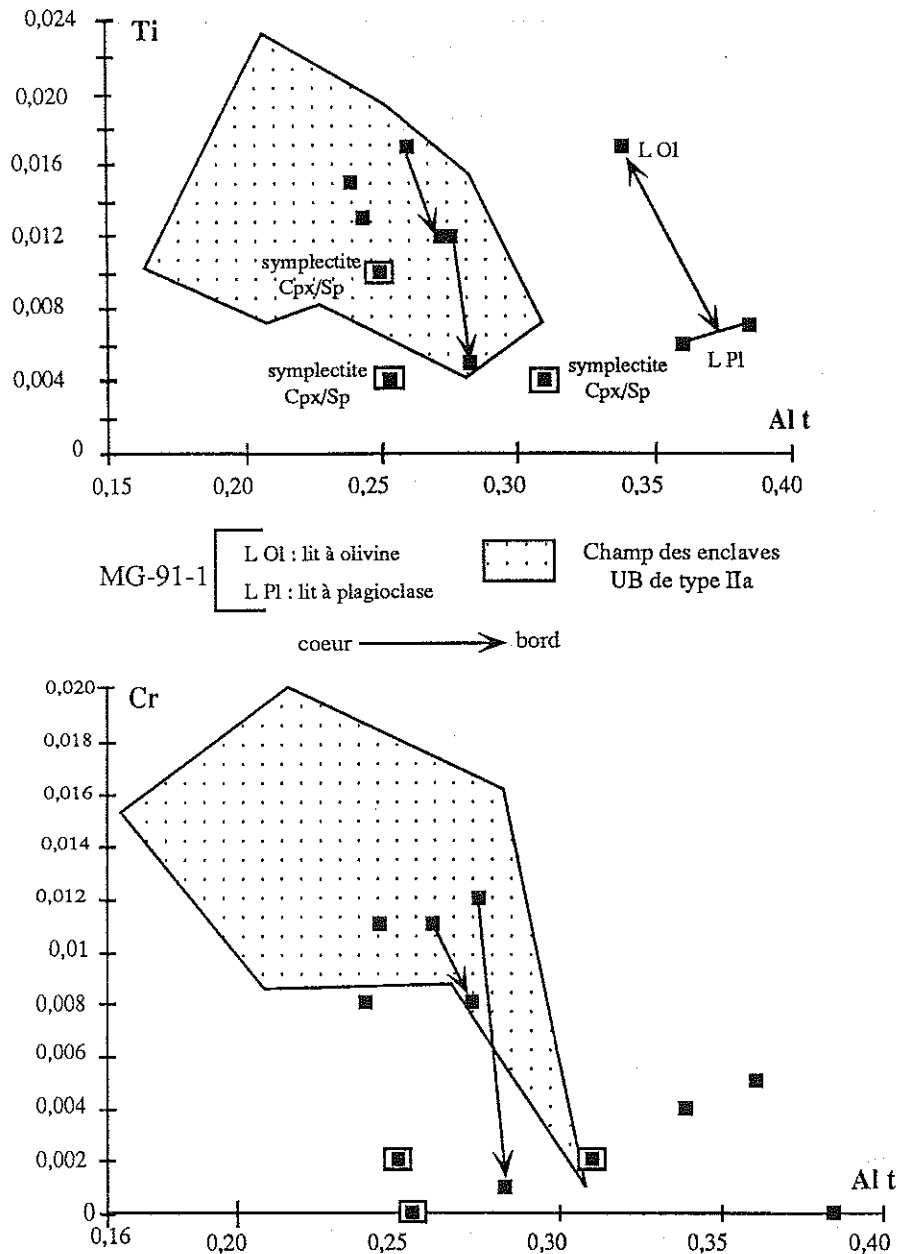


Figure 50 : Diagramme Ti - Al total et Cr - Al total des webstérites à Ol + Pl de type IIa

- faciès basiques : les métagabbros à spinelle (figures 51 et 52)

Les clinopyroxènes des métagabbros à spinelle sont également magnésiens ($mg^* > 73,50$), caractère accentué dans les métagabbros à saphirine et grenat ($mg^* : 94-92$). Les concentrations en alumine varient de 5 à 11 %. Ces faciès sont caractérisés par une hétérogénéité des compositions des Cpx, tant au niveau d'un échantillon qu'au niveau de la série. Ces hétérogénéités peuvent être attribuées à l'importance des rééquilibrages subsolidus qui affectent ces roches et qui favorisent par ailleurs l'apparition de nouveaux minéraux associés en textures réactionnelles (Gt-Sa-Cpx II). Dans les échantillons qui ont conservé un ancien litage magmatique, les clinopyroxènes des lits pyroxéniques sont moins sodiques et plus chromifères que ceux des lits plagioclasiques

De plus dans les métagabbros à spinelle, les clinopyroxènes ont souvent une bordure plus riche en aluminium que le coeur, ce qui s'accompagne d'un appauvrissement en chrome et/ou d'un enrichissement en fer ou en sodium.

Le clinopyroxène, associé au grenat (MG-91-121) ou au spinelle (DR 6.5) dans les textures symplectitiques, est également plus alumineux que le coeur des grands cristaux primaires.

On retiendra aussi que c'est dans le métagabbro à pyroxène MG-91-127, qui contient de l'amphibole interstitielle que l'on a observé le clinopyroxène le moins magnésien ($mg^* = 73,87$) et le plus titanifère ($TiO_2 = 0,94\%$) de l'ensemble de la série des métagabbros à spinelle.

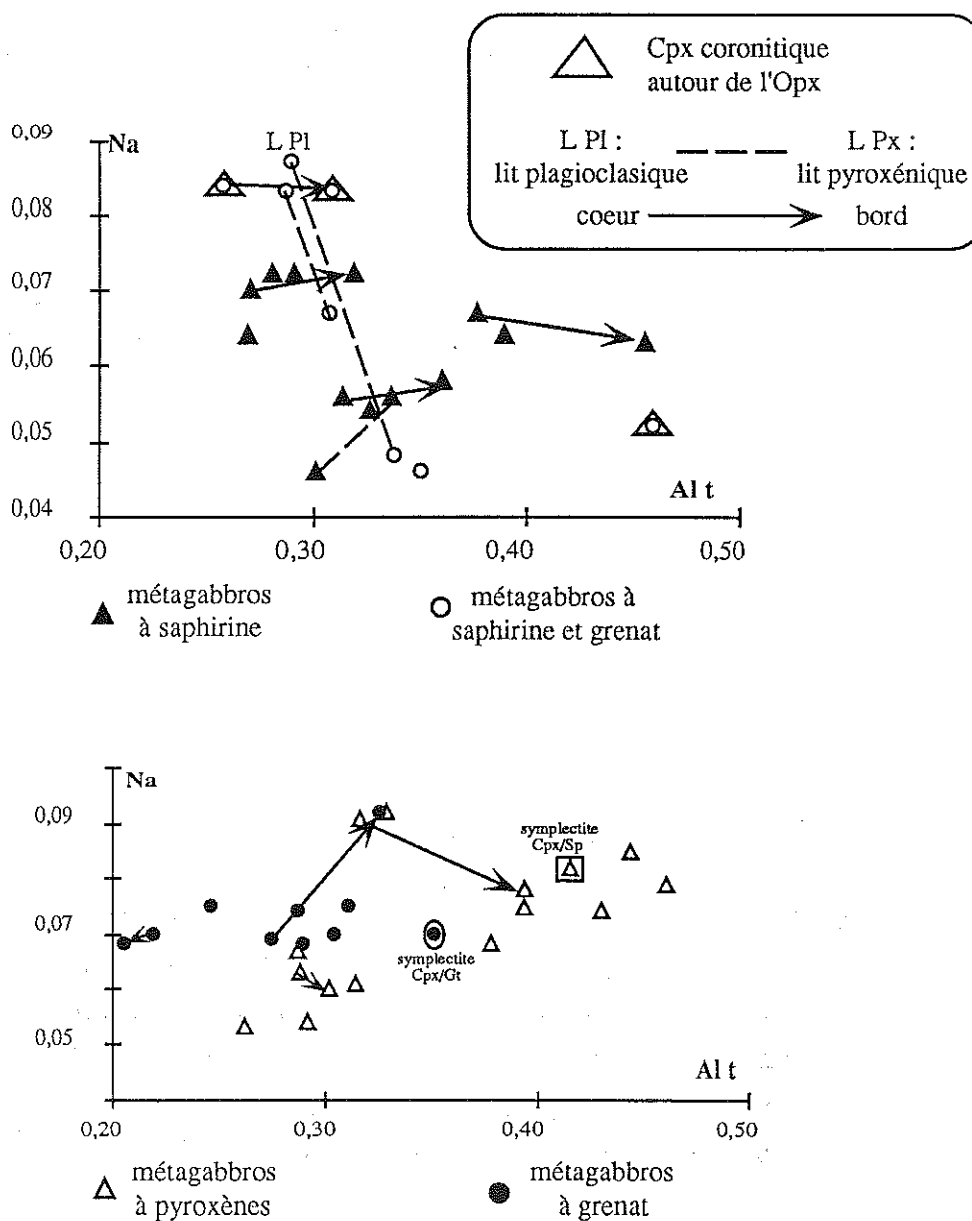
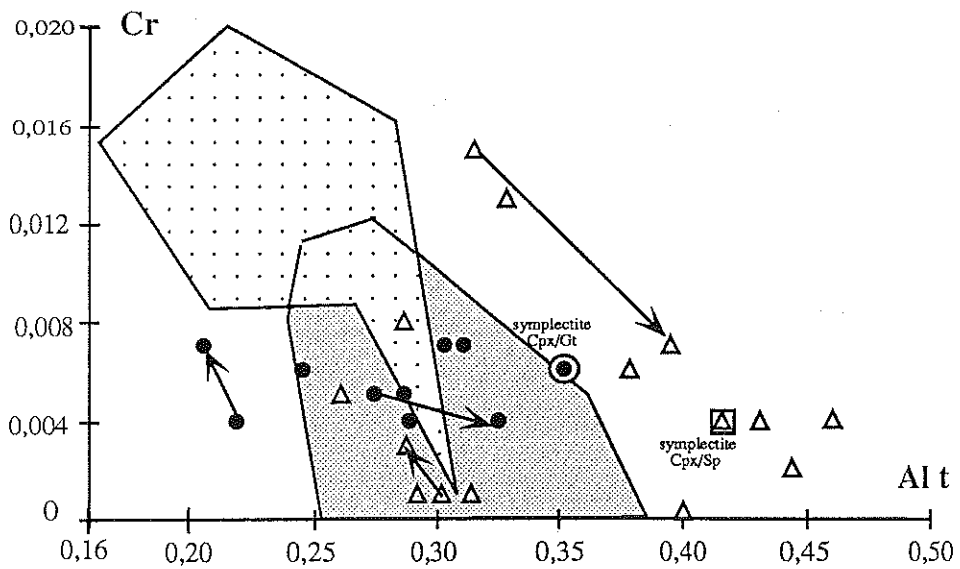
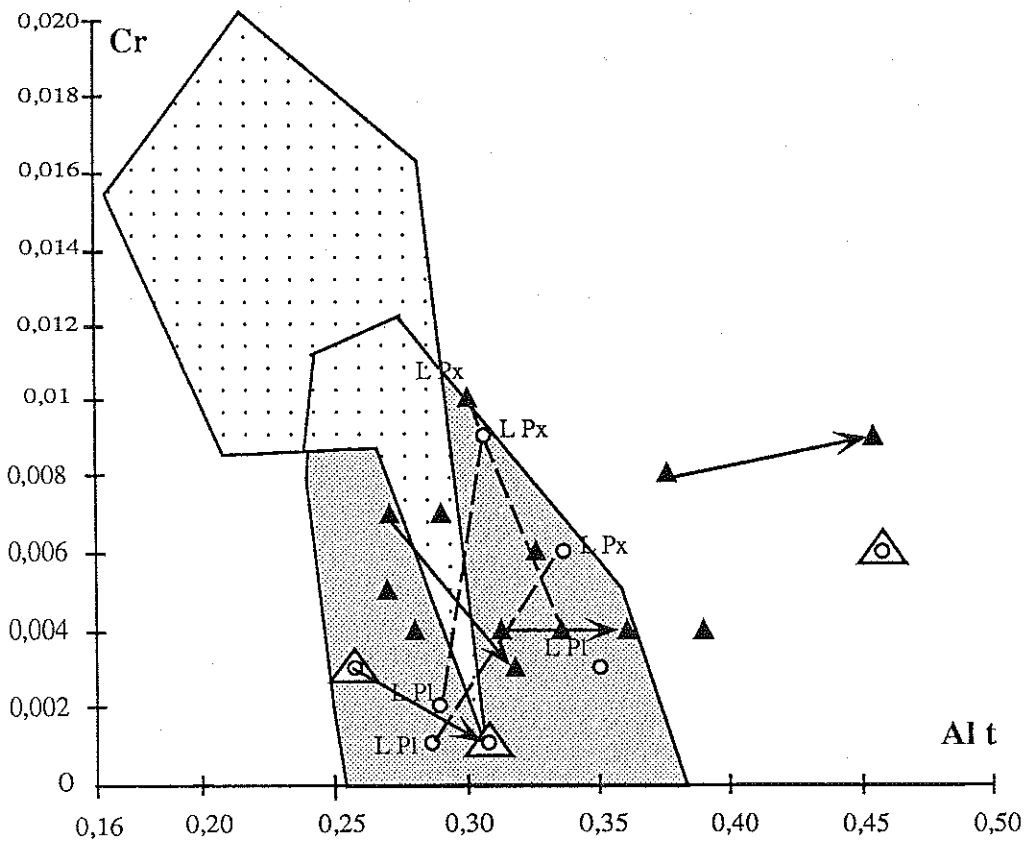



Figure 51 : Diagrammes Na - Al total des Cpx des différents groupes de métagabbros à spinelle de type IIa



 champ des Cpx des enclaves ultrabasiques de type IIa


 champ des Cpx des webstèrites à Ol + Pl de type IIa

Figure 52 : Diagrammes Cr - Al total des différents groupes de métagabbros à spinelle de type IIa (figurés, cf. figure 51)

- Enclaves de type IIb : clinopyroxénites, clinopyroxénites à grenat et métagabbros à Ilm-Sp (tableaux en annexe et figures 53 et 54)

Dans les enclaves de type IIb les clinopyroxènes ont des rapports mg* situés entre 79,30 et 71,80 et des teneurs en Al₂O₃ et en TiO₂ oscillant respectivement de 6 à 10 % et de 0,80 à 1,65 %.

Dans les clinopyroxénites à grenat, les teneurs en Al et Ti des Cpx varient beaucoup, ce qui est la conséquence du développement des processus d'exsolution respectivement de grenat et d'ilménite.

Au sein des clinopyroxénites à grenat et des métagabbros à Ilm-Sp à texture porphyroclastique, les néoblastes ont des compositions voisines de celle des grands porphyroclastes qui, de leur côté, ne montrent pas de grandes variations entre coeur et périphérie des cristaux. Ces deux points traduisent un rééquilibrage complet de ces roches.

Des clinopyroxénites sans grenat présentent des reliques de textures magmatiques (MG-91-24) caractérisées par l'apparition de plagioclases poëcilitiques qui englobent des clinopyroxènes dont les bordures sont enrichies en aluminium.

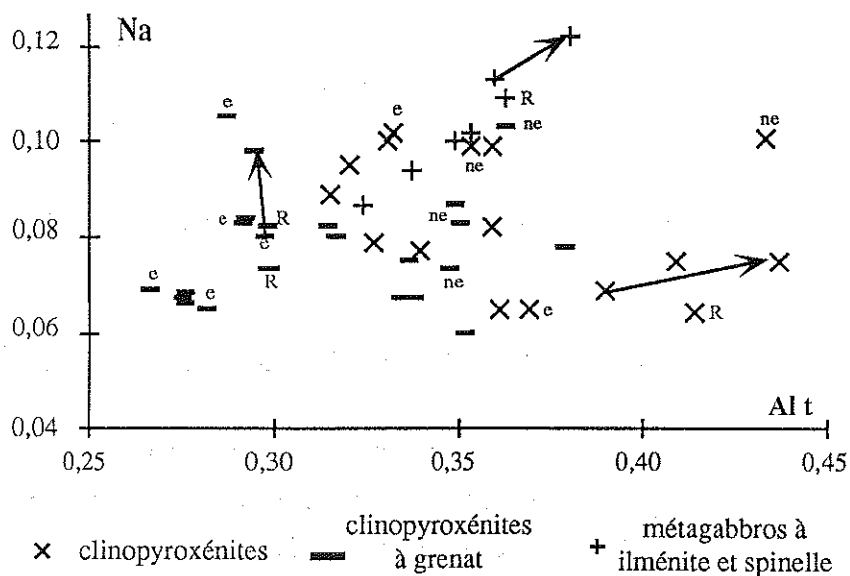


Figure 53 : Diagramme Na - Al total des Cpx des enclaves de type IIb
 e : cristaux exsolvés ne : cristaux non exsolvés
 R : recristallisation
 La flèche relie le coeur et la bordure d'un même cristal

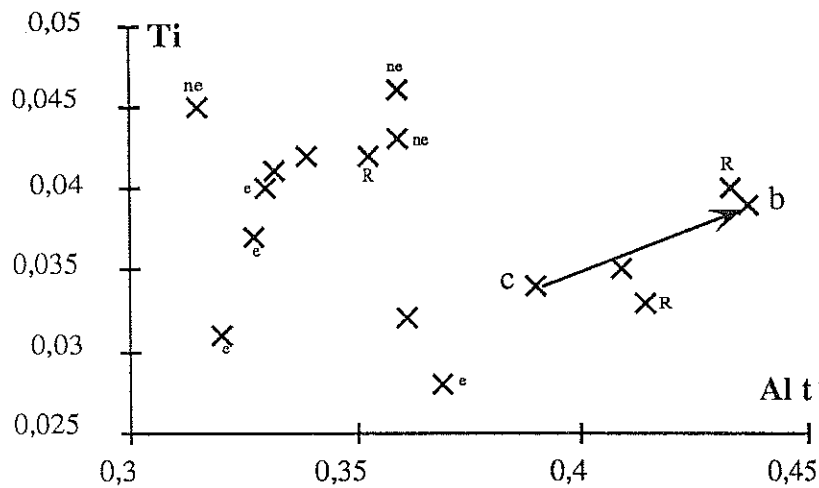
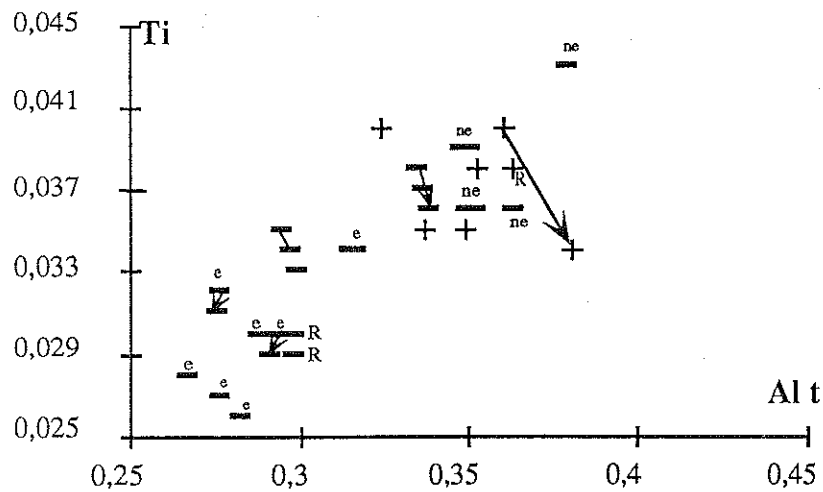


Figure 54 : Diagrammes Ti - Al total des Cpx des enclaves de type I1b (figurés, cf. figure 53)

- Enclaves de type I1c : les métagabbros à ilménite (tableaux en annexe et figure 55)

Les métagabbros à ilménite contiennent les clinopyroxènes les plus ferrifères (mg* : 71,20-64,16) et les plus sodiques (Na₂O : 2,00-1,10 %) avec des teneurs en alumine comprises entre 4,00 et 7,70 % corrélées positivement avec le titane (0,40-1 %).

Le clinopyroxène secondaire qui entoure l'orthopyroxène est toujours moins alumineux que les grands cristaux de clinopyroxène primaire. Dans ces derniers, les évolutions de la composition entre les coeurs et les bordures sont complexes. Selon les échantillons on observe une augmentation ou une baisse de l'aluminium, du titane et du magnésium.

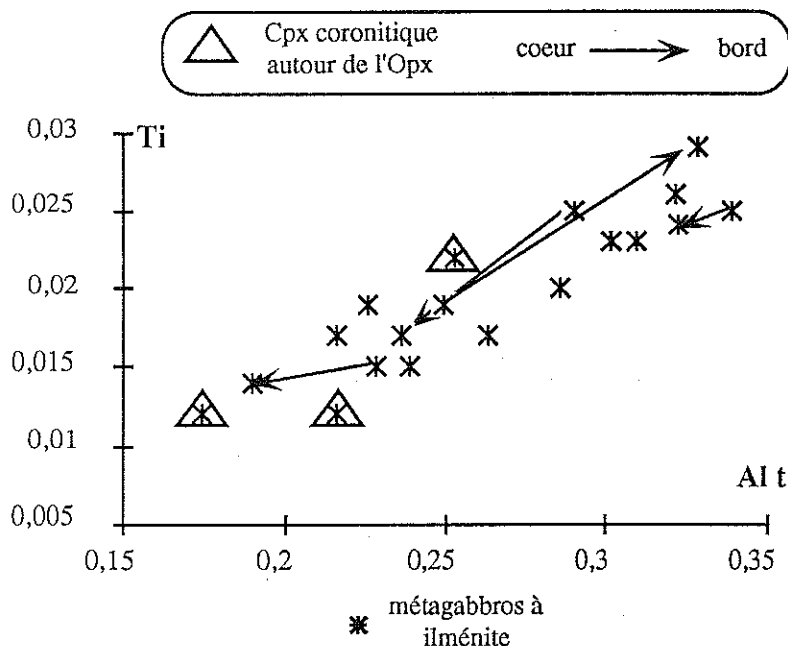


Figure 55 : Diagramme Ti - Al total des Cpx des métagabbros à ilménite (type IIc)

3) - L'orthopyroxène (tableaux en annexe et figures 56 et 57) :

Les orthopyroxènes des enclaves de type II de Kerguelen sont tous des enstatites (En : 93,30-63,00 - figure 43).

Comme les clinopyroxènes dont ils suivent les variations, les orthopyroxènes discriminent bien les enclaves de type IIa (en particulier les lherzolites) des enclaves harzburgitiques.

Dans les lherzolites et les webstérites à olivine, les rapports mg^* oscillent respectivement de 85,50 à 91,10 et de 84,50 à 88,10. Ce rapport est plus faible dans les webstérites à olivine et plagioclase (mg^* : 83,40-81,10) et dans les wehrrites (mg^* = 81,90). Il est en revanche très fort dans les métagabbros à saphirine-grenat (mg^* : 93,30-91,60). Dans les trois autres sous-types de métagabbros à spinelle (métagabbros à pyroxènes, à saphirine et à grenat), ce rapport mg^* varie entre 70,50 et 87,70.

Les variations en alumine sont plus régulières puisqu'elles traduisent une augmentation progressive depuis les faciès ultrabasiques (Al_2O_3 : 4,60-3,00 %) jusqu'aux métagabbros à saphirine (Al_2O_3 : 8,00-6,50 %).

Les variations en chrome diffèrent selon le type pétrographique. Pour les grands cristaux d'Opx on observe en effet un enrichissement vers les bords dans les lherzolites tandis que c'est une diminution dans les métagabbros à spinelle et les webstérites à Ol-Pl.

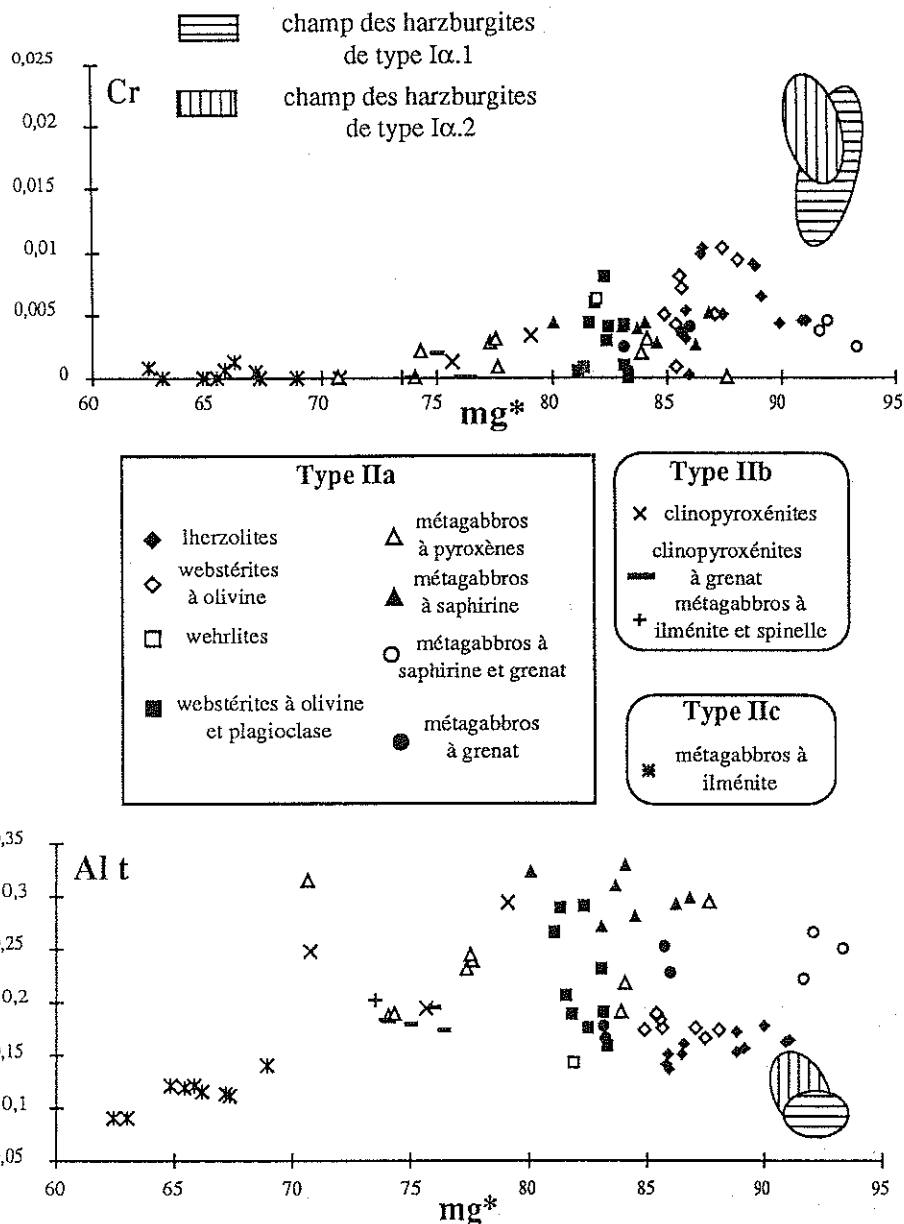


Figure 56 : Diagrammes Cr - mg* et Al total - mg* des Opx des enclaves de type II

Les exsolutions d'orthopyroxène dans les clinopyroxènes primaires se distinguent des grands cristaux d'Opx. Elles sont en effet plus riches en aluminium dans les lherzolites et plus chromifères dans les webstérites à Ol ± Pl.

Les orthopyroxènes résultant de la réaction $Ol + Pl \rightarrow Opx + Cpx + Sp$, sont toujours très pauvres en chrome. L'Opx symplectitique (associé au spinelle) a une composition identique à celle de la bordure de l'Opx primaire. Enfin, l'Opx coronitique de la lherzolite est, quant à lui, moins titanifère que les Opx primaires.

Pour les enclaves de type IIb, on retiendra que les orthopyroxènes sont identiques dans les clinopyroxénites (\pm grenat) et dans les métagabbros à Ilm-Sp avec des rapports mg* compris entre 79 et 70,70, pour des teneurs en alumine situées entre 7,63 et 4,14 %.

C'est dans les métagabbros à ilménite (type IIc) que l'orthopyroxène est le moins magnésien (mg* : 69-63) et le moins alumineux (Al_2O_3 : 3,25-2 %).

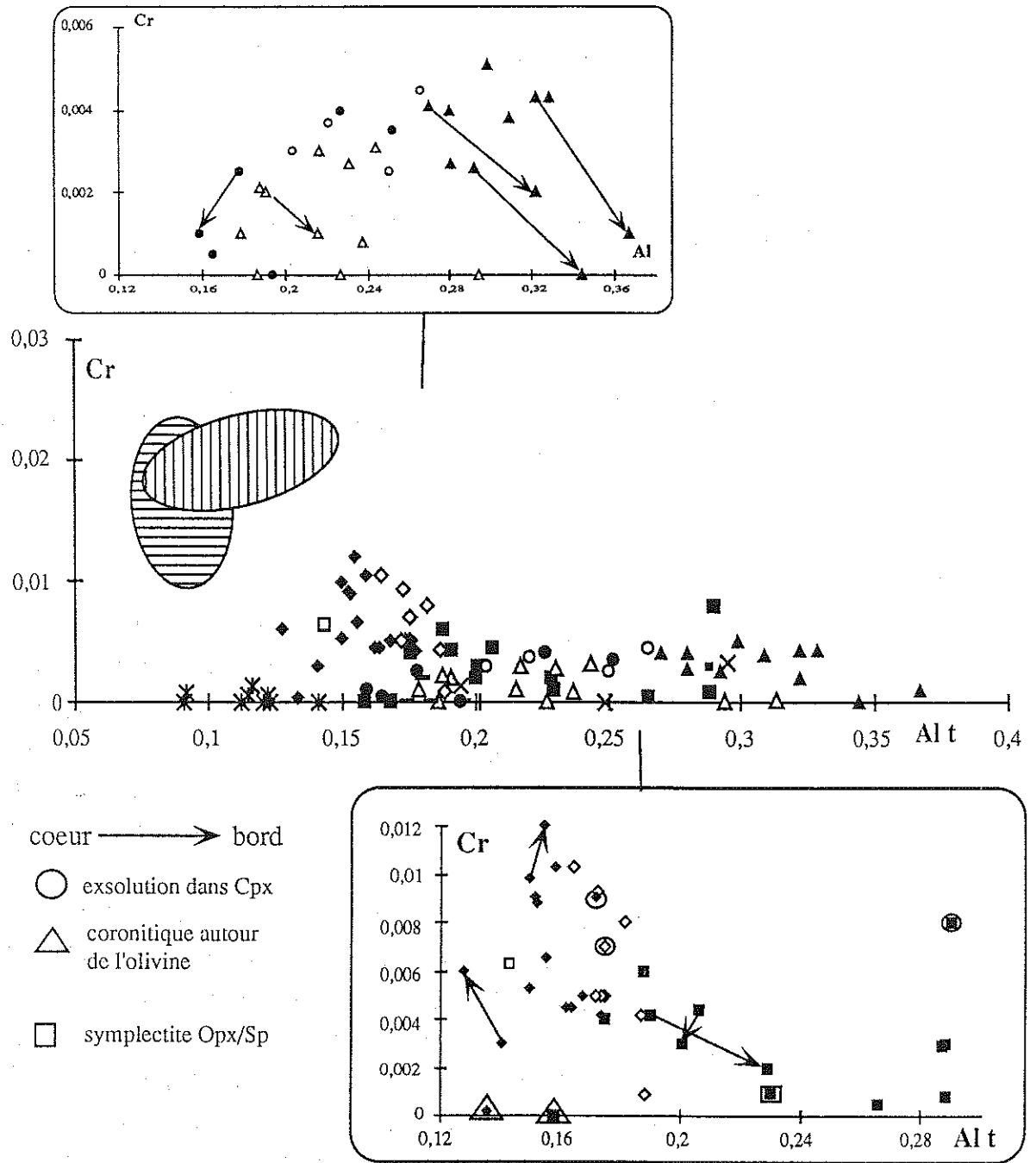


Figure 57 : Diagramme Cr - Al total des Opx des enclaves de type II (figurés, cf. figure 56)

4) - Le spinelle (tableaux en annexe) :

Dans les enclaves de type II, le spinelle est toujours très alumineux (Al_2O_3 : 69,15-48,25 %) et pauvre en chrome (Cr_2O_3 : 15,55-0 %) ce qui le distingue des spinelles des harzburgites et des dunites. Cette distinction apparaît clairement dans le diagramme cr^* ($100 \times \text{Cr} / \text{Cr} + \text{Al}$) - mg^* ($100 \times \text{Mg} / \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$) - figure 58), dans lequel les premiers sont des pléonastes \pm chromifères et les seconds se projettent dans le champ des chromites magnésiennes et alumineuses. Cette différence ressort également du triangle Al-Cr- Fe^{3+} (figure 59), où les spinelles des enclaves de type II se projettent à proximité du pôle aluminium.

Parmi les enclaves de type IIa, les métagabbros à saphirine et grenat ainsi que certaines lherzolites ont les spinelles les plus magnésiens (mg^* : 88,90-82,45) tandis que les plus ferrifères ($\text{mg}^*=54,10$) se trouvent dans les métagabbros à pyroxènes contenant de l'amphibole interstitielle.

Dans ces enclaves de type IIa la substitution la plus fréquente est $\text{Cr}^{3+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$ (figure 60), qui conduit à une diminution progressive du chrome et à une augmentation de l'aluminium depuis les faciès ultrabasiques jusqu'aux métagabbros à spinelle. L'éloignement de certains échantillons, par rapport à l'alignement général observé, est à relier à l'augmentation du fer ferrique (substitution Fe^{3+} , Al \rightarrow Cr) en réponse à une augmentation de la fugacité d'oxygène. Les métagabbros à pyroxènes et les wehrlites, qui contiennent ces spinelles enrichis en fer ferrique, montrent soit des traces de déstabilisation par la lave-hôte, soit de l'amphibole issue de la transformation du clinopyroxène.

Dans les enclaves, où l'on observe la réaction olivine-plagioclase comme dans les métagabbros à texture myrmékitique Cpx-Sp, il existe deux générations de spinelle: un spinelle précoce, brun, chromifère (Cr_2O_3 : 8,90-5,50 %) et alumineux (Al_2O_3 : 61,30-57,35 %) et un spinelle vert dépourvu de chrome (Cr_2O_3 : 1,60-0,00 %) et plus alumineux (Al_2O_3 : 68,90-65,00 %). Le spinelle brun est toujours inclus dans les minéraux ferromagnésiens (olivine et pyroxènes) alors que le spinelle vert montre des habitus variés : interstitiels, symplectitiques, myrmékitiques, inclus dans le plagioclase ou encore en exsolution dans le clinopyroxène (figure 60).

Enfin, dans les reliques de litages magmatiques, le spinelle est plus chromifère et moins alumineux dans les lits riches en minéraux ferro-magnésiens que dans les lits plagioclasiques (figure 60).

Dans les clinopyroxénites, clinopyroxénites à grenat et métagabbros à Ilm-Sp (type IIb) les spinelles forment un groupe homogène (figures 58 et 59) auquel s'apparente le spinelle du métagabbro à ilménite (type IIc - MG-91-108). Il s'agit de

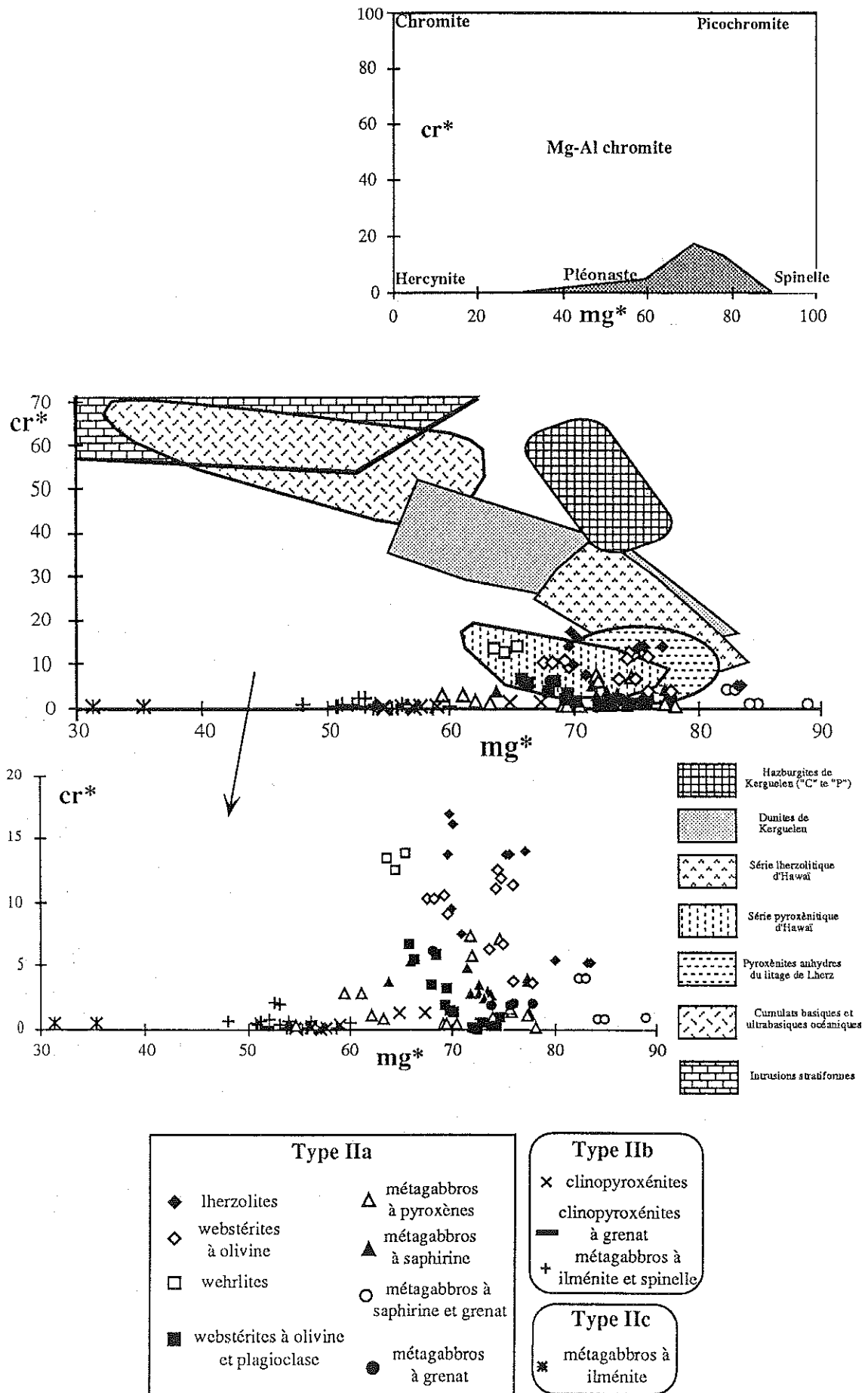


Figure 58 : Diagramme cr* - mg* des spinelles des enclaves de type II (nomenclature de Haggerty, 1981)
Pour les sources des différents champs de composition, voir le texte

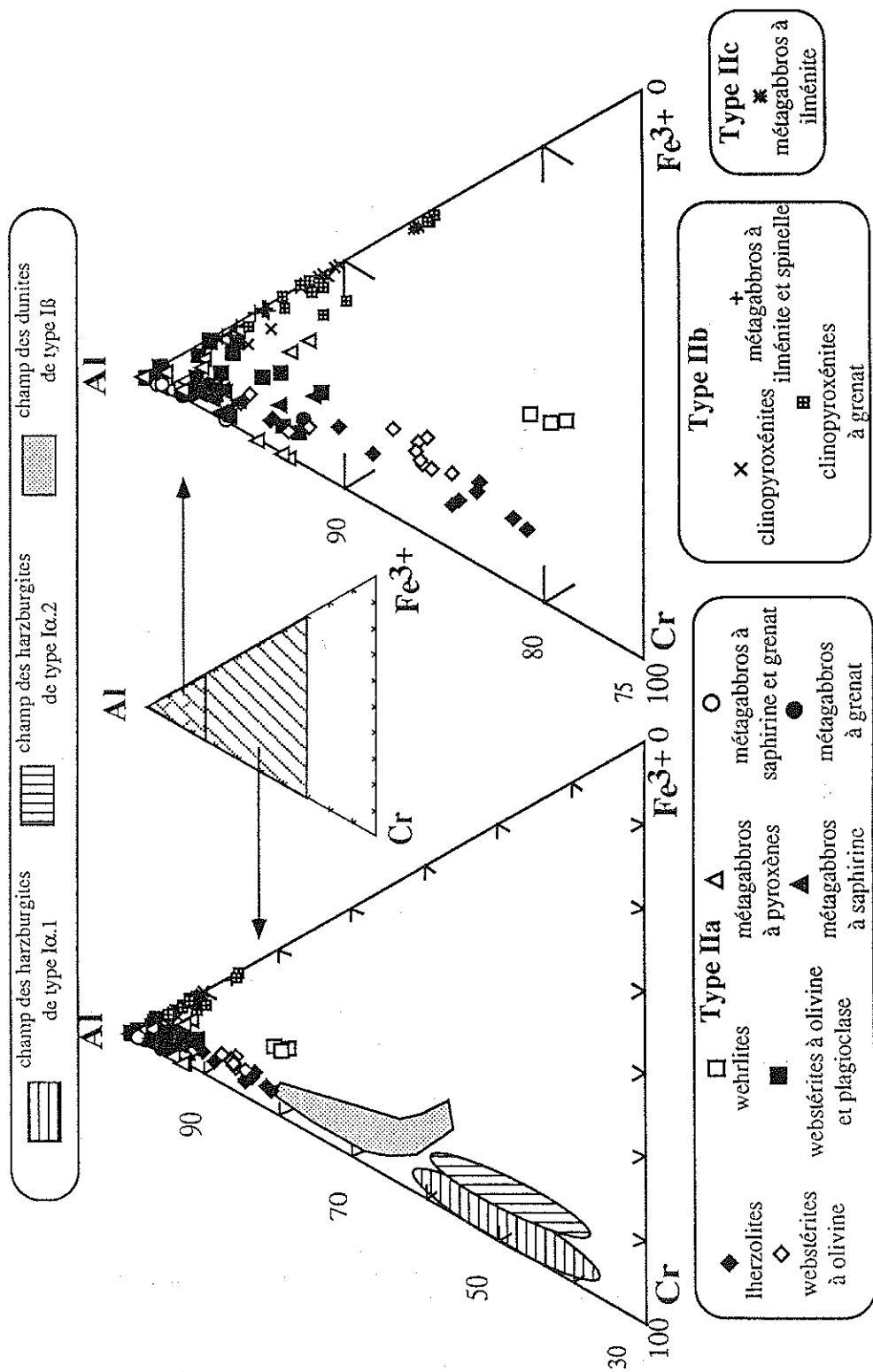


Figure 59 : Diagramme Al - Cr - Fe³⁺ des spinelles des enclaves de type II

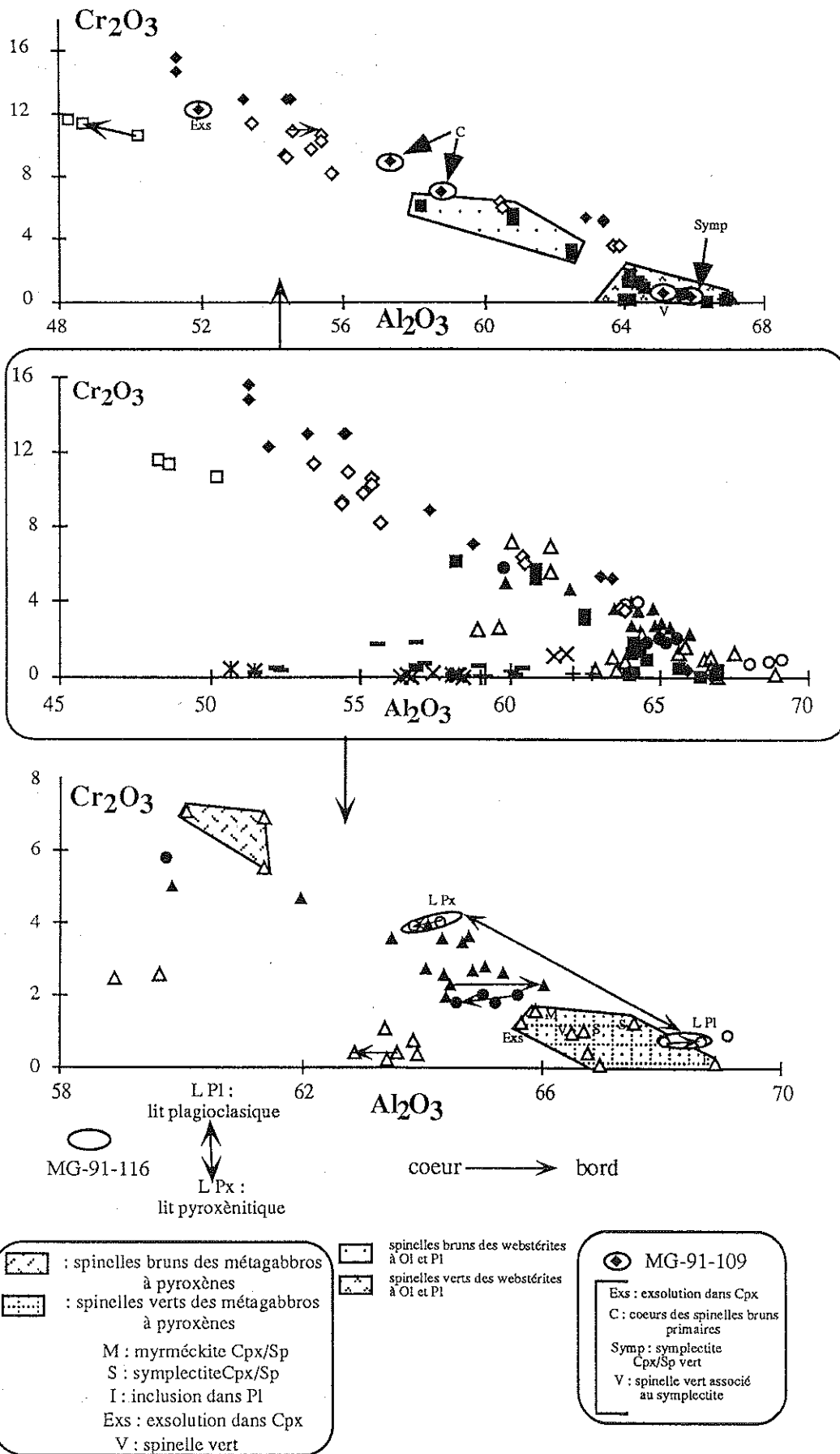


Figure 60 : Diagramme Cr₂O₃ - Al₂O₃ des spinelles des enclaves de type II (figurés, cf. figure 58)

pléonastes toujours très pauvres en chrome ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 2\%$). Ils se distinguent des pléonastes du groupe IIa par leur caractère souvent moins magnésien ($\text{mg}^*_{\text{type IIb}} : 67,40-50,65$ et $\text{mg}^*_{\text{type IIc}} : 35,40-31,25$) et par de plus fortes concentrations en fer ferrique ($\text{Fe}_2\text{O}_3 : 13,45-4,10\%$ - figure 61) qui sont corrélées négativement avec l'aluminium, traduisant ainsi la prédominance de la substitution $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$. Les concentrations en titane sont toujours faibles ($\text{TiO}_2 < 1,5\%$) et ne permettent pas une bonne discrimination, même si elles sont légèrement plus élevées dans les enclaves de type IIb où l'on note également une zonation caractérisée par une bordure des cristaux plus titanifère (figure 62).

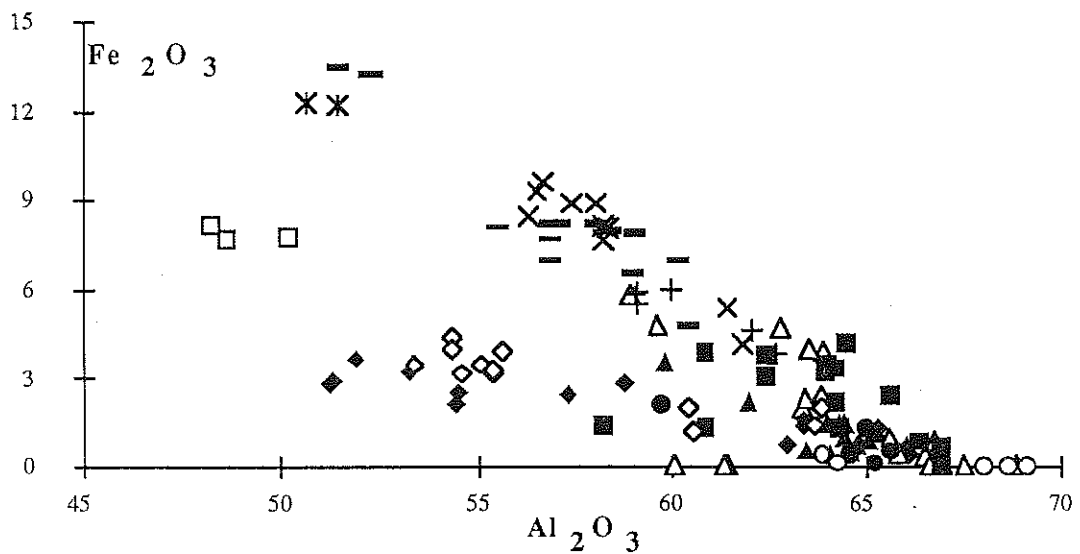


Figure 61 : Diagramme $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$ des spinelles des enclaves de type II (figurés, cf. figure 58)

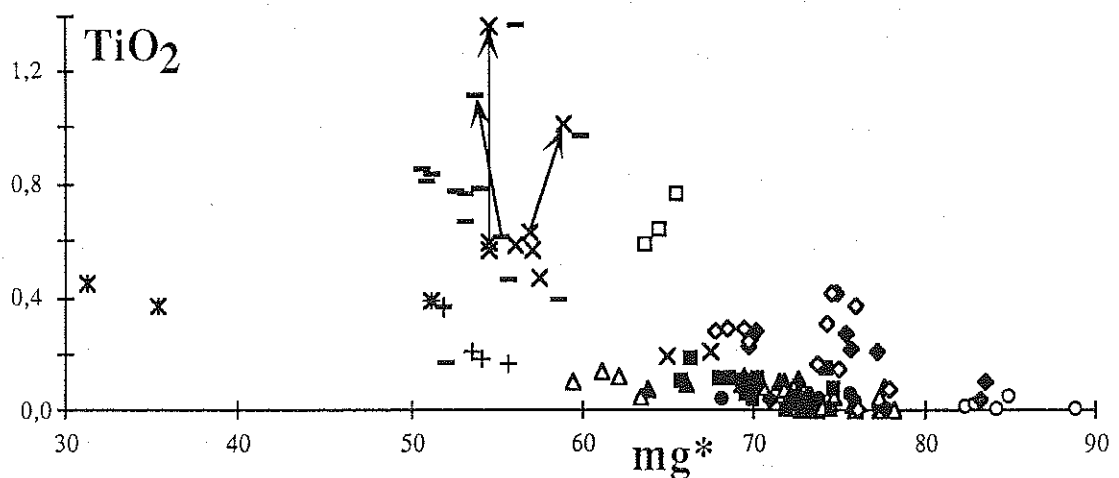


Figure 62 : Diagramme $\text{TiO}_2 - \text{mg}^*$ des spinelles des enclaves de type II (figurés, cf. figure 58)

Les spinelles de l'ensemble des enclaves de type II diffèrent des chromites des intrusions stratiformes (Irvine, 1967), de ceux des cumulats basiques et ultrabasiques océaniques (Hébert *et al.*, 1989) et de ceux que l'on observe dans les enclaves de la série lherzolitique de Hawaï (Sen, 1988 - figure 31). En revanche, parmi eux, les spinelles des enclaves de type IIa présentent certaines affinités avec les spinelles des lits de pyroxénites anhydres du massif lherzolitique orogénique de Lherz dans les Pyrénées (Conquéré, 1978 ; Conquéré et Fabriès, 1984 ; Fabriès *et al.*, 1991) ainsi qu'avec ceux des enclaves de la série pyroxénitique d'Hawaï (Sen, 1988). Les spinelles des enclaves des types IIb et IIc sont quant à eux des pléonastes plus ferrifères que ceux de ces deux ensembles pyroxénitiques classiques.

5) - Le plagioclase (tableaux en annexe et figure 63) :

Dans les enclaves de type IIa, il s'agit principalement de bytownite et de labrador (An 87,35-59,00). Les termes plus sodiques (An 53-35) sont rares et limités aux webstérites à olivine + plagioclase.

Au contraire, dans les enclaves de type IIb et de type IIc (An_{type IIb} 65-42,70 et An_{type IIc} 62-32,00), il s'agit essentiellement d'andésine et les termes plus calciques (An>50) sont rares.

- Enclaves de type IIa :

Dans les métagabbros à spinelle, l'ampleur des variations de composition du plagioclase diffère : elle est plus faible dans les métagabbros à saphirine et plus grande dans les métagabbros à saphirine-grenat. Il s'agit généralement d'une baisse des proportions d'anorthite vers le bord des cristaux.

Les réactions observées dans ce groupe d'enclaves affectent nettement la composition du plagioclase. Ainsi, le plagioclase des webstérites à olivine + plagioclase, qui témoignent de la réaction $Ol + Pl \rightarrow Opx + Cpx + Sp$, varie beaucoup (An 75,30-35,60) et les teneurs en anorthite augmentent au niveau des bordures qui sont en contact avec la couronne réactionnelle à Cpx-Sp.

On retiendra que dans ce groupe les teneurs en potassium peuvent atteindre 2,70 % et les maxima sont associés aux termes les plus sodiques.

- Enclaves de type IIb :

Dans ce groupe, les plagioclases les plus calciques se rencontrent dans les clinopyroxénites. Dans les métagabbros à Ilm- Sp on note des variations ambiguës puisque les bordures des cristaux de plagioclase peuvent être enrichies ou appauvries en sodium par rapport aux coeurs des cristaux tandis que les proportions d'orthose ne sont pas négligeables (Or : 4,45-2,35).

- Enclaves de type IIc :

Dans les métagabbros à ilménite la composition du plagioclase varie beaucoup d'un échantillon à l'autre ainsi qu'au sein d'un même échantillon où les bordures des grands cristaux sont toujours plus sodiques que les coeurs. Comme pour les enclaves de type IIa, cette évolution résulte manifestement de rééquilibrages subsolidus, soulignés par les textures réactionnelles (grenat et clinopyroxène secondaires coronitiques).

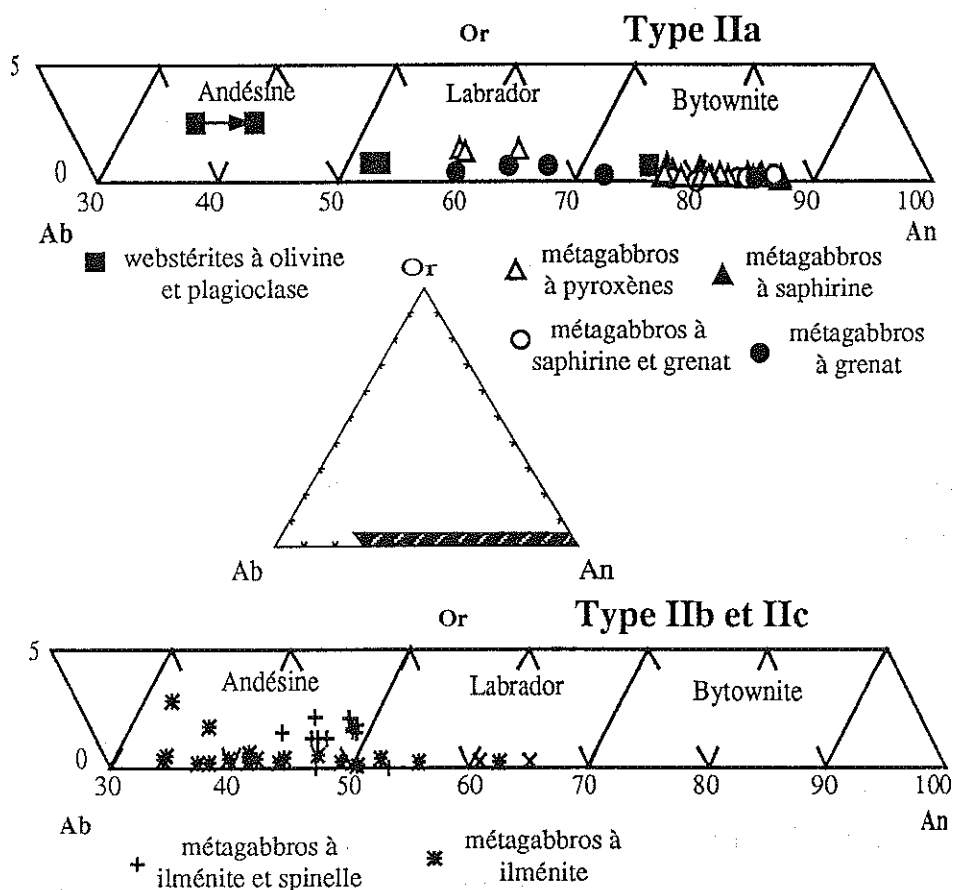


Figure 63 : Diagramme Or - Ab - An des plagioclases des enclaves de type II

6) - Le grenat (tableaux en annexe et figure 64):

Rappelons tout d'abord que le grenat est très sensible à la décompression lors de la remontée des enclaves par la lave-hôte (Rudnick et Taylor, 1987). Cela produit en effet d'importantes couronnes d'altérations d'épaisseurs variables que l'on observe dans les enclaves UB-B de type II des îles Kerguelen. Dans ces zones altérées, les analyses de grenat à la microsonde électronique bouclent mal. Elles n'indiquent cependant pas de kelyphitisation véritable puisqu'il s'agit d'une hydratation partielle du grenat. Aussi n'utiliserons-nous que les analyses des coeurs des cristaux de grenat, éloignés de ces zones d'altération.

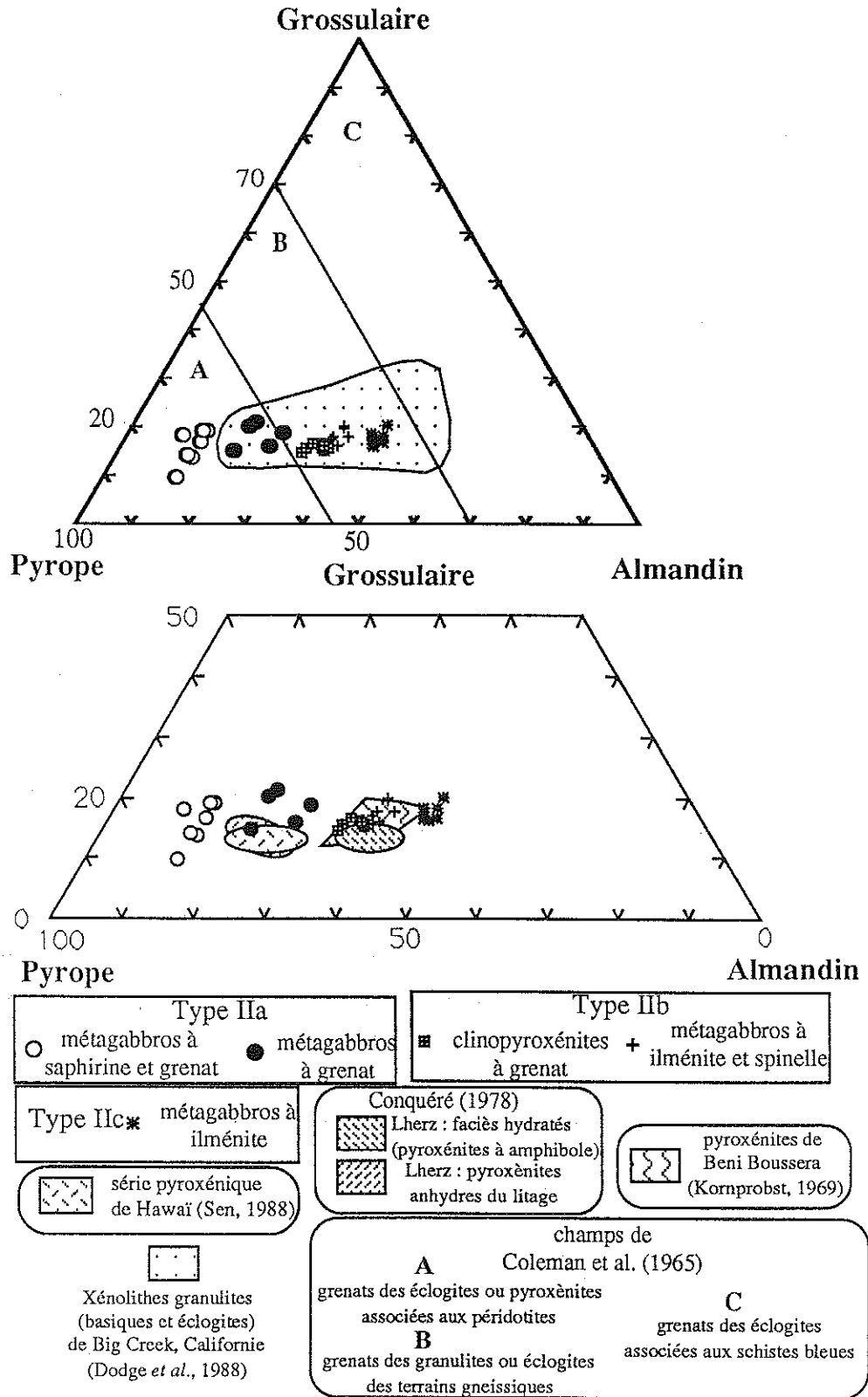


Figure 64 : Diagramme Gr - Py - Alm des grenats des enclaves de type II

Les grenats des enclaves de type II appartiennent au groupe Pyrope-Almandin-Grossulaire. Les autres composants sont en effet en faible proportion : andradite < 3 %, spessartine < 2 % et ouvarovite < 1 %. Les variations chimiques du grenat sont essentiellement liées à la substitution Fe -> Mg (almandin-pyrope). Les teneurs en grossulaire (Ca) varient peu (Gr : 20,70-8,65) par rapport à celles en pyrope (Py : 77,30-34,40) et en almandin (Alm : 45,95-9,70). La composante magnésienne diminue donc depuis les métagabbros à spinelle (type IIa) jusqu'aux métagabbros à ilménite (type IIc) en passant par les clinopyroxénites à grenat et les métagabbros à Ilm-Sp (type IIb).

Dans le diagramme Gr - Py - Alm, les grenats des enclaves de type IIb et IIc entrent dans le champ des granulites et éclogites des terrains gneissiques décrits par Coleman *et al.* (1965) alors que ceux des métagabbros à spinelle, à grenat seul et à grenat-saphirine, se placent dans le champ des pyroxénites associées aux péridotites mantelliennes. On remarquera également que l'évolution des grenats des enclaves de type II des îles Kerguelen rappelle étroitement celles observée en domaine continental, dans les enclaves d'éclogites et de granulites basiques de Californie (USA - Dodge *et al.*, 1988) et du Lesotho (Griffin *et al.*, 1979). Les grenats des métagabbros (type IIa) montrent aussi des affinités avec ceux des enclaves pyroxénitiques de Hawaï (Sen, 1988) comme avec ceux des pyroxénites anhydres du massif lherzolitique orogénique de Lherz (Conquéré, 1978). Les grenats des enclaves de type IIb, toujours un peu titanifères (TiO₂ : 0,10-0,25 %), présentent quant à eux des analogies avec ceux des filons hydratés du massif de Lherz et avec ceux des pyroxénites du massif lherzolitique orogénique de Beni Boussera au Maroc (Kornprobst, 1969). De cette comparaison, on retiendra encore que les grenats des métagabbros à saphirine et grenat (type IIa) et des métagabbros à ilménite (type IIc) sont respectivement plus magnésiens et plus ferrifères que l'ensemble des grenats de ces différents gisements (Hawaï, Pyrénées et Maroc).

7) - La saphirine (tableau en annexe et figure 65) :

On ne l'observe que dans certains métagabbros à spinelle de type IIa où elle se développe toujours aux dépens du spinelle qu'elle remplace parfois complètement. Elle peut être accompagnée du grenat. La formule générale de la saphirine est :



Le système (Mg, Fe)O - (Al, Cr)₂O₃ - SiO₂ permet de visualiser les deux extrêmes d'une solution solide en fonction des proportions en composants polaires : 4:4:2 pour l'extrême le plus siliceux, 7:9:3 pour le plus alumineux. Les substitutions qui conduisent de l'un à l'autre sont : R²⁺ + Si -> 2R³⁺. Les saphirines de Kerguelen sont proches du pôle alumineux et se placent assez bien sur la droite théorique de

substitution. On remarquera cependant qu'elles s'en écartent sensiblement lorsqu'elles deviennent très alumineuses, ce qui les rendrait métastables selon Schreyer et Abraham (1975). La saphirine, qui a été mise en évidence dans les métagabbros à spinelle, a des compositions très voisines, qu'elle soit associée ou non au grenat. On remarquera toutefois que les teneurs en fer et en chrome sont un peu plus élevées lorsque la saphirine s'observe sans le grenat.

Les saphirines de Kerguelen occupent une position intermédiaire par rapport aux champs des saphirines du massif UB-B de Finero (Alpes Italiennes, Sill *et al.*, 1983), des enclaves granulitiques de Stockdale (USA, Meyer et Brookins, 1976) et de la composition moyenne des saphirines des enclaves de granulites basiques de Delegate (Australie, Griffin et O'Reilly, 1986).

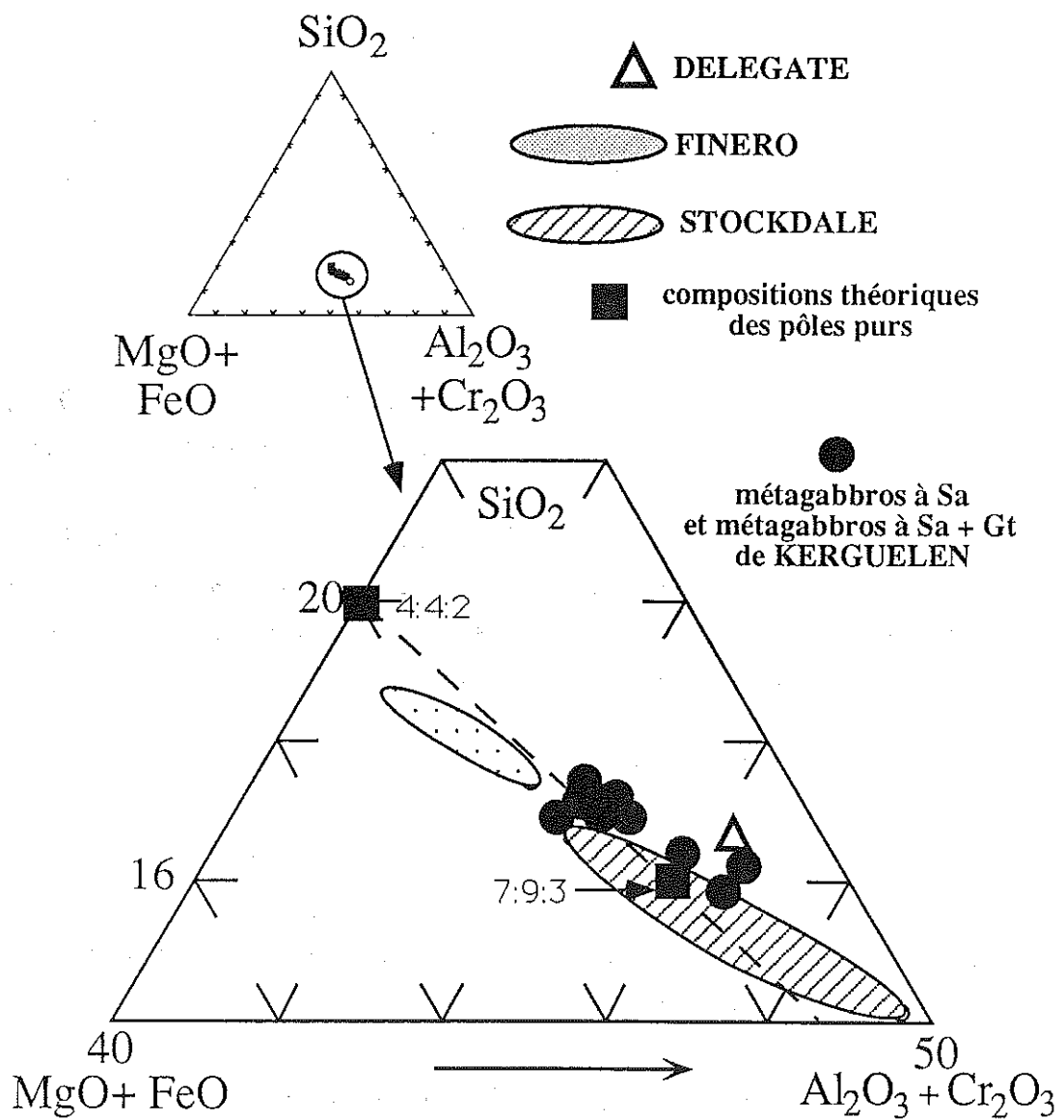


Figure 65 : Diagramme SiO₂ - MgO+FeO - Al₂O₃+Cr₂O₃ des saphirines des métagabbros à spinelle de type IIa

8) - L'ilménite (tableaux en annexe et figure 66) :

L'ilménite n'apparaît que dans les enclaves de type IIb et IIc, sous forme de grains xénomorphes ou subautomorphes et d'exsolution dans les clinopyroxènes. Elle peut représenter jusqu'à 15 % du mode de certaines enclaves de type IIb.

- Enclaves de type IIb :

Les ilménites des clinopyroxénites, des clinopyroxénites à grenat et des métagabbros à Ilm-Sp ont des compositions très voisines, ce qui est cohérent avec l'individualisation d'une suite UB-B à Cpx-Ilm-Sp au sein du cortège d'enclaves UB-B de Kerguelen. Elles sont magnésiennes (MgO : 7,75-4,80 %), leurs teneurs en Fe₂O₃ étant comprises entre 2,60 et 16,10 % tandis que celles en MnO restent faibles (<0,85 %). Les exsolutions d'ilménite dans les clinopyroxènes et dans les amphiboles ont des compositions comparables à celles des grands cristaux interstitiels. Dans leur ensemble ces compositions rappellent les termes les moins magnésiens des ilménites des enclaves kimberlitiques (Mitchell, 1978) et elles sont comparables à celles des ilménites des xénolithes de type II également du Hoggar (Dautria, 1988).

- Enclaves de type IIc :

Les ilménites des métagabbros IIc sont moins magnésiennes (MgO : 2,95-1,70 %) et plus riches en fer ferrique (Fe₂O₃ : 29,60-12,30 %) que celles des enclaves de type IIb. Leurs concentrations en MnO demeurent faibles (< 0,35 %). Les compositions des ilménites IIc s'appauvrissent en fer ferreux et en titane et s'enrichissent en fer ferrique, ce qui reflète le rôle de la substitution (Fe²⁺, Ti⁴⁺)O₃ -> (Fe³⁺, Fe³⁺)O₃. Les ilménites des métagabbros de type IIc sont moins riches en molécule de geikiélite (MgTiO₃) que dans les kimberlites (Mitchell, 1978).

9) - Les minéraux accessoires : amphibole-titanomagnétite-mica noir-rutile

L'**amphibole** (tableau en annexe) apparaît surtout dans les enclaves de type IIb (clinopyroxénites à grenat et métagabbros à Ilm-Sp). On en rencontre cependant occasionnellement dans des enclaves de type IIa, soit en position interstitielle, soit en début de pseudomorphose du clinopyroxène.

Toutes les amphiboles des enclaves de type II de Kerguelen sont des amphiboles calciques (Ca_B + Na_B ≥ 1,34 et Na_B < 0,67) selon Leake (1978).

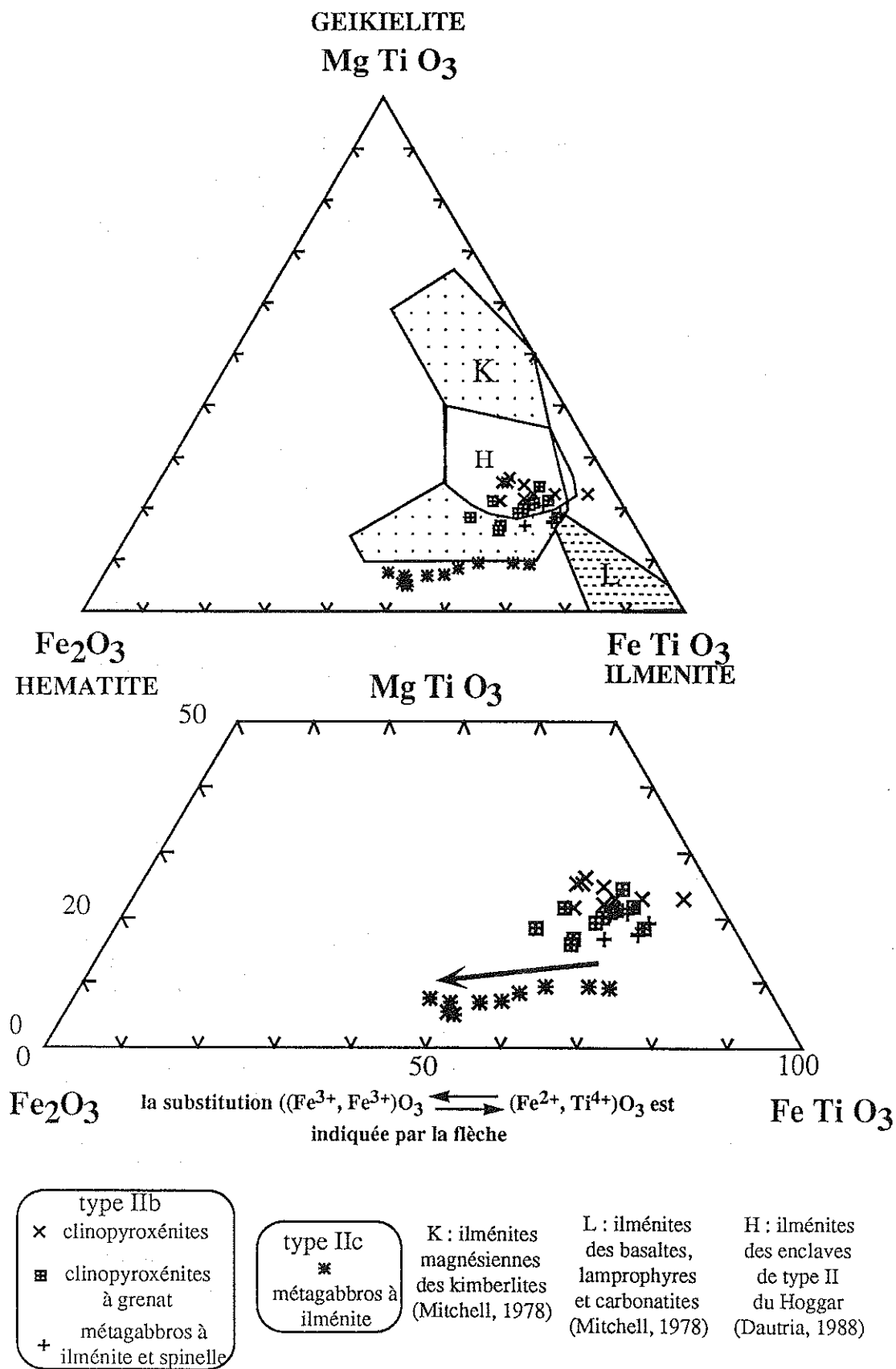


Figure 66 : Diagramme MgTiO₃ - Fe₂O₃ - FeTiO₃ des ilménites des enclaves de type II

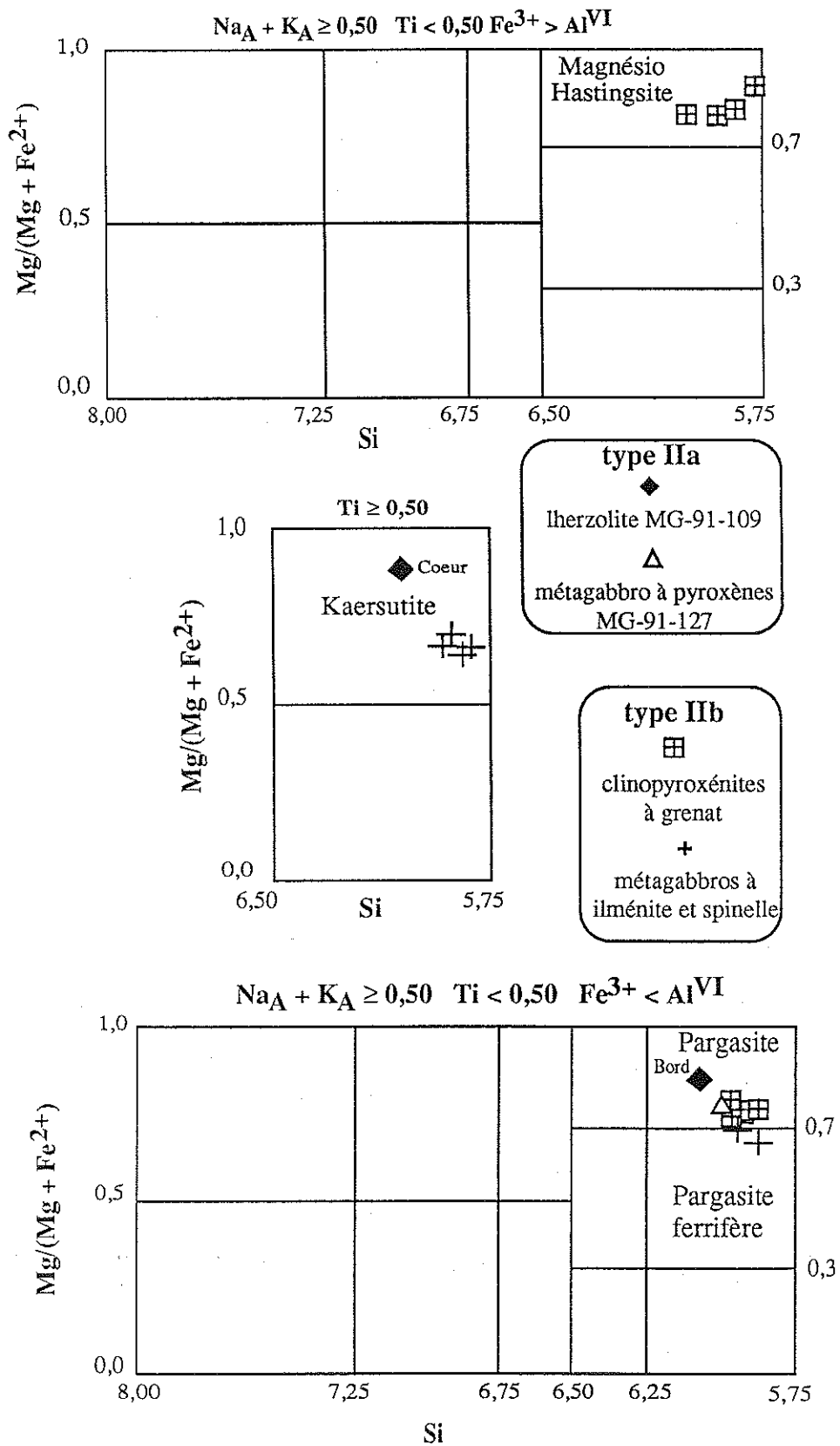


Figure 67 : Diagramme de classification des amphiboles calciques (Leake, 1978)

Bien que très proches les unes des autres, la nomenclature de Leake (1978) permet de définir (figure 67):

- de la kaersutite dans la lherzolite (type IIa) avec une légère diminution des teneurs en titane qui confère à la bordure des cristaux des compositions de pargasite,
- de la pargasite dans le métagabbro à pyroxène (type IIa),
- de la pargasite ou de la magnésio-hastingsite selon les proportions de fer ferrique dans les clinopyroxénites à grenat (type IIb),
- des kaersutites ou des pargasites ferriques dans les métagabbros à Ilm-Sp (type IIb). Les pargasites peuvent évoluer vers des compositions de kaersutite en bordure des cristaux.

La titanomagnétite (tableau en annexe) apparaît soit en exsolution dans les ilménites des métagabbros de type IIc soit en position interstitielle associée à l'ilménite et au spinelle alumineux dans une clinopyroxénite à grenat de type IIb (MG-91-139). Dans cette dernière, la titanomagnétite est très magnésienne (4,70-4,30 %) et alumineuse (12,00-11,75 %), ce qui est peu fréquent même dans les laves d'affinité alcaline du Japon (Aoki, 1966) et du Massif Central Français (Prévoit et Mergoïl, 1973) où elle a été décrite.

Les compositions des titanomagnétites des métagabbros de type IIc sont plus courantes. Elles sont en effet moins alumineuses (2,05 %) et moins magnésiennes (1,90 %) mais plus titanifères ($TiO_{2\text{typeIIb}} = 11,68 \%$ et $TiO_{2\text{typeIIc}} = 25,91 \%$) que celles des enclaves de type IIb.

Ces titanomagnétites sont remarquablement pauvres en chrome ($Cr_2O_3 : 0,40-0,15 \%$).

Le mica noir est exceptionnel. Les rares cristaux sont petits et apparaissent dans quelques enclaves de type IIa et IIb (cf. tableau en annexe).

Dans la lherzolite MG-91-104 (type IIa) c'est un phlogopite ($Fe_t/Fe_t + Mg = 0,13$) titanifère ($TiO_2 = 5,33 \%$) et chromifère ($Cr_2O_3 = 0,72 \%$).

Dans le métagabbro à Ilm-Spn GM-92-139 (type IIb) où il est inclus dans un spinelle, c'est une biotite magnésienne ($Fe_t/Fe_t + Mg = 0,36$) titanifère ($TiO_2 = 4,40 \%$) et très pauvre en chrome ($Cr_2O_3 = 0,07 \%$).

Le rutile a été trouvé dans une enclave de type IIc (GM-92-419). Il forme de petits cristaux associés à l'ilménite et contient un peu d'aluminium ($Al_2O_3 = 0,26 \%$) de chrome ($Cr_2O_3 = 0,36 \%$) et de nickel ($NiO = 0,52 \%$).

10) - Discussion :

Cette étude chimique des phases minérales souligne clairement les variations qui existent entre les différents types pétrographiques reconnus précédemment. Le caractère discriminant des minéraux est variable mais on retiendra les spécificités de certains d'entre eux comme les spinelles et plus encore les clinopyroxènes (tableau 7). En effet, les diagrammes cr^* - mg^* du spinelle (figure 68) et cations (Cr, Na, Al, Ti) - mg^* des Cpx (figure 69) mettent en relief des relations étroites entre les compositions de ces deux phases minérales et leurs roches hôtes.

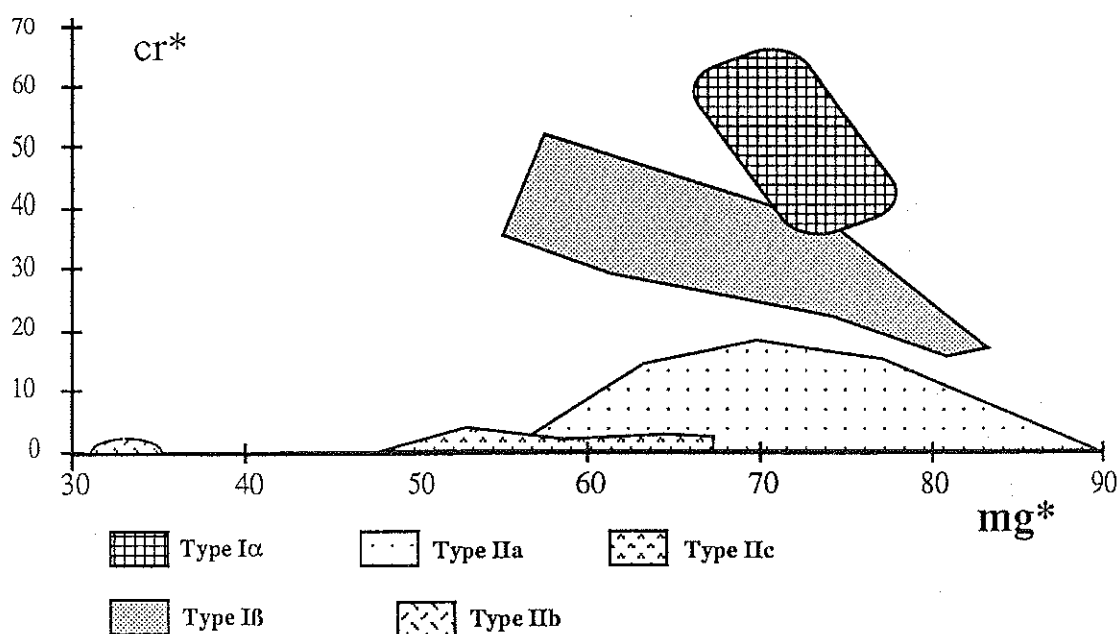


Figure 68 : Champs de composition, dans le diagramme cr^* - mg^* , des spinelles des différents groupes d'enclaves de type I et de type II des îles Kerguelen

Les résultats de cette étude concordent par ailleurs très bien avec les conclusions pétrographiques et chimiques obtenues sur les roches totales (cf. chapitre 3 et 6). En effet :

- Les enclaves de type IIa (wehrlites-lherzolites-webstérites à olivine \pm plagioclase et métagabbros à spinelle) forment une suite de roches peu différenciées comme le confirment le caractère très magnésien de l'olivine ($Fo > 79$), des pyroxènes ($mg^*_{Cpx} > 73,50$ et $mg^*_{Opx} > 70,50$) et du spinelle ($mg^* > 54$) ainsi que la richesse en

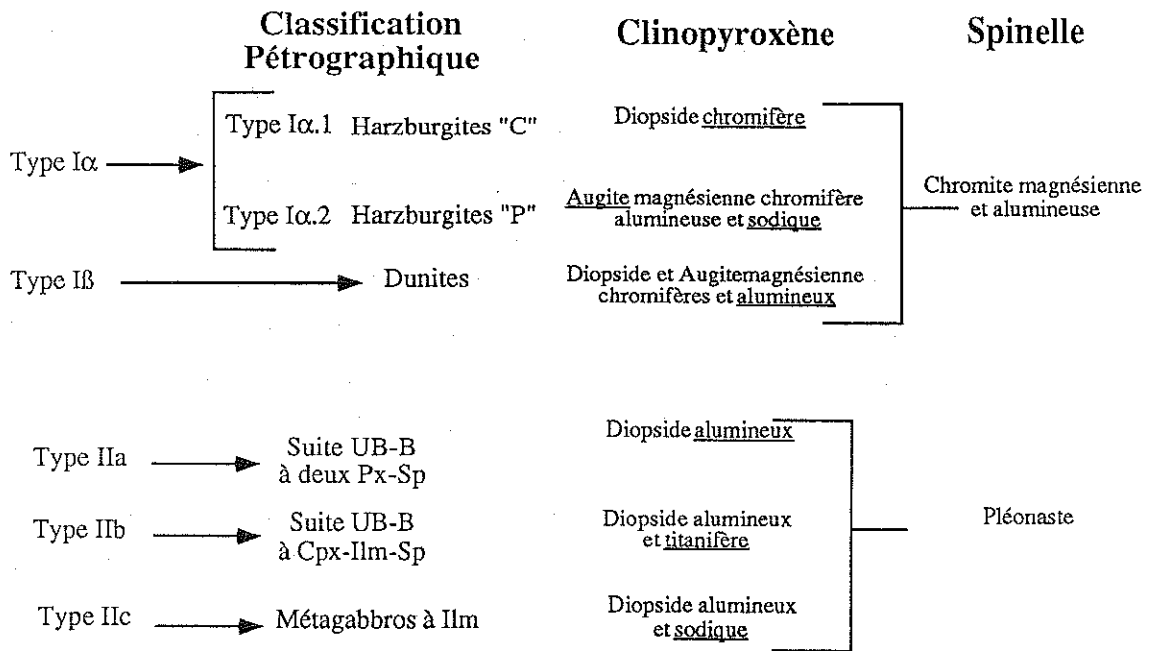


Tableau 7 : Correspondance entre la classification pétrographique et les compositions chimiques du Cpx et du spinelle dans les enclaves de type I et de type II des îles Kerguelen

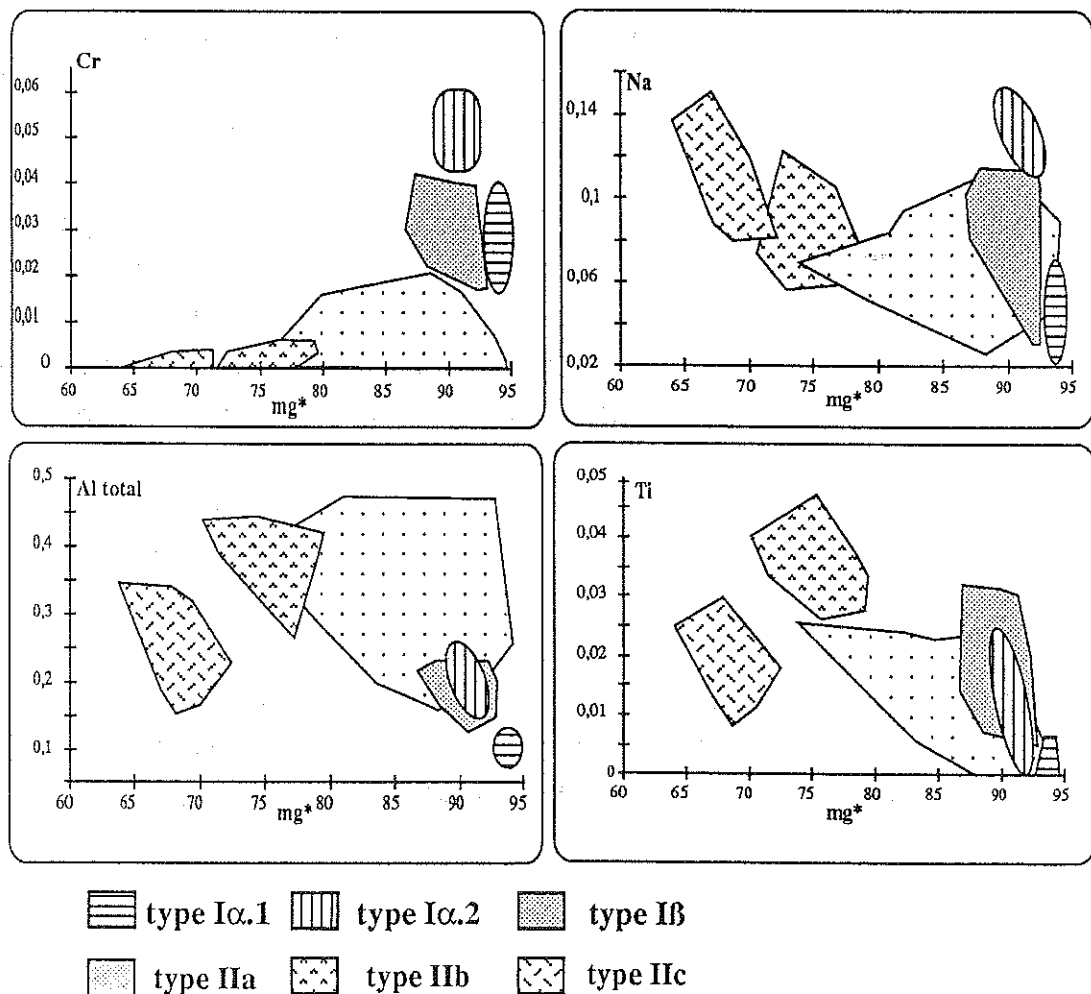


Figure 69 : Champs de composition, dans les diagrammes cations - mg*, des Cpx des différents groupes d'enclaves de type I et de type II des îles Kerguelen

calcium des plagioclases des métagabbros à spinelle ($An > 59$). Par ailleurs la composition du spinelle (pléonaste \pm chromifère), qui rappelle fortement celle des spinelles de ségrégats magmatiques mis en place dans le manteau supérieur (Conquéré, 1978 ; Sen, 1988), s'éloigne au contraire de celle des spinelles des intrusions stratiformes (Irvine, 1967) et des cumulats crustaux océaniques (Hébert *et al.*, 1989). Tous ces arguments militent en faveur d'une origine profonde comme d'ailleurs les rééquilibrages dans les conditions du faciès granulitique des métagabbros à spinelle et des webstérites à Ol-Pl dans lesquels les minéraux réactionnels ont des compositions que l'on retrouve dans de nombreuses granulites basiques de la littérature (Aoki et Kushiro, 1968 ; Griffin *et al.*, 1979 ; Dodge *et al.*, 1988 ; Meyer et Brookins, 1976 ; Sill *et al.*, 1983 ; Griffin et O'Reilly, 1986 et 1987). Les enclaves de type IIa ont donc été (re)équilibrées en profondeur et l'on peut les attribuer à l'origine à des ségrégats précoces de magmas basaltiques d'affinité probablement tholéitique à transitionnel (subalcalin).

- Les enclaves de type IIb (clinopyroxénites, clinopyroxénites à grenat et métagabbros à Ilm-Sp) constituent bien un groupe homogène au plan de la composition des phases minérales. Les caractéristiques chimiques de leurs minéraux, notamment du diopside titanifère et alumineux, du pléonaste et de l'ilménite magnésienne, les rapprochent des enclaves mantelliques de type II (Frey et Prinz, 1978 ; Nixon, 1987 ; Dautria, 1988), qui sont interprétées comme des ségrégats précoces de magmas d'affinité alcaline. A Kerguelen il s'agit donc sans doute aussi de ségrégats profonds des magmas alcalins qui ont largement contribué à l'édification de l'archipel. L'origine profonde peut d'ailleurs être déduite de la composition du grenat, comparable à ceux des filons hydratés du massif lherzolitique orogénique de Lherz dans les Pyrénées (Conquéré, 1978) et aux pyroxénites de Beni Boussera au Maroc (Kornprobst, 1969).

- Les minéraux des enclaves de type IIc (métagabbros à ilménite) diffèrent largement des deux ensembles précédents. On retiendra la présence systématique du grenat coronitique et la richesse en alumine des clinopyroxènes, qui témoignent de rééquilibrages dans les conditions du faciès granulitique. Les études des associations réactionnelles et des conditions P-T de (re)équilibrages qui vont suivre permettront de préciser la nature des niveaux lithosphériques (croûte inférieure, manteau supérieur et/ou interface croûte-manteau) dont les enclaves de type II peuvent être des témoins.

III) - Les enclaves UB à textures magmatiques (Type III) et les enclaves composites

1) - : Les enclaves de type III

a) - Biotite à clinopyroxène, Arc 83-9 (tableaux en annexe)

Il s'agit d'une enclave à mica noir très abondant, clinopyroxène et ilménite.

Le mica noir, phlogopite (figure 70), forme de grands cristaux homogènes. Il peut aussi être inclus dans le clinopyroxène et dans ce cas il est plus magnésien, plus sodique, plus manganésifère et moins titanifère que dans son habitus précédent.

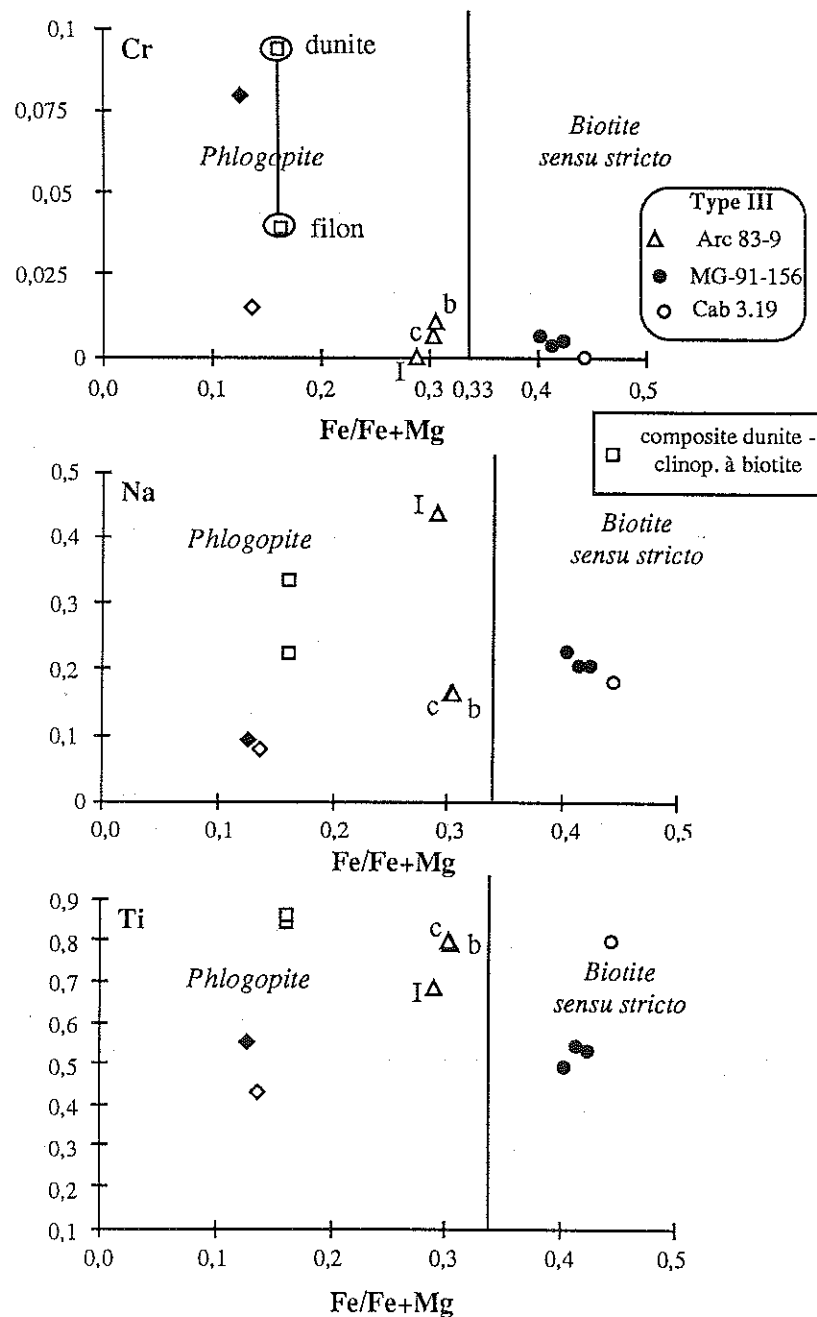


Figure 70 : Diagrammes cations - $Fe/(Fe+Mg)$ des biotites des enclaves de type III et des enclaves composites

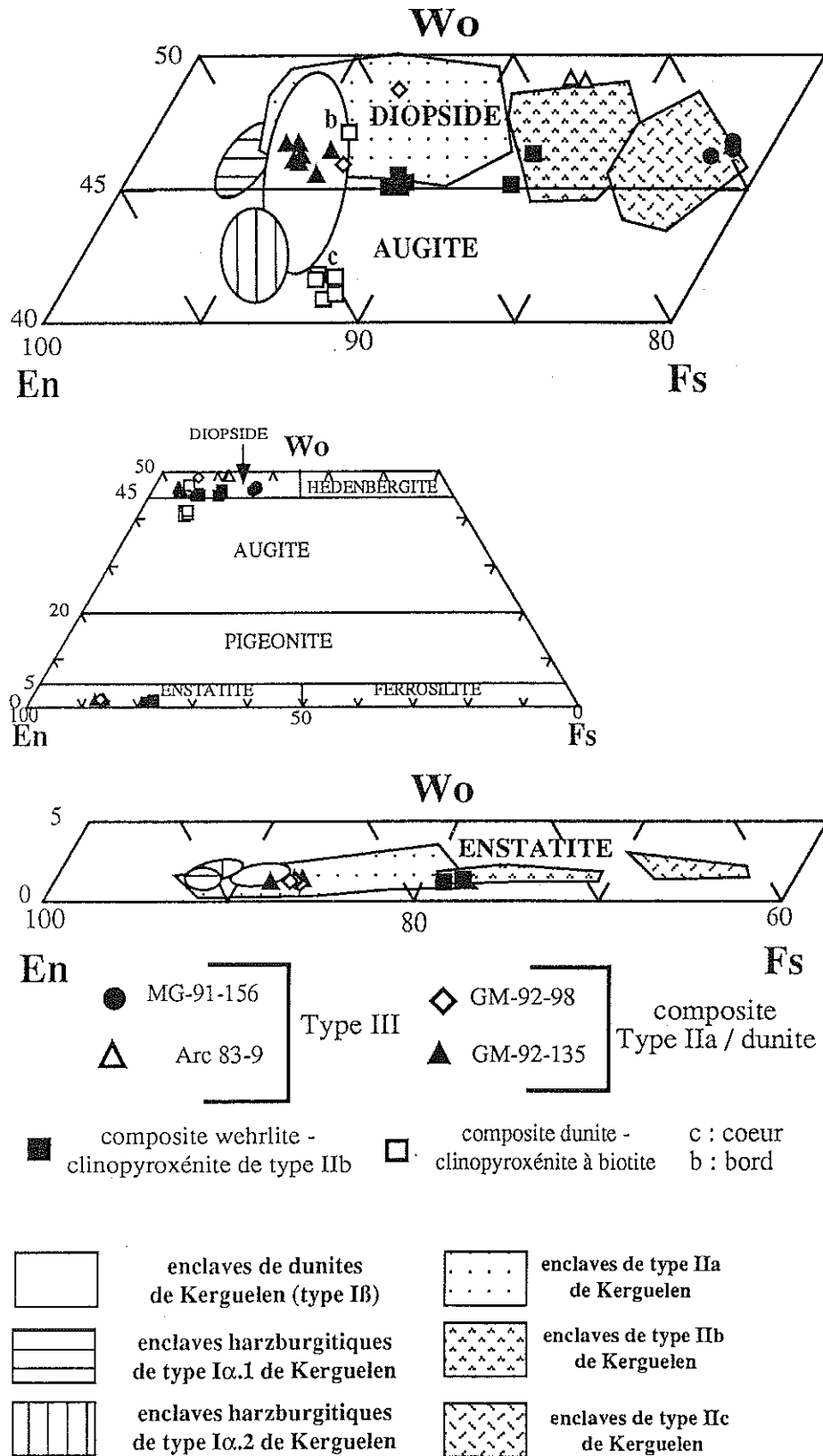
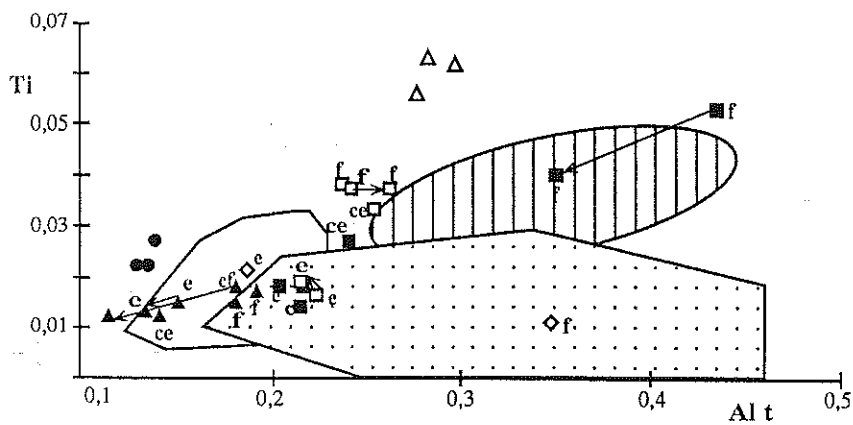
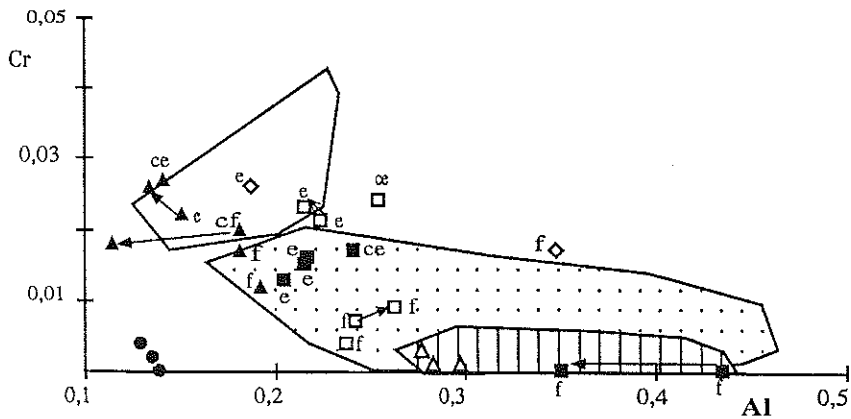
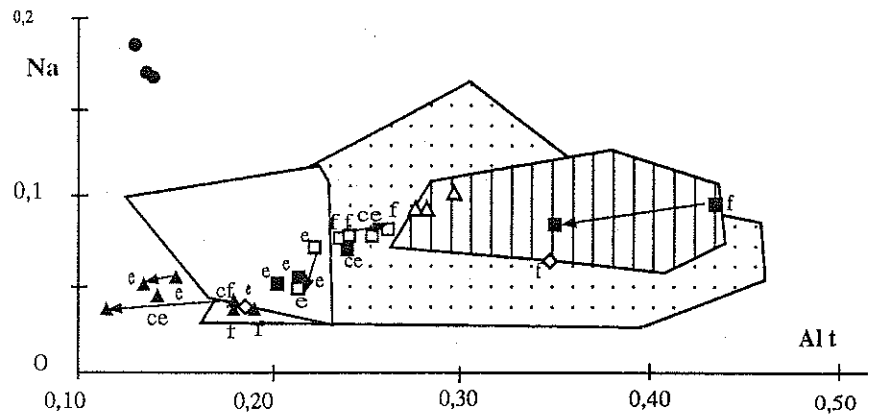


Figure 71 : Diagramme Wo-En-Fs des Cpx des enclaves de type III et des enclaves composites (d'après Morimoto *et al.*, 1988)



enclaves de dunites de Kerguelen (type I b) f : Cpx dans filon
 enclaves de type I a de Kerguelen
 enclaves de type I b de Kerguelen
 e : Cpx dans l'encaissant
 ce : Cpx au contact (côté encaissant)
 cf : Cpx au contact (côté filon)

◇ GM-92-98
 ▲ GM-92-135
 ● MG-91-156
 △ Arc 83-9

 composite Type II a / dunite
 composite wehrlite-clinopyroxénite de type II b
 composite dunite-clinopyroxénite à biotite

coeur → bord

Figure 72 : Diagrammes cations - Al total des Cpx des enclaves de type III et des enclaves composites

Le clinopyroxène est un diopside titanifère, alumineux, faiblement sodique et pauvre en chrome (figures 71 et 72).

L'ilménite est magnésienne ($MgO : 7,20-7,90 \%$), pauvre en aluminium, en chrome et en manganèse. Ses proportions polaires sont : 25 % ($MgTiO_3$), 6 à 11 % (Fe_2O_3) et 64 à 69 % ($FeTiO_3$). Elle est comparable aux ilménites des kimberlites (Mitchell, 1978), des enclaves de type II du Hoggar (Dautria, 1988), des enclaves de type IIb de Kerguelen (Leblanc *et al.*, 1982 ; Dautria, 1988) et des enclaves de type IIb de Kerguelen (figure 73).

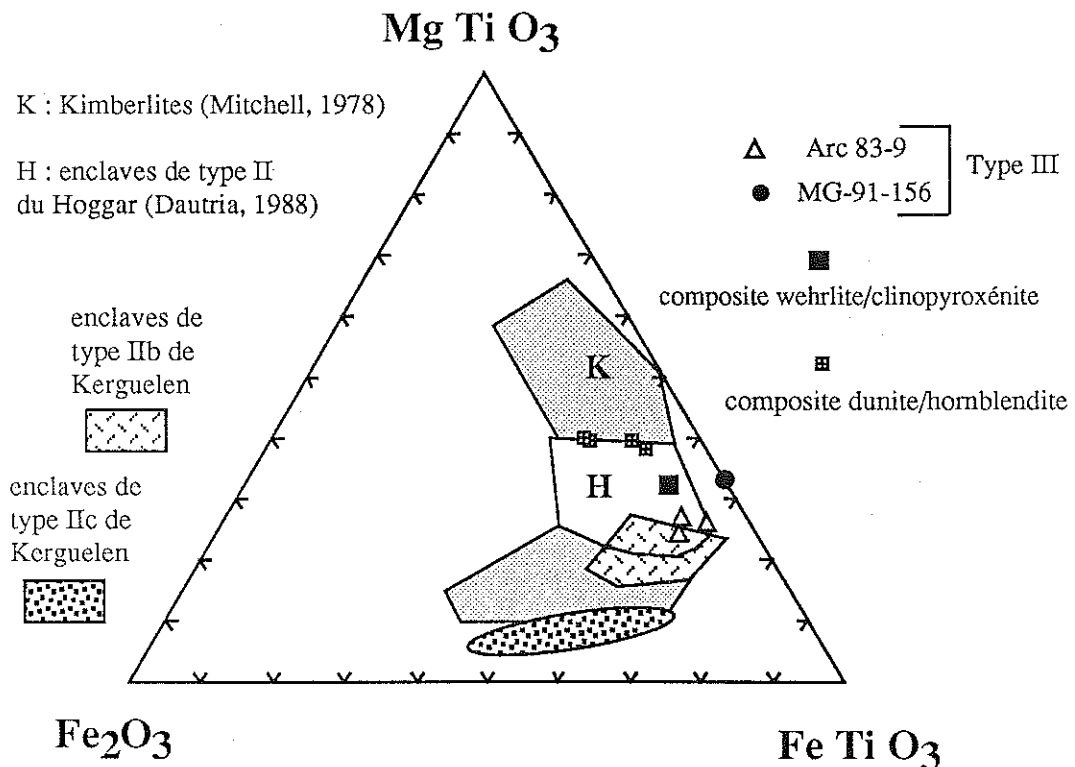


Figure 73 : diagramme $MgTiO_3-Fe_2O_3-FeTiO_3$ des ilménites des enclaves de type III et des enclaves composites

2) - clinopyroxénite à biotite (MG-91-156)

Elle est constituée surtout de clinopyroxène et de mica noir accompagnés par du feldspath alcalin sodique, de l'apatite et du sphène.

Le mica noir est une biotite s. str. moins titanifère et alumineuse que dans la biotite (figure 70).

Le clinopyroxène est un diopside moins magnésien ($mg^* : 66,80-65,45$), alumineux et titanifère mais plus sodique et manganésifère que celui de la biotite (figure 71 et 72).

3) - hornblendite (Cab 3.19)

Elle est constituée d'amphibole (70 %), de mica noir, d'apatite et de titanomagnétite.

L'amphibole est une kaersutite (figure 74), comme dans les enclaves de type II. Elle se distingue cependant de celles du type IIa par l'absence de chrome, et de celles du type IIb par son caractère moins magnésien et alumineux mais plus potassique et plus riche en fer.

Le mica noir est une biotite (figure 70) plus titanifère et alumineuse que dans la clinopyroxénite à biotite.

La titanomagnétite est magnésienne ($MgO \approx 3,40 \%$) et alumineuse ($Al_2O_3 \approx 7,50 \%$). Elle ressemble à celle de la clinopyroxénite à grenat de type IIb (MG-91-139).

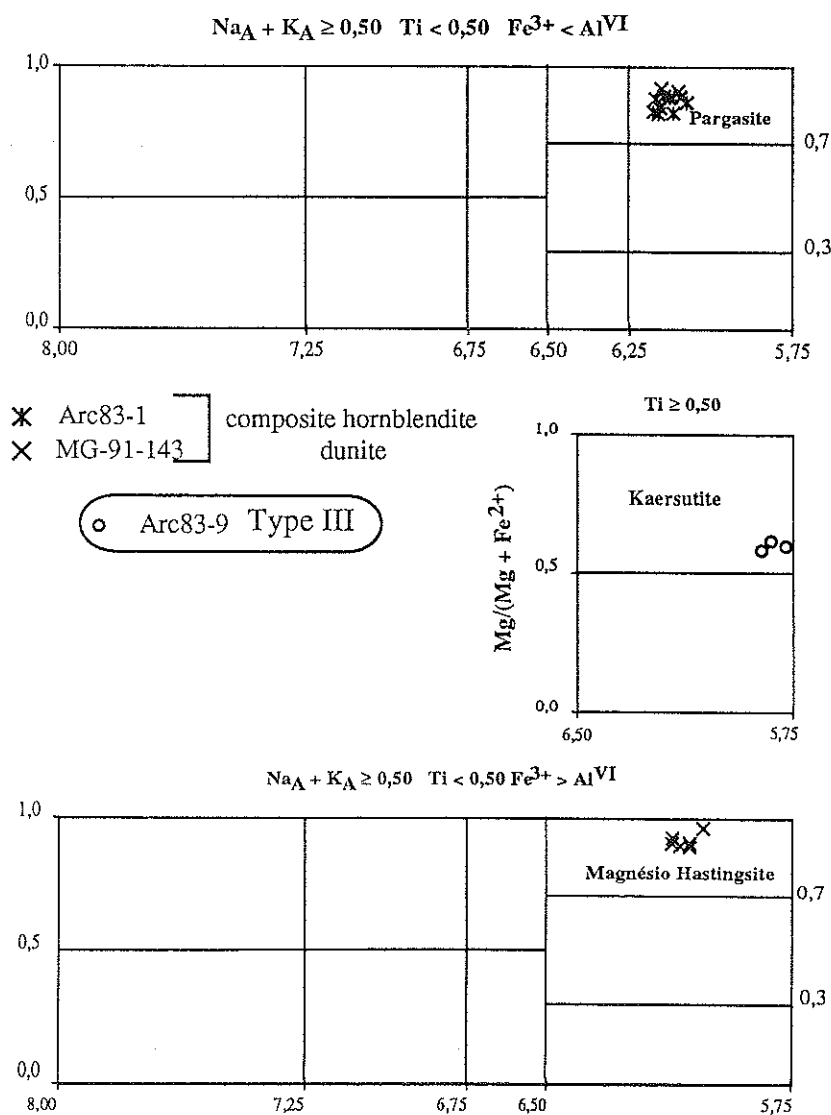


Figure 74 : Diagramme de nomenclature des amphiboles calciques des enclaves de type III et des enclaves composites (d'après Leake, 1978)

2) - : Les enclaves composites

a) - Dunite (Type I β) / hornblendite à ilménite

Les hornblendites forment des filonnets (épaisseur maximum de l'ordre du cm) qui traversent les dunites. Ces relations se traduisent par des modifications minérales, à l'échelle de la section polie.

Les dunites présentent olivine, spinelle et quelques amphiboles interstitielles. L'olivine (Fo 88,05-86,75) est la même que dans le type I β . Le spinelle, chromite magnésienne et alumineuse, devient plus titanifère et ferrique et moins alumineux et magnésien à mesure que l'on se rapproche du filon (figure 76). Les amphiboles, dont la cristallisation ici est attribuée au passage du filon, sont des pargasites ou des magnésio-hastingsites (figure 74) ; elles se chargent en chrome et s'appauvrissent en titane lorsque l'on s'éloigne du filon (figure 77). Par ailleurs un zonage montre des coeurs plus chromifères que les bordures.

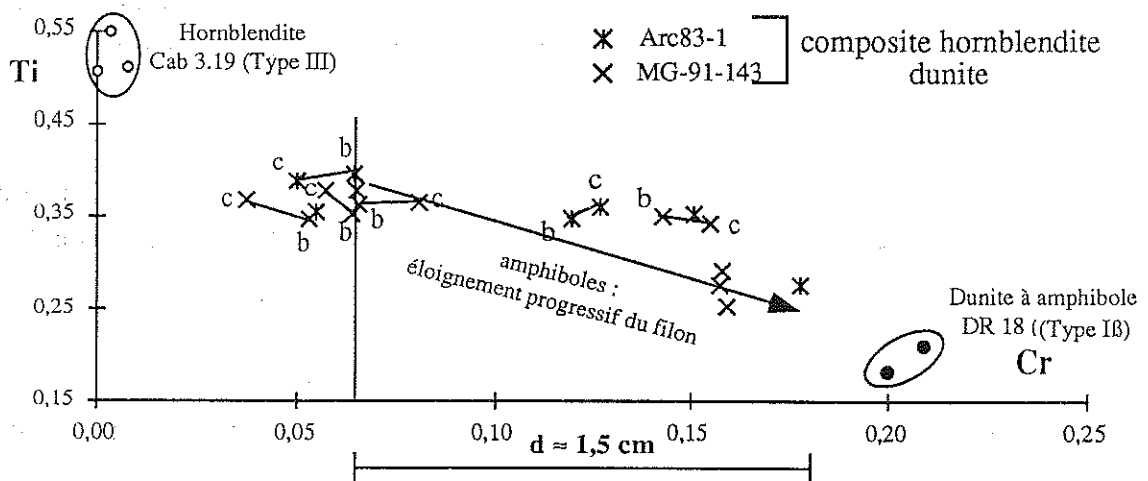


Figure 77 : Diagramme Ti-Cr des amphiboles des enclaves composites de type dunite (type I β) / hornblendite

Les hornblendites ne possèdent qu'amphibole et ilménite. Les amphiboles sont du même type que dans l'encaissant dunitique : pargasite ou magnésio-hastingsite. Elles diffèrent donc des amphiboles (kaersutite) des hornblendites de type III, en particulier par un appauvrissement Ti, Al et K et par un enrichissement en Cr, Mg et Na. On remarque par ailleurs qu'à l'inverse des dunites, le zonage de l'amphibole montre ici des bordures plus riches en chrome que les coeurs (figure 77). L'ilménite a la particularité d'être la plus magnésienne (MgO : 12,65-11,50 %) de toutes les enclaves UB-B récoltées. Elle est comparable à celle des kimberlites (Mitchell, 1978) et aux ilménites les plus magnésiennes des xénolithes du Hoggar (Dautria, 1988 - figure 73).

Les relations minérales observées, en particulier l'amphibole interstitielle dans les dunites et les proportions de chrome qui évoluent de façon inverse dans les amphiboles des dunites et dans celles des hornblendites, sont des témoins des interactions entre l'encaissant péridotitique et les fluides silicatés, ou magmas hydratés, à l'origine des hornblendites (Conquéré, 1978 ; Irving, 1980 ; Bodinier *et al.*, 1987 ; Menzies et Hawkesworth, 1987).

Sur la figure 77, les pargasites de la dunitite à amphibole de type I β (DR 18) se situent dans le prolongement de l'évolution des amphiboles de ce type d'enclaves composites. Cette enclave est vraisemblablement un fragment d'une dunitite proche d'un filon de hornblendite qui, lui, n'a pas été échantillonné par la lave.

b) - Dunitite (Type I β) / webstérite (avec ou sans olivine-Type IIa)

Deux échantillons ont été analysés. Le premier (GM-92-135) est une enclave composite associant une dunitite (type I β) et un filon de webstérite (type IIa), d'environ 4 cm d'épaisseur. Le coeur du filon est une webstérite à olivine et la zone de contact avec la dunitite est constituée par un niveau webstéritique, d'environ un centimètre, dépourvu d'olivine et souligné par de grands cristaux de pyroxènes (\approx 5 mm). Le second échantillon (GM-92-98) est constitué d'un mince filon de webstérite (environ 5 mm de largeur) qui recoupe une dunitite (type I β).

Les phases minérales des dunitites (Ol+Cpx+Sp \pm Opx), de la webstérite à olivine (GM-92-135 ; Ol+Cpx+Opx+Sp) et de la webstérite (GM-92-98 ; Cpx-Opx-Sp) sont similaires à celles de leurs équivalents dans les enclaves de type I β pour les dunitites, et de type IIa pour les webstérites (\pm Ol - figures 71, 72 et 75).

Ces analogies avec les enclaves de référence sont toutefois perturbées par des interactions chimiques entre l'encaissant dunitique et le magma basaltique qui est à l'origine des webstérites. En effet :

- Dans l'échantillon GM-92-135, le clinopyroxène de la zone de contact (webstérite sans olivine) a une composition intermédiaire entre celui de la dunitite et celui de la webstérite à olivine. De plus, il est zoné, avec une bordure moins alumineuse (figure 71) et un peu plus magnésienne que le coeur du cristal. Le spinelle des webstérites est un pléonaste chromifère qui s'enrichit en magnésium et s'appauvrit en chrome dans la zone de contact sans olivine (figure 75).

- Dans l'échantillon GM-92-98, l'Opx de la dunitite, situé près du contact, a des teneurs en chrome et en aluminium proches de celles des Opx de la webstérite. Le spinelle de la dunitite réagit également en s'enrichissant en aluminium et en magnésium et en s'appauvrissant en chrome à l'approche de ce contact (figure 75). Cette zonation intrafilonienne, associée probablement à un contrôle chimique et thermique de l'encaissant péridotitique, a déjà été signalé dans de nombreux gisements mantelliques (Irving, 1980 ; Cottin, 1984).

c) - Type I β / Type III

Quelques enclaves composites regroupent des dunites (Type I β : Ol+Sp \pm Cpx) recoupées par des filons de clinopyroxénite à phlogopite (Type III : Cpx+Phlog).

Comme dans les cas précédents, la dunitite possède des minéraux comparables à ceux de ses homologues de type I β (figures 71, 72 et 75). Il en est de même de la clinopyroxénite à phlogopite : comparable au type III bien que le mica soit un peu plus magnésien et chromifère (figure 70). Cette enclave présente, comme les précédentes, des marques d'une interaction entre l'encaissant dunitique et le filon d'origine magmatique :

- Dans la dunitite, le clinopyroxène, augite magnésienne au coeur, s'enrichit en calcium et devient du diopside en périphérie (figure 71). Le spinelle s'appauvrit en magnésium et s'enrichit en chrome et en titane au contact du filon pyroxénique. Du phlogopite enfin apparaît à proximité du filon. Il est plus chromifère que celui qui est situé au centre du filon (figure 70).

- Dans la clinopyroxénite à phlogopite le clinopyroxène s'enrichit en aluminium dans les bordures des cristaux et, au contact même entre les deux faciès, sa composition est intermédiaire entre celles des cristaux de la pyroxénite et de la dunitite.

d) - Type IIa / Type IIb

Nous n'avons trouvé qu'une seule enclave composite, associant une wehrlite (type IIa : Ol+Cpx+Sp) et une clinopyroxénite (type IIb : Cpx+Opx+Sp+Ilm). Il s'agit de l'échantillon MG-91-26, du gisement du Dôme Rouge.

Dans la wehrlite, les minéraux sont comparables à ceux des faciès équivalents de type IIa (figures 71, 72 et 75). Ils présentent cependant des variations liées à la proximité de la clinopyroxénite. Ainsi, l'olivine, qui est un peu moins magnésienne au coeur qu'en bordure des cristaux, s'appauvrit en Ni et en Mg à l'approche de la clinopyroxénite. Le clinopyroxène s'enrichit en Ti, Al et Na et le spinelle en Ti et Fe³⁺.

La clinopyroxénite a également des minéraux comparables à ceux des enclaves de même type (IIb), bien que le clinopyroxène soit sensiblement plus riche en titane et l'ilménite en Mg et Cr (figure 71, 72, 73 et 75). On retiendra aussi que les pyroxènes (Cpx et Opx) ont des bordures plus magnésiennes et alumineuses que leurs coeurs et, pour les Cpx, une évolution inverse de celle observée dans la wehrlite, c'est à dire un léger appauvrissement en Ti et Na vers les bordures.

L'existence d'une enclave composite de type wehrlite (IIa) / clinopyroxénite (IIb) démontre que certaines roches de ces deux grandes suites d'enclaves sont issues des mêmes niveaux lithosphériques.

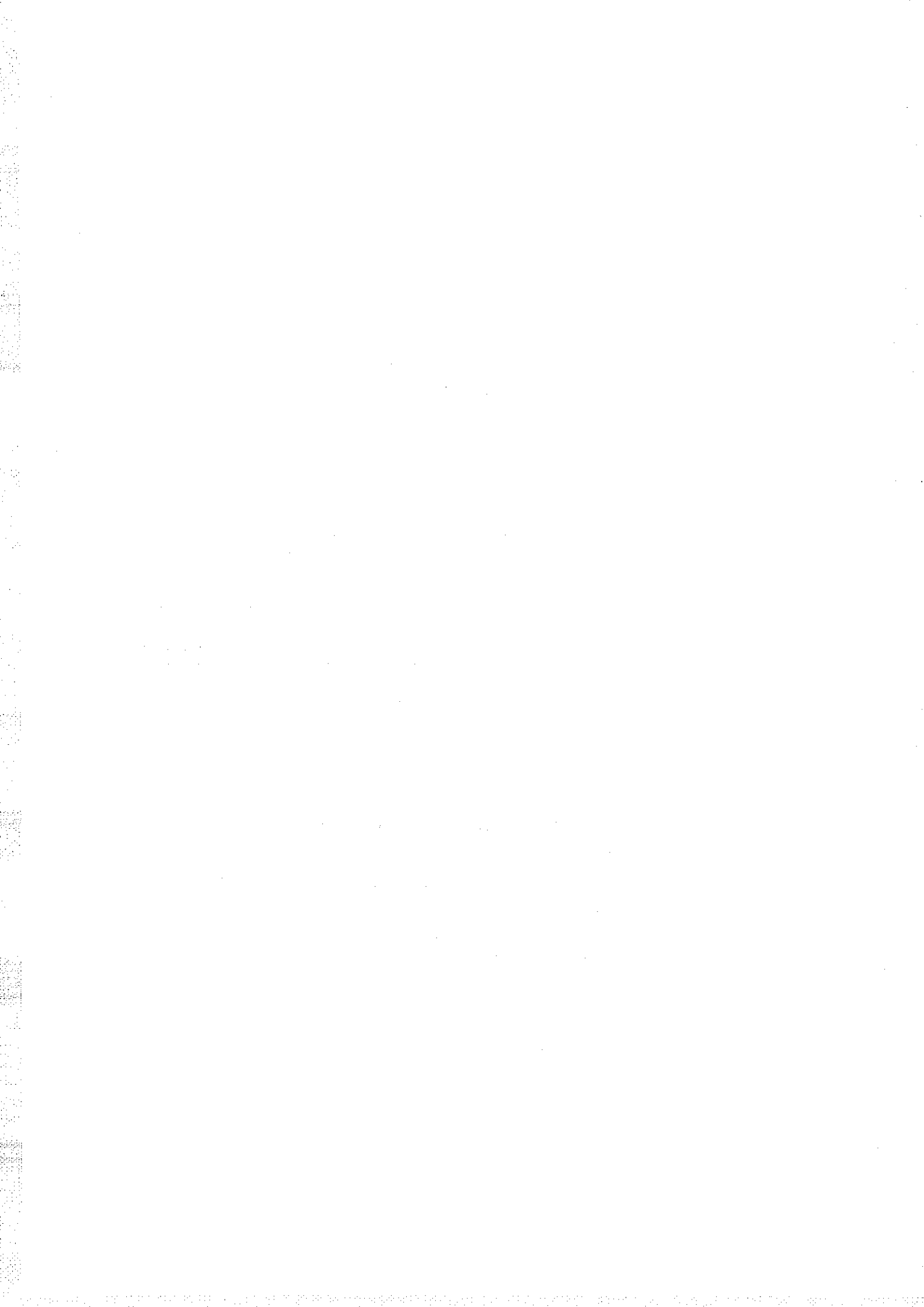
e) - Conclusion:

Les enclaves composites traduisent l'existence d'un cortège filonien diversifié dans la lithosphère profonde des îles Kerguelen.

Les évolutions chimico-minéralogiques observées dans les dunités au voisinage des filons qui les traversent, et dans ces mêmes filons lorsque l'on se rapproche du contact, reflètent des échanges liquide-solide (interaction) ou solide-solide (diffusion) qui témoignent de déséquilibres chimiques et/ou thermiques entre filon et encaissant (Boivin, 1982). Il s'agit principalement de migrations de Cr et Mg vers les filons et de Fe, Ti et alcalins vers les dunités (voir Lorand, 1983 ; Bodinier *et al.*, 1987).

La présence de ces filons de hornblendites à ilménite, de webstérites (type IIa) et de clinopyroxénites à phlogopite (type III) dans les dunités permet d'envisager que ces filons se sont mis en place dans le manteau supérieur et/ou à l'interface croûte-manteau et que les magmas parents de ces filons proviennent de niveaux sensiblement plus profonds.

Les compositions de certains minéraux, comme la phlogopite de la clinopyroxénite, ou l'amphibole qui constitue les hornblendites à ilménite, impliquent la circulation de magmas hydratés riches en alcalins, en titane et en aluminium dans cette lithosphère profonde. On ne peut s'empêcher de relier ces caractères au magmatisme alcalin qui a fourni l'essentiel des affleurements actuels, plutoniques et volcaniques (Giret, 1983 ; Beaux, 1984 ; Gautier, 1987, Weis, 1992).



Chapitre 5 :

QUANTIFICATION DES CONDITIONS THERMOBAROMETRIQUES (P, T) et DOMAINES DE STABILITE DES PARAGENESES MINERALES DES ENCLAVES DE TYPE I ET II

- Géothermobarométrie des enclaves de type I
- Géothermobarométrie des enclaves de type II
- Etude des associations réactionnelles et champ de stabilité des assemblages
minéralogiques des enclaves de type IIa
- Discussion



I - Géothermobarométrie des enclaves de type I

1) - Les difficultés de l'approche géothermobarométrique

Nous avons vu qu'au moment de leur prélèvement par la lave, les enclaves de type I de Kerguelen étaient toutes rééquilibrées dans le champ de stabilité des "péridotites à spinelle". Ceci exclu l'utilisation des géobaromètres classiques basés essentiellement sur les teneurs en Al_2O_3 des pyroxènes (Mercier, 1976, 1980 ; Wood et Banno, 1973 ; Gasparik, 1984). En effet, Danckwerth et Newton (1978) ont montré que la solubilité de l' Al_2O_3 dans l'orthopyroxène est dépendante des compositions de l'olivine et du spinelle coexistants. Dans ce cas, la répartition du Cr_2O_3 et de l' Al_2O_3 doit être prise en compte et l'on ne peut utiliser séparément l' Al_2O_3 de l'orthopyroxène pour estimer la pression (Frey et Prinz, 1978). Berger (1981) et Podvin (1983) vont dans le même sens puisqu'ils considèrent qu'aucun géobaromètre ne peut convenir aux péridotites rééquilibrées dans le domaine des péridotites à spinelle.

En ce qui concerne les géothermomètres, les modélisations ont été établies, dans le cas des péridotites, soit avec les différentes phases minérales présentes dans la roche en faisant intervenir les équilibres possibles (Opx-Cpx ; Ol-Sp ; Ol-Opx ; Opx-sp), soit avec les proportions des éléments dans une phase minérale donnée (solution solide du spinelle, solubilité de l' Al_2O_3 dans les pyroxènes par exemple). Les modélisations utilisent le plus souvent les constituants majeurs des minéraux, certaines font aussi appel aux éléments traces.

Ces méthodes nombreuses appliquées à un même échantillon, peuvent être confrontées l'une avec l'autre. Cependant, des difficultés apparaissent dans leurs applications. Elles sont liées à des facteurs expérimentaux comme leurs calibrations, les données thermodynamiques utilisées, les descriptions des équilibres pris en compte (simplification), ou encore comme le dosage de certains éléments (le nickel par exemple). Elles ont aussi des causes naturelles comme les variations chimiques que l'on peut attribuer à l'origine magmatique, au degré de rééquilibrage subsolidus, ou encore à la granulométrie comme dans le cas des spinelles (Ozawa, 1983). Les conditions idéales se rencontrent lorsque l'on peut se caler sur des systèmes expérimentaux. Cela n'est pas fréquent puisque souvent les résultats expérimentaux sont difficilement applicables aux systèmes naturels. Il existe même des exemples où des études expérimentales aboutissent à des résultats contradictoires. Celui de la solubilité de l' Al_2O_3 pour les conditions définies par le domaine de stabilité du spinelle en est une bonne illustration ; pour Mc Gregor (1970) cette solubilité diminue lorsque que la pression augmente, tandis que Presnall (1976) et Danckwerth et Newton (1978) proposent une relation inverse.

Enfin, il faut signaler que le recours à la géothermométrie n'est satisfaisant que dans le cas où les équilibres impliqués ont été atteints puis figés. Or la cinétique des équilibres entre olivine, pyroxènes et spinelle est mal connue. Il est donc difficile de montrer si l'équilibre a été atteint puis figé dans un échantillon. Dans la plupart des cas, on peut au contraire détecter des déséquilibres qui se traduisent par l'existence de zonations dans les pyroxènes et les spinelles (Witt et Seck, 1987 ; Dautria et Giraud, 1986), ou par la coexistence de deux générations de clinopyroxène de compositions différentes (Conquéré et Fabriès, 1984). La signification pétrologique des résultats obtenus va donc dépendre du choix des équilibres pris en compte, et de la signification des zones cristallines sélectionnées.

Il convient donc en premier lieu de définir les géothermomètres qui ont été utilisés pour cette étude.

Le couple Orthopyroxène-Clinopyroxène :

C'est l'étude de l'équilibre entre Opx et Cpx qui a fourni les premiers géothermomètres en se basant sur le solvus qui existe entre l'enstatite et le diopside. Il apparaît cependant que la complexité des solutions solides des pyroxènes ne permet pas encore l'établissement d'un modèle satisfaisant. Les auteurs ont recouru à des facteurs empiriques pour aligner leurs résultats sur les données expérimentales. Ces démarches sont liées aux nombreuses ambiguïtés qui concernent principalement :

- la formulation de l'activité des pôles magnésiens dans les deux pyroxènes ;
- l'influence de la pression ;
- l'influence de certains éléments qui peuvent entrer en quantité notable dans la composition des pyroxènes (aluminium, fer, sodium, chrome).

Parmi l'ensemble des géothermomètres pyroxéniques applicables aux péridotites à spinelle, deux ont été utilisés pour les enclaves de type I de Kerguelen : le géothermomètre classique de Wells (1977) et celui, plus récent de Bertrand et Mercier (1987).

** Le géothermomètre de Wells (1977)*

L'Opx et le Cpx sont assimilés à des solutions solides idéales et les activités du pôle enstatite s'écrivent :

$$a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Cpx}} = (X_{\text{Mg}}^{\text{Cpx}})^2 \quad \text{et} \quad a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Opx}} = (X_{\text{Mg}}^{\text{Opx}})^2$$

Les cations Ca^{2+} , Na^+ et Mn^{2+} occupent les sites octaédriques M2, les cations Al^{3+} , Cr^{3+} , Fe^{3+} et Ti^{4+} les sites tétraédriques M1 et les cations Fe^{2+} et Mg^{2+} se répartissent dans ces deux sites, de telle sorte que le rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ dans chacun des sites soit égal à ce même rapport dans le pyroxène global.

$$\text{Il en résulte : } a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Px}} = [\text{Mg} / (\text{Ca} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Na} + \text{Mg})]_{\text{M2}} \\ \times [\text{Mg} / (\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Al} + \text{Ti} + \text{Cr} + \text{Mg})]_{\text{M1}}$$

La température s'exprime par la relation :

$$T(^{\circ}\text{K}) = 7341 / (2,44 X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} + 3,355 - \text{Ln } K)$$

avec $K = a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Cpx}} / a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Opx}}$ et $X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} = \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$

* *Le géothermomètre de Bertrand et Mercier (1986)*

L'équation qui donne la température est la suivante :

$$T(^{\circ}\text{K}) = [36273 + 399 P \text{ (GPa)}] / [19,31 - 8,14 \text{ Ln } K - 12,15 (\text{Ca}_{\text{Cpx}}^*)^2]$$

où $K = (1 - \text{Ca}_{\text{Cpx}}^*) / (1 - \text{Ca}_{\text{Opx}}^*)$

avec $\text{Ca}_{\text{Opx}}^* = (\text{Ca} / 1 - \text{Na})$ et

$$\text{Ca}_{\text{Cpx}}^* = (\text{Ca} / 1 - \text{Na}) + [10^{-3} T - 0,77](\text{Fe} / \text{Mg} + \text{Fe})$$

La température calculée dépend très peu de la pression.

* *Le géothermomètre orthopyroxène-spinelle de Bertrand et al. (1987) :*

$$T(^{\circ}\text{K}) = [28623 + 515,9 P \text{ (GPa)}] / (13,93 - 8,314 \text{ Ln } K)$$

$$K = \text{Al}_{\text{Opx}}^* / (1 - \text{Al}_{\text{Opx}}^*)$$

avec $\text{Al}_{\text{Opx}}^* = (\text{Al} + \text{Cr} - \text{Na})_{\text{Opx}} / [\text{Al} / (\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+})]_{\text{Sp}}$. L'effet de la

pression est également faible dans ce cas.

* *Le géothermomètre olivine-spinelle de Fabriès (1979) :*

L'équation de la température proposée par Fabriès s'exprime ainsi :

$$T(^{\circ}\text{K}) = (4250 Y_{\text{Cr}}^{\text{Sp}} + 1343) / (\text{Ln } K_{\text{D}}^0 + 1,825 Y_{\text{Cr}}^{\text{Sp}} + 0,571)$$

avec $\text{Ln } K_{\text{D}}^0 = \text{Ln} [(X_{\text{Mg}}^{\text{Ol}} \times X_{\text{Fe}}^{\text{Sp}}) / (X_{\text{Fe}}^{\text{Ol}} \times X_{\text{Mg}}^{\text{Sp}})] - 4Y_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{Sp}}$

et $Y_i^{\text{Sp}} = i / (\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$ avec $i = \text{Cr}$ ou Fe^{3+}

Cette formulation ne s'applique qu'aux systèmes dans lesquels :

$$Y_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{Sp}} < 0,05, Y_{\text{Cr}}^{\text{Sp}} < 0,5 \text{ et } X_{\text{Mg}}^{\text{Ol}} \approx 0,90 \pm 0,02$$

Dans le cas des enclaves des îles Kerguelen, cette méthode pourra être utilisée pour les enclaves de type Ia.1 (harzburgites "C") et pour quelques enclaves de type Ia.2 (harzburgites "P") et de type Ib (dunites).

2) - Estimation des températures d'équilibre

Les mesures faites à la microsonde électronique ont montré que dans la plupart des enclaves de type I des îles Kerguelen les minéraux sont peu ou pas zonés. De plus, la grande majorité de ces enclaves présentent des textures de type à grains grossiers. Ces caractères excluent presque totalement la possibilité d'étudier l'évolution de la température de rééquilibration d'un même minéral et la variation de température liée aux différents types texturaux. Ils laissent en revanche la possibilité d'estimer les températures d'acquisition des équilibres minéraux observés, ce qui permet de mettre en évidence les épisodes de refroidissement ou de réchauffement. Ceci est possible grâce à l'utilisation de différents géothermomètres qui exploitent des équilibres à cinétiques différentes.

Considérons par exemple le couple olivine-spinelle et les couples Opx-Sp et Opx-Cpx. Le premier est très sensible aux variations thermiques et il se rééquilibre très rapidement (Lehman, 1983 ; Osawa, 1983) lors d'épisodes de réchauffement, comme la prise en charge par un magma, ou de refroidissement de la lave-hôte (Berger et Gélugue, 1987 ; Weber, 1991). Il permet donc d'appréhender des évènements thermiques associés aux mécanismes magmatiques qui véhiculent les enclaves⁽¹⁾. Les deux autres couples, Opx-Sp et Opx-Cpx, ont une très longue période de remise à l'équilibre et ils ne sont pas affectés par les évènements magmatiques brefs ; aussi peut-on considérer que les compositions des coeurs des cristaux reflètent l'état thermique de la lithosphère où se trouvait l'enclave avant sa prise en charge par le magma (Dautria, 1988 ; Cabanes, 1989 ; Weber, 1991).

a) - les enclaves de type I α -1 (harzburgite "C" - tableau 8)

Si l'on se réfère au géothermomètre pyroxénique de Wells (1977), les coeurs des pyroxènes des harzburgites de type I α .1 sont (re)équilibrés à des températures comprises entre 940 °C et 1010°C tandis que le géothermomètre de Bertrand et Mercier (1986) fournit, selon les échantillons, des températures inférieures de 50 à 150°C. Seul l'échantillon MG-91-8 (texture à grains grossiers), qui témoigne des températures les plus élevées (> 1000 °C), ne diffère pas d'une modélisation à l'autre. Le géothermomètre de Bertrand et Mercier (1986) met par ailleurs en évidence une augmentation de température de plus de 100°C vers la bordure des pyroxènes de l'échantillon MG-91-172 (texture à grains grossiers). Le géothermomètre Opx-Sp de Bertrand *et al.* (1988) fournit, à l'exception d'un l'échantillon [OVRK 148 (texture à grains grossiers : $T_{\text{Opx-Sp}} = 960-980$ °C)], les températures les plus faibles (800-920 °C). Les températures des coeurs de cristaux ont été calculées avec le géothermomètre Ol-Sp de Fabriès (1979) et elles sont comprises entre 900 °C et 1000° C. On remarquera que pour un même matériel, ce géothermomètre fournit des températures plus faibles que celles obtenues avec la calibration Cpx-Opx de Wells (1977).

b) - les enclaves de type I α -2 (harzburgite "P" - tableau 9)

Le géothermomètre Ol-Sp (Fabriès, 1979) n'a pu être appliqué qu'à deux échantillons de cette série car les autres sortent du domaine d'application de cette méthode ($Y_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{Sp}} > 0,05$). Les deux échantillons testés donnent, respectivement des températures de 930 °C et de 970 °C, similaires à celles obtenues pour les harzburgites "C".

(1) : Pour certains auteurs, le thermomètre Ol-Sp peut tout de même refléter les conditions de température qui existaient au moment de l'échantillonnage de l'enclave par la lave ascendante (Dautria, 1988 ; Cabanes, 1989)

Harzburgites "C"

	Ol-Sp Fabriès (1979)		Opx-Cpx Wells (1977)		Opx-Cpx Bertrand et Mercier (1986)		Opx-Sp Bertrand et al. (1988)	
	co	bo	co	bo	co (0,8 GPa)	bo (1,6GPa)	co (0,8 GPa)	bo (1,6GPa)
MG-91-8 (Gr. Gr.)	985		1010		1000	-	890	905
DR 2 (Gr. Gr.)	905-975					-	865-905	880-920
MG-91-172 (Gr. Gr.)	950	930	1000	995	840	970	800	815
OVRK 148 (Gr. Gr.)	925		980		920	930	960	980
GM-92-COUI (Gr. Gr.)	910	1000	960	945	880	855	825	840
MG-91-38 (Interm.)	940-945		970-980		930	940	870	885
DR 4 (Interm.)	905-930		945-990		890-940	900-950	825-890	840-905

Tableau 8 : Données thermométriques
des enclaves de type Ia.1

Harzburgites "P"

	Ol-Sp Fabriès (1979)		Opx-Cpx Wells (1977)		Opx-Cpx Bertrand et Mercier (1986)		Opx-Sp Bertrand et al. (1988)	
	co	bo	co	bo	co (0,8 GPa)	bo (1,6GPa)	co (0,8 GPa)	bo (1,6GPa)
MG-91-216 (Interm.)	980		1030-1040		1100	-	1000	1040
TRI 3 (Interm.)	-		1070-1075		1110-1140	1115	935	985
GM-92-512 (Gr. Gr.)	930		1035-1100	1015	1065-1120	1120-1150	980	935
GM-92-493 (Gr. Gr.)	-		1045	1045	1110	1080-1135	985	995
GM-92-514 (Gr. Gr.)	-		1030	1045	1075	1100	955	965

Tableau 9 : Données thermométriques
des enclaves de type Ia.2

Type Ib : Dunités

	Ol-Sp Fabriès (1979)		Opx-Cpx Wells (1977)		Opx-Cpx Bertrand et Mercier (1986)		Opx-Sp Bertrand et al. (1988)	
	co	bo	co	bo	co (0,8 GPa)	bo (1,6GPa)	co (0,8 GPa)	bo (1,6GPa)
DR 15.6 (Gr. Gr.)	870-915					-		
DR 8.2 (Gr. Gr.)	875-905					-		
GM-92-286 (Gr. Gr.)	905					-		
MG-91-40 (Interm.)	890	945	960-965		925-935	935-945	795-840	810-855
MG-91-46A (Interm.)	1010-1050		1030-1045		1070	1085	1070	1090

Tableau 10 : Données thermométriques
des enclaves de type Ib

Gr. Gr. : texture à grains grossiers
Interm. : texture intermédiaire
co : coeur des cristaux
bo : bord des cristaux

En revanche, les trois autres calibrations qui font intervenir les pyroxènes, donnent des températures supérieures pour les coeurs des cristaux :

- de 1030 °C à 1100 °C avec le thermomètre de Wells (1977)
- de 1020 °C à 1150 °C avec le thermomètre de Bertrand et Mercier (1986)
- et de 930 °C à 1000°C avec celui de Bertrand *et al.* (1988).

Les évolutions de la température entre le coeur et la bordure des cristaux varient d'un échantillon à l'autre. Elles peuvent être nulles ou bien montrer une diminution de température d'environ 50 à 70 °C.

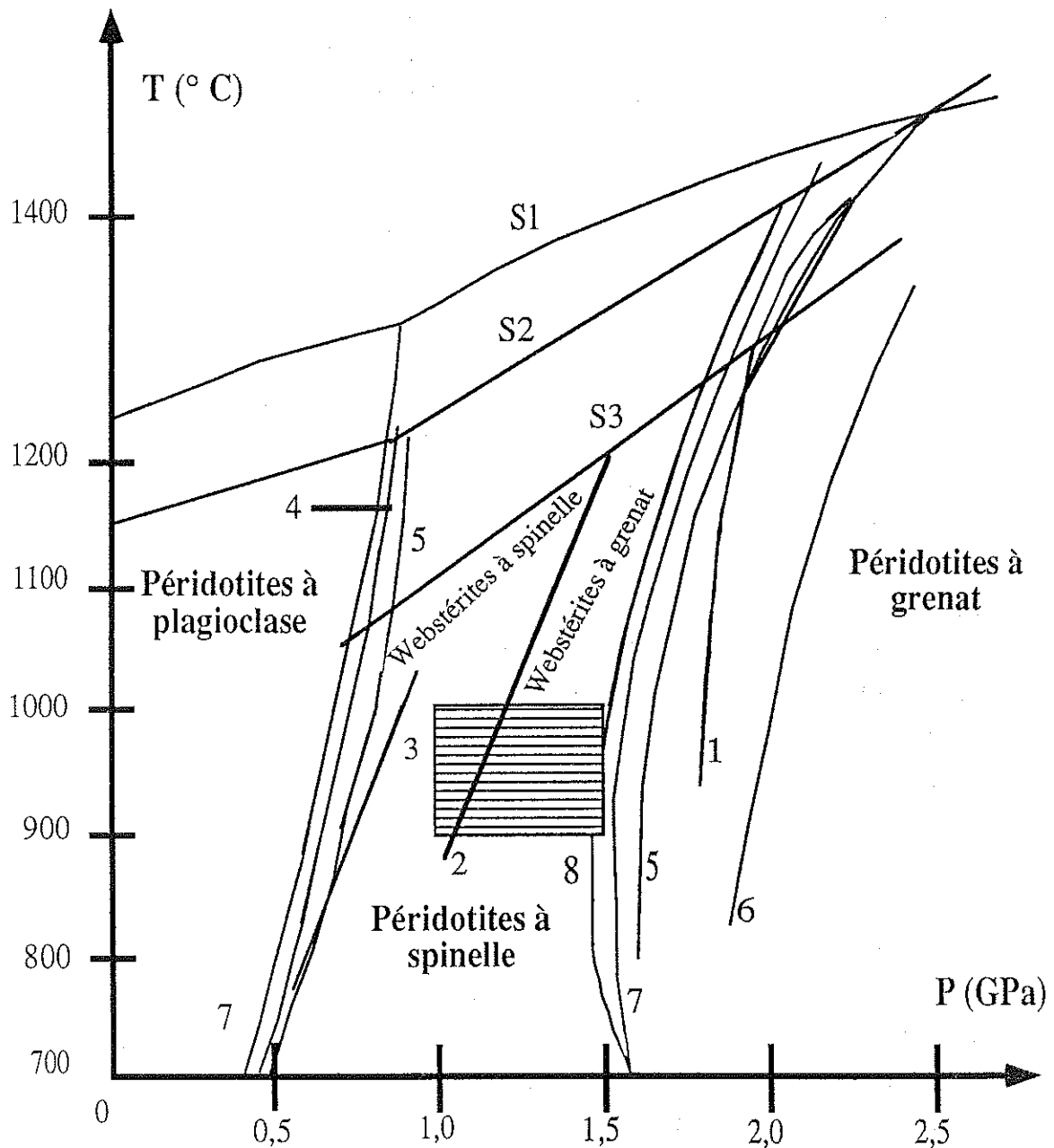
c) - les enclaves de type IB (dunite - tableau 10)

Les températures, que donne le thermomètre de Fabriès (1979), sont comprises entre 870 à 910 °C. On observe un légère diminution (≈ 60 °C) en bordure des cristaux de l'échantillon MG-91-40. A l'exception d'un échantillon (MG-91-46A, texture intermédiaire) qui donne une même température avec tous les thermomètres testés, cet ensemble de roches confirme les variations d'un géothermomètre à l'autre observées avec les harzburgites de type Ia.1. Le thermomètre de Wells (1977) donne les valeurs les plus élevées ($T_{\text{Opx-Cpx}} \approx 960$ °C), celui de Bertrand et Mercier (1986) est intermédiaire (20 °C de moins que le précédent), et celui de Bertrand *et al.* (1988) donne les valeurs les plus faibles : $T_{\text{Opx-Sp}}$ de 790 °C à 850 °C.

3) - Estimation des pressions d'équilibre

Il n'existe pas encore de géobaromètres fiables, dans le domaine de stabilité des péridotites à spinelle. Cela nous a conduit à estimer les pressions d'équilibre de ces enclaves à partir des travaux expérimentaux sur des systèmes simples (MAS, CMAS...) ou naturels qui permettent de délimiter approximativement le champ de stabilité du faciès des "lherzolites à spinelle" (figure 78). Ce domaine varie peu, selon les auteurs, puisqu'il se situe entre 0,6-0,8 GPa et 1,5-1,6 GPa à 900 °C et entre 0,7-0,9 GPa et 1,6-1,7 GPa à 1100 °C (Ringwood, 1975 ; Obata, 1976 ; Herzberg, 1978 ; Gasparik, 1984), bien que pour Perkins *et al.* (1981) il pourrait s'étendre jusqu'à plus de 0,2 GPa à 1100°C (figure 78). On retiendra cependant que des études expérimentales dans le système MASCr (Wood, 1978 ; Webb et Wood, 1986), tout comme l'approche théorique de Chatterjee et Terhart (1985), ont démontré qu'une augmentation du rapport Cr/Cr+Al de 0,1 à 0,7 provoque un élargissement de 0,28 GPa de ce champ vers les hautes pressions dans l'intervalle de température considéré.

Une autre approche, également approximative, consiste à replacer les températures de rééquilibrage calculées le long de différents géothermes (Subcontinental, Sub-océanique, Rift) établis par Mercier et Carter (1975). Dans le cas des harzburgites de type Ia.1 qui, rappelons le, ont les mêmes caractères



Solidus : S1 (Presnall, 1976 - CMAS)
 S2 (Green et Ringwood, 1967 et Kornprobst, 1970)
 S3 (webstérite à Sp-Gt R 394 d'Irving, 1974)

Transition péridotites à spinelle - péridotites à grenat :
 1 (O'Hara et al., 1971 - CMAS) ; 5 (Herzberg, 1978 - CMAS) ; 6 (Perkins *et al.*, 1981 - MAS)
 7 (Gasparik, 1984 - CMAS) ; 8 (Wood et Holloway, 1984 - CMAS)

Transition péridotites à spinelle - péridotites à plagioclase :
 3 (Ringwood, 1975) ; 4 (Obata, 1976 - CMAS) ; 5 (Herzberg, 1978 - CMAS)
 7 (Gasparik, 1984 - CMAS)

Transition webstérites à spinelle - webstérites à grenat : 2 (Irving, 1974)

Figure 78: domaines de stabilité P-T des différents faciès péridotitiques et webstéritiques

pétrographiques et minéralogiques que les enclaves de type I de Frey et Prinz (1978) représentant des témoins du manteau supérieur, l'intervalle de température mesuré va de 900 à 1000 °C. Placées sur le géotherme océanique ou sur celui des rifts continentaux, ces températures correspondent à des pressions comprises entre 1,0 et 1,5 GPa (\approx 35 à 50 Km de profondeur)

II - Géothermobarométrie des enclaves de type II :

1) - Opportunités

a) - Géothermomètres

Les minéraux des enclaves de type II des îles Kerguelen permettent l'utilisation des géothermomètres "classiques" basés sur des réactions d'échange Fe-Mg entre les couples de minéraux Cpx-Gt et Ol-Sp. Lorsque l'orthopyroxène est présent, on peut aussi utiliser les géothermomètres Opx-Gt et Opx-Cpx.

Au chapitre précédent, nous avons vu que dans un échantillon, les différents habitus d'une même phase minérale (équant, coronitique ou symplectitique) ont des compositions chimiques peu différentes, notamment en ce qui concerne les proportions de fer et de magnésium. Nous avons vu également que les minéraux ferromagnésiens (Cpx, Opx, Sp, Ol, Gt) sont peu ou pas zonés. Il est donc clair qu'il y a eu rééquilibrage et il est donc tout à fait raisonnable d'appliquer les différents géothermobaromètres qui nous conduiront aux conditions P-T de cette étape. Ce rééquilibrage oblitère les événements thermiques antérieurs et il correspond dans la plupart des cas aux dernières conditions P-T auxquelles ont été soumises les roches avant leur remontée par la lave.

Quand cela était possible, nous avons utilisé les mêmes calibrations que pour les enclaves de type I : Ol-Sp (Fabriès, 1979), Opx-Cpx (Wells, 1977 ; Bertrand et Mercier, 1986) et Opx-Sp (Bertrand *et al.*, 1988)

Les thermomètres de Bertrand et Mercier (1986) et de Bertrand *et al.* (1988), calibrés pour les péridotites, n'ont donc été utilisés ici que pour les enclaves ultrabasiques de type IIa (wehrlite, lherzolite et webstérite à olivine).

Quand les associations minérales le permettaient, nous avons appliqué le géothermomètre Cpx-Gt, qui est certainement l'un des plus classiques et des plus utilisés pour les roches orthodérivées, basiques et ultrabasiques. Ce géothermomètre a été l'objet de plusieurs calibrations depuis les travaux précurseurs de Raheim et Green (1974). La calibration d'Ellis et Green (1979) semble être la plus précise. Elle tient compte de l'influence du calcium, en faisant intervenir sa fraction molaire dans le grenat.

La relation qui donne la température est la suivante :

$$T = [3104 X_{Ca}^{Gt} + 3030 + 10,86 \times P] / [\text{Ln } K_D + 1,9034]$$

$$\text{avec } X_{Ca}^{Gt} = \text{Ca} / \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} \text{ et } K_D = [X_{Fe}^{Gt} \times X_{Mg}^{Cpx}] / [X_{Mg}^{Gt} \times X_{Fe}^{Cpx}],$$

P en Kb, T en degrés Kelvin.

Bien que ce thermomètre soit largement utilisé, il nécessite quelques précautions. En effet il devient imprécis dans le cas des grenats manganésifères et des clinopyroxènes sodiques (Johnson *et al.*, 1983) ; ce n'est toutefois pas le cas ici pour les enclaves de type II. Le rôle du Fe³⁺ est plus important et, si l'on suit Fabriès (1984), sa méconnaissance est une source d'erreur importante. En revanche, Johnson *et al.* (1983) estiment qu'il a peu d'influence sur les températures obtenues. Pour nos calculs, le fer est sous la forme de FeO. Retenons aussi que des travaux récents ont remis en question l'utilisation de ce thermomètre dans le cas des clinopyroxènes alumineux. En effet, ils ont montré que l'Al^{IV} du Cpx, et le Ca du grenat, ont une influence sur la répartition du Fe et du Mg entre le Cpx et le Gt, ce qui n'est pas pris en compte par l'expression thermométrique (Kornprobst *et al.*, 1990 ; Alaoui, 1992).

La présence de couples Opx-Gt dans certaines enclaves de type II offre des approches thermométriques basées sur les échanges Fe-Mg et Ca-Mg.

- échange Fe-Mg : deux calibrations qui s'appliquent à ce couple de minéraux ont été proposées par Harley et par Sen et Bhattacharya en 1984. Nous avons utilisé ici celle de Harley (1984a) car elle a été testée sur des granulites et des lherzolites plus magnésiennes que les charnockites qui ont servi à la calibration de Sen et Bhattacharya (1984).

L'expression du thermomètre de Harley est :

$$T = [3,740 + 1,4 \times X_{Ca}^{Gt} + 22,86 P] / [1,9872 \times \text{Ln } K_d + 1,96]$$

avec $X_{Ca}^{Gt} = \text{Ca} / \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}$ et $K_d = (\text{Fe}/\text{Mg})^{Gt} / (\text{Fe}/\text{Mg})^{Opx}$, P en Kb, T en degrés Kelvin.

- échange Ca-Mg (Powell, 1978b) : ce thermomètre ne peut s'appliquer aux assemblages des enclaves de type II des îles Kerguelen car le Ca est en trop faible quantité dans l'orthopyroxène pour que sa variation y soit significative.

b) - Géobaromètres

L'estimation de la pression peut être faite avec le couple Opx-Gt qui apporte des informations barométriques basées sur la solubilité de l'aluminium dans l'orthopyroxène (Wood et Banno, 1973 ; Wood, 1974 ; Perkins et Newton, 1980 ; Harley et Green, 1982 ; Harley, 1984b). Ici, nous utiliserons les calibrations de Harley et Green (1982) et de Harley (1984b) qui font intervenir la teneur en aluminium dans le site M1 du pyroxène ainsi que la distribution du fer et du magnésium entre l'Opx et le grenat.

L'expression de la pression définie d'après la calibration de Harley et Green (1982) est la suivante :

$$P = 1/\Delta V_r [(R \text{ Ln } K - 2,93)T + 5,65 + 5,157 (1 - X_{Al}^{M1})(1 - 2X_{Al}^{M1})X_{Fe}^{Opx} - 6,3[X_{Ca}^{Gt} \times X_{Fe}^{Gt} + (X_{Ca}^{Gt})^2]$$

$$\text{où } K = [X_{Al}^{M1} (1 - X_{Al}^{M1}) / (1 - X_{Ca}^{Gt})^3]$$

$$\text{et } \Delta V_r = - [183,3 + 178,98 (X_{Al}^{M1} (1 - X_{Al}^{M1}))] \text{ cal.Kbar}^{-1}, \Delta V_r = \text{changement}$$

de volume de la réaction $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 + \text{MgAl}_2\text{SiO}_6 \rightarrow \text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$. P en Kb et T en degrés Kelvin, erreur sur P = ± 1 Kb

Une autre expression de la pression, avec ce couple minéral a été proposée par Harley (1984b) :

$$P = 1 / 206,74 [RT \ln K_2 + T(0,15 + 0,001507(T - 970)) - 2467 - (2458(1000 / T) - 1261)(2X_{\text{Opx}}^{\text{Fe}})^2 - (3525(1000 / T) - 1667)(1 - 2X_{\text{Mg}}^{\text{Opx}}(1 - X_{\text{Al}}^{\text{M1}})(1 - X_{\text{Mg}}^{\text{Opx}})(1 - X_{\text{Al}}^{\text{M1}}) - (4,75T - 6680)(2(1 - X_{\text{Mg}}^{\text{Opx}})(1 - X_{\text{Al}}^{\text{M1}}) + 920((1 - 2X_{\text{Al}}^{\text{M1}})(1 - X_{\text{Al}}^{\text{M1}})(1 - X_{\text{Mg}}^{\text{Opx}}) + (5436 - 2,45T) (1 - X_{\text{Mg}}^{\text{Opx}})(X_{\text{Mg}}^{\text{Opx}}(1 - X_{\text{Al}}^{\text{M1}}) + X_{\text{Al}}^{\text{M1}})) + 5700(X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}}(X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} + X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}}))]]$$

$$\text{avec } K_2 = (X_{\text{Mg}}^{\text{Gt}})^3 / (X_{\text{Mg}}^{\text{Opx}})^3 X_{\text{Al}}^{\text{M1}} (1 - X_{\text{Al}}^{\text{M1}})$$

$$X_{\text{Mg}}^{\text{Opx}} = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}), X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} = \text{Fe} / (\text{Mg} + \text{Fe}), X_{\text{Al}}^{\text{M1}} = \text{Al} / 2 \text{ (dans Opx)}$$

$$X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} = \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Fe} + \text{Mg}), X_{\text{Mg}}^{\text{Gt}} = \text{Mg} / (\text{Ca} + \text{Fe} + \text{Mg}), X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} = \text{Fe} / (\text{Ca} + \text{Fe} + \text{Mg})$$

T en degrés Kelvin, P en Kb, erreurs sur P = ± 2 Kb

Quelle que soit l'expression de P que l'on prenne en compte, ce géobaromètre devient très incertain lorsque les teneurs en Fe³⁺ et en Mn sont trop fortes et lorsque les teneurs en Cr du grenat sont élevées. L'imprécision augmente aussi quand l'Al de l'orthopyroxène est faible. Enfin, les erreurs sur P sont bien-sûr proportionnelles à celles sur la température (Harley et Green, 1982).

2) - Résultats

2.1) - Thermométrie

a) - Les enclaves ultrabasiques et intermédiaires de type IIa (tableaux 11 et 12)

Le géothermomètre de Wells (1977), indique que les coeurs des pyroxènes primaires des lherzolites, des webstérites à olivine et des webstérites à Ol-Pl ont été tous rééquilibrés entre 900 °C et 1000 °C, c'est à dire dans le même intervalle que pour les harzburgites de type Iα.1. Dans les webstérites à Ol-Pl, les pyroxènes réactionnels, symplectitiques et coronitiques, fournissent les mêmes températures. En revanche, dans la lherzolite à amphibole MG-91-109, ils donnent des températures plus faibles (T = 825 °C) que celles fournies par les coeurs des pyroxènes pœcilitiques (T = 900 °C) où l'on observe cependant aussi un refroidissement en bordure (T = 845 °C). Cela est confirmé par les thermomètres de Bertrand et Mercier (1986) et de Bertrand *et al.* (1988) bien que les températures qu'ils donnent soient inférieures à celles de Wells (1977). En effet, pour les coeurs des cristaux, les intervalles sont de 750 °C - 910 °C (Bertrand et Mercier, 1986) et de 770 °C - 900 °C (Bertrand *et al.*, 1988).

Ces résultats sont cohérents, mais ce n'est plus le cas avec le géothermomètre Ol-Sp (Fabriès, 1979) qui donne, selon les cas, des températures identiques, supérieures ou inférieures à celles fournies par le thermomètre de Wells (1977), avec des variations qui dépassent la centaine de degrés.

Type IIa : faciès UB

	Ol-Sp Fabrics (1979)		Opx-Cpx Wells (1977)		Opx-Cpx Bertrand et Mercier (1986)		Opx-Sp Bertrand et al (1988)	
	co	bo	co	bo	co 0,8 GPa	bo 1,6GPa	co (0,8 GPa)	bo (1,6GPa) bo
DR 5.1 (Lherz.)	-	-	900-940	-	750-770	760-780	870	885
MG-91-33 (Lherz.)	940	935	935	935	830	840	840	860
MG-91-109 (Lherz.)	-	845	900	845	770	780	770-780	790-800
MG-91-109* (Lherz.)	-	-	825	-	680	685	700	720
MG-91-19 (Lherz.)	-	990	980	990	870	905	850-890	870-900
GM-92-372 (Lherz.)	1005-1010	-	890	-	820	830	815	830
MG-91-104 (Lherz.)	850	-	940	-	910	920	800	810
DR 15.2 (Webst. à Ol)	-	-	900-930	-	830	865	875	880
DR 6.2 (Webst. à Ol)	-	-	950	-	835	845	845	860
MG-91-22 (Webst. à Ol)	-	-	940-970	-	870	890	880-900	895-915
GM-92-234 (Webst. à Ol)	-	-	960	-	890	900	860	880
MG-91-105 (Wehrllite)	-	970	-	-	890	900	835	850

* : Opx coronitique/Cpx symplectitique

Tableau 11 : données thermométriques des enclaves UB de type IIa

Lherz. : lherzolite Webst. à Ol : webstérite à olivine

Type IIa : webstérite à Ol-Pl

	Ol-Sp Fabrics (1979)		Opx-Cpx Wells (1977)	
	co	bo	co	bo
MG-91-21B	910	-	925	-
MG-91-21B*	-	-	950	915
MG-91-21B°	-	-	960	-
DR 12.2	-	920	930	-
MG-91-1	-	925-1000	955-970	-
MG-91-13	-	-	940-960	-

Tableau 12 : données thermométriques des webstérites à Ol + Pl (type IIa)

co : coeur des cristaux et bo : bord des cristaux

* : Opx coronitique/Cpx symplectitique

° : Opx et Cpx symplectitiques

b) - Les métagabbros à spinelle (type IIa - tableau 13 et 14)

Les différents thermomètres utilisés donnent des résultats très voisins. Dans les métagabbros à pyroxènes comme dans ceux à saphirine, on obtient de 860 à 960 °C avec le thermomètre de Wells (1977). Dans les métagabbros à grenat avec ou sans saphirine les résultats vont de 900 à 1000 °C pour le thermomètre de Wells (1977), de 890 à 975 °C avec le couple Opx-Gt à 0,8 GPa (Harley, 1984a), et de 910 à 980 °C avec le couple Cpx-Gt (Ellis et Green, 1979) qui par ailleurs fournit une température supérieure (1060 °C à 0,8 GPa) pour une symplectite à Cpx-Gt du métagabbro MG-91-121.

c) - Les enclaves de type IIb et IIc (tableaux 15 et 16)

Pour les clinopyroxénites à grenat et les métagabbros à Ilm + Sp (type IIb), les trois calibrations (Opx-Cpx ; Opx-Gt et Cpx-Gt) fournissent des résultats sensiblement différents, 830 à 910 °C pour la première, 860 °C à 1000 °C pour la seconde et $T > 1000$ °C pour la troisième⁽¹⁾. Cette dernière donne également des températures plus élevées dans le cas des métagabbros à ilménite (type IIc), mais les couples Opx-Cpx et Opx-Gt donnent dans ces roches des températures comparables ; 825 - 915 °C (Wells, 1977), 820 - 875 °C à 0,8 GPa (Harley, 1984a) et 915 - 1070 °C (Ellis et Green, 1979).

2.2) - Barométrie (tableau 17)

Les géobaromètres Opx-Gt de Harley et Green (1982) et de Harley (1984b) ont été établis dans le système CFMAS ($\text{CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$) avec des intervalles pression-température compris entre 800-1200 °C et 0,5-2,0 GPa pour le premier et entre 800-1200 °C et 0,5-3,0 GPa pour le second. Ils conviennent donc aux enclaves UB-B à Opx + Gt des îles Kerguelen. Bien que l'application de la méthode de Harley (1984b) donne toujours des pressions supérieures de 0,05 à 0,45 GPa à celles de Harley et Green (1982), nos résultats sont cohérents et l'on peut considérer que ces enclaves de type II à grenat ont été rééquilibrées à des pressions comprises entre 0,7 et 1,6 GPa pour des températures comprises entre 900 et 1000 °C (figure 79). Compte-tenu des compositions des phases minérales (cf chapitre minéralogie) et des températures de rééquilibrage calculées précédemment, ces géobaromètres sont donc applicables à nos enclaves UB-B qui contiennent l'association Opx-Gt. Pour un même échantillon, les pressions obtenues avec la calibration de Harley (1984b) sont toujours supérieures à celles calculées avec le géobaromètres de Harley et Green (1982). Suivant les couples Opx-Gt considérés, les variations dans les résultats, obtenus pour un même échantillon et à une température donnée, peuvent atteindre 0,25 à 0,3 GPa. Ces pressions calculées doivent donc être considérées avec précaution, d'une part parce que ces deux

(1) Le géothermomètre Cpx/Gt d'Ellis et Green (1979) fournit, pour ces deux types d'enclaves, des températures toujours supérieures d'au moins 100 °C à celles obtenus avec les couples Opx/Cpx (Wells, 1977) et Opx/Gt (Harley, 1984), ce qui n'est pas le cas pour les enclaves de type IIa. Or les clinopyroxènes de type IIb et IIc sont plus riches en fer ferrique que ceux de type IIa. Cette surestimation est donc sans doute à relier à la non prise en compte de Fe^{3+} dans nos calculs (Fabriès, 1984).

Type IIa : métagabbros à grenat ± saphirine

	Opx-Cpx Wells (1977)		Harley (1984a)		Ellis et Green (1979)	
	co	bo	0,8 GPa	1,5 GPa	0,8 GPa	1,5 GPa
GM-92-406 (Gt)	900	910	890	925	910-970	930-995
MG-91-121 (Gt)	900-970		920-930-975	970-980-1030	970-980	1000-1010
MG-91-121 (Gt)*	990		-	-	1060	1090
MG-91-116 (Sa+Gt)	950-1000		925-975	965-1015	950-955	975-980
MG-91-116 (Sa+Gt) ^o	915		-	-	940	965

* : symplectite Cpx-Gt
^o : Cpx coronitique / Opx

Tableau 13 : données thermométriques des métagabbros à Gt ± Sa (type IIa)

Type IIa : métagabbros à pyroxènes ± saphirine

	Opx-Cpx Wells (1977)	
	co	bo
DR 6.5 (Px)	905-940	
DR 17 (Px)	920-925	
MG-91-271 (Px)	900	900
MG-91-181 (Px)	880-920	
MG-91-127 (Px)	900	
MG-91-99A (Sa)	945	955
Arc 835 (Sa)	960	950
Arc 824 (Sa)	860-900	
MG-91-107 (Sa)	920	
MG-91-107 (Sa)*	960	

Tableau 14 : données thermométriques des métagabbros à Px ± Sa (type IIa)

Type IIb

	Opx-Cpx Wells (1977)		Harley (1984a)		Ellis et Green (1979)	
	co	bo	0,7 GPa	1,5 GPa	0,7 GPa	1,5 GPa
Arc-83-11*	875	835	900	950	1015	1045
MG-91-94*	870-910		960	1000	1040	1075
MG-91-148*	835		890	950	1050	1080
Arc-83-10a*	-		-	-	1060-1070	1090-1100
MG-91-126*	-		-	-	1000-1010	1035-1045
MG-91-139*	-		-	-	1025-1030	1055-1060
MG-91-134 ^o	-		-	-	1010-1030	1040-1065
Arc-83-3b ^o	-		-	-	1000	1035
GM-92-139 ^o	830		860	890	975-995	1010-1025
MG-91-50"	915		-	-	-	-
MG-91-24"	945-960		-	-	-	-
GM-92-86"	905		-	-	-	-

* : clinopyroxénite à grenat
^o : métagabbro à Ilm-Sp
 " : clinopyroxénite

Tableau 15 : données thermométriques des enclaves de type IIb

Type IIc : Métagabbros à ilménite

	Opx-Cpx Wells (1977)		Harley (1984a)		Ellis et Green (1979)	
	co	bo	0,8 GPa	1,5 GPa	0,8 GPa	1,5 GPa
MG-91-108	825	790	845	890	1070	1100
MG-91-112	870		820	860	1005	1035
MG-91-112*	845		-	-	995	1020
MG-91-106	845		875	920	990	1015
MG-91-106*	915		-	-	935	960
MG-91-103	-		-	-	950-1005	975-1035
GM-92-419	850	855	860	890	915-980	940-1010
Arc 825	865		-	-	-	-
Arc 825*	880		-	-	-	-

* : Cpx coronitique / Opx

Tableau 16 : données thermométriques des enclaves de type IIc

co : coeur des cristaux et bo : bord des cristaux

Type IIa

	Harley et Green (1982)		Harley (1984b)	
	900	1000	900	1000
T(°C)				
MG-91-116 (Sa/Gt)	0,95-1,10	1,25-1,45	1,1-1,25	1,3-1,6
MG-91-121 (Gt)	0,75-0,95	1,05-1,25	0,85-1,1	1,0-1,25
GM-92-406 (Gt)	1,05-1,20	1,4-1,55	1,1-1,35	1,25-1,5

Type IIb

	Harley et Green (1982)		Harley (1984b)	
	850	950	850	950
T(°C)				
clinopyroxénite à Gt Arc83-11	0,75-0,8	1,1-1,15	1,15-1,2	1,25-1,3
clinopyroxénite à Gt MG-91-94	0,8	1,1	1,25	1,35
clinopyroxénite à Gt MG-91-148	0,85	1,2	1,2	1,3
métagabbro à Ilm + Sp GM-92-139	0,7-0,7	1,05-1,05	0,95-1,1	1,0-1,2

Type IIc

	Harley et Green (1982)		Harley (1984b)	
	850	950	850	950
T(°C)				
MG-91-108	1,0-1,05	1,4-1,45	1,3-1,4	1,35-1,45
MG-91-112	0,95-0,95	1,3-1,3	1,1-1,1	1,15-1,15
MG-91-106	1,1	1,5	1,5	1,55
GM-92-419	1,1-1,15	1,45-1,55	1,15-1,3	1,2-1,35

Tableau 17 : données barométriques
des enclaves de type II (Pressions en GPa)

géobaromètres ont été calibrés dans un système chimique plus simple que les systèmes naturels, et d'autre part à cause des déséquilibres possibles entre les phases minérales prises en compte dans des enclaves qui présentent souvent d'abondantes textures réactionnelles. Malgré tout, le résultat essentiel à retenir de cette étude barométrique est que la totalité des enclaves de type II qui contiennent du grenat a été rééquilibrée à des pressions certainement comprises entre 0,7 GPa et 1,6 GPa pour des températures comprises entre 900 et 1000 °C.

III - Etude des associations réactionnelles et champs de stabilité des assemblages minéralogiques des enclaves de type IIa

1) - Les assemblages ultrabasiques (Ol-Cpx-Opx-Sp et Cpx-Opx-Sp)

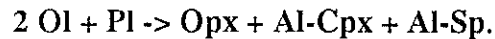
Les études pétrographiques et minéralogiques ont montré qu'au moment de leur prélèvement par la lave ascendante, les enclaves ultrabasiques de type IIa étaient toutes (re)équilibrées dans le champ des "péridotites à spinelle" (wehrlite, herzolite et webstérite à olivine) ou dans celui des "webstérites à spinelle". Nous avons vu aussi dans le cas des enclaves de type I (cf § V-1.3), qu'il n'existe pas de géobaromètres fiables applicables pour ce type d'assemblages. Nous nous limiterons donc à considérer les domaines de stabilité définis expérimentalement pour ces types d'assemblages (figure 78). Celui des péridotites à spinelle est compris entre environ 0.6-0.8 GPa et 1.5-1.6 GPa à 900 °C (Ringwood, 1975 ; Obata, 1976 ; Herzberg, 1978 ; Gasparik, 1984 ; Wood et Holloway, 1984) et celui des webstérites à spinelle (sans grenat) est compris entre environ 1.1 GPa à 900 °C et 1.5-1.6 GPa à 900 °C (Irving, 1974 ; Ringwood, 1975 ; Obata, 1976 ; Herzberg, 1978 ; Gasparik, 1984 ; Wood et Holloway, 1984).

2) - Déstabilisation du couple olivine-plagioclase

Les webstérites à Ol-Pl montrent des associations coronitiques et symplectitiques qui se trouvent entre l'olivine magnésienne et le plagioclase calcique (photo 13). Il s'agit d'une couronne d'orthopyroxène II en position interne (contre l'olivine) et d'associations symplectitiques à clinopyroxène II - spinelle II, plus rarement à orthopyroxène II-spinelle II contre le plagioclase qui est par ailleurs criblé de petits cristaux de spinelle alumineux. Ces roches dont la texture dominante est métamorphique (granoblastique) et dans lesquelles la paragenèse primaire est à Ol + Pl + 2Px I + Sp I, sont tout à fait comparables aux granulites basiques de basse pression (Griffin et O'Reilly, 1987). Cela milite en faveur d'une origine métamorphique des assemblages coronitiques et symplectitiques à Opx II - Cpx II - Sp II qui résultent donc du déséquilibre de l'association olivine + plagioclase au cours de rééquilibrages subsolidus (Mc Lelland et Whitney, 1980 a et b ; Nicollet, 1989). Cette déstabilisation,

qui est très spectaculaire dans les webstérites à olivine et plagioclase, apparaît aussi, mais de façon plus discrète, dans des métagabbros à pyroxène et dans certaines lherzolites.

Cette déstabilisation a été observée par de nombreux auteurs et en particulier par Mc Birney et Aoki (1973) dans des enclaves de gabbros aux îles Kerguelen. Elle est résumée par la réaction:



Elle est attribuée, selon les cas, à des processus thermodynamiques apparemment antagonistes. En effet, il peut s'agir d'une évolution prograde de la pression ou rétrograde de la température ; mais on ne peut exclure un rôle conjugué des deux paramètres (figure 79).

- *l'évolution métamorphique prograde* correspond à l'enfouissement d'un corps gabbroïque (Whitney et Mc Lelland, 1973, Griffin et Heier, 1973) au cours duquel apparaît l'assemblage diopside + enstatite + spinelle qui est plus stable à haute pression que l'assemblage anorthite-forstérite (figure 79) (Kushiro et Yoder, 1966 ; Green et Ringwood, 1967 ; Green et Hibberson, 1970 ; Irving, 1974a ; Herzberg, 1978 ; Gasparik, 1984).

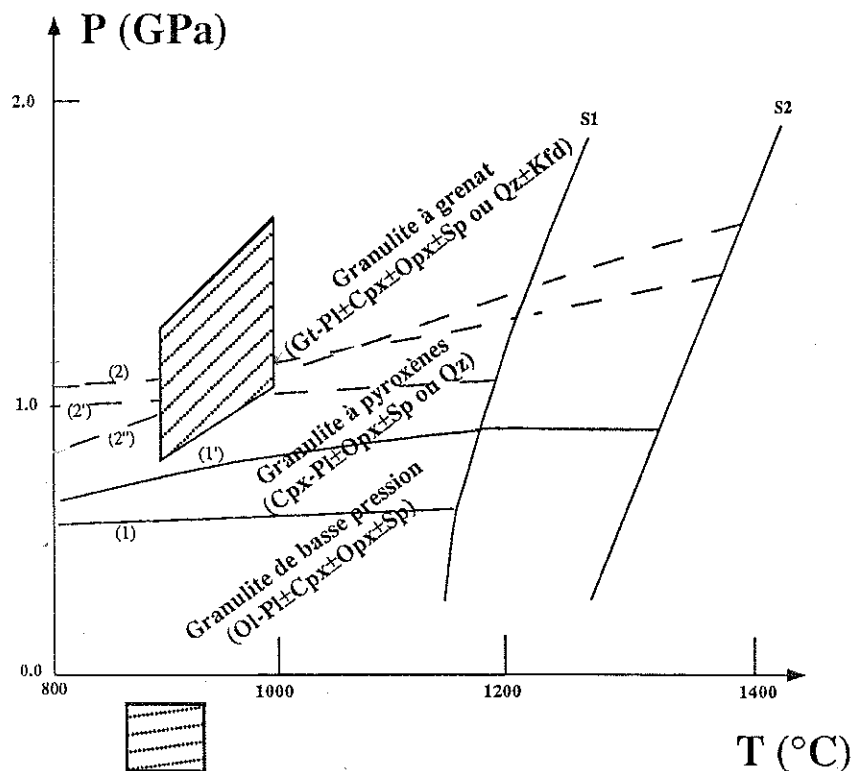
- *l'évolution métamorphique rétrograde* correspond à la mise en place de liquides et à la formation de cumulats basaltiques à la base d'une croûte continentale (phénomène de sous-placage). Cet évènement est suivi d'un rééquilibrage des produits basaltiques dans les nouvelles conditions thermodynamiques (faciès amphibolite ou granulite) au cours desquelles un refroidissement isobare provoque le passage du champ de stabilité de l'assemblage Ol-Pl à celui de l'assemblage Opx-Cpx-Sp (Griffin et O'Reilly, 1987 ; Ballhaus et Berry, 1991). C'est ce mécanisme que proposent Mc Birney et Aoki (1973) pour expliquer l'origine de la réaction olivine-plagioclase dans les gabbros à spinelle des Kerguelen.

Quelle que soit l'hypothèse dynamique retenue, les contraintes P-T de la réaction métamorphique $\text{Ol} + \text{Pl} \rightarrow \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Sp}$, sont situées entre 0,5 et 0,8 GPa pour des températures variant de 900 à 1000 °C (Kushiro et Yoder, 1966 ; Irving, 1974 ; Gasparik, 1984 ; Wood et Holloway, 1984). Ce domaine thermodynamique marque la limite entre le champ des "granulites de basse pression" et celui des "granulites à 2 pyroxènes" (De Waard, 1965 ; Griffin et O'Reilly, 1987 - figure 79).

3) - Les métagabbros à pyroxènes et les métagabbros à grenat

Les métagabbros à pyroxènes sont à Cpx-Opx-Pl-Sp et une paragenèse secondaire (réactionnelle) à Gt-Cpx II caractérise les types à grenat. Ces associations minérales sont courantes dans les granulites basiques (Wilkinson, 1975 ; Griffin et O'Reilly, 1987 ; Dautria et Girod, 1987). Ces paragenèses ont été testées expérimentalement sur des systèmes simplifiés (MAS, CMAS ...) et sur des systèmes

naturels (figure 79). La limite inférieure du domaine de stabilité des "granulites à pyroxènes" correspond à des pressions de l'ordre de 0,5 à 0,6 GPa (Irving, 1974) ou de 0,6 à 0,8 GPa (Gasparik, 1984 ; Kushiro et Yoder, 1966 et Wood et Holloway 1984) pour des températures comprises entre 900 et 1000 °C. Le passage aux "granulites à grenat" se situe entre 0,9 et 1,1 GPa pour le même intervalle de température (Kushiro et Yoder, 1966 ; Irving, 1974 et Gasparik, 1984). Dans les métagabbros de type IIa, le passage d'une paragenèse à deux pyroxènes à celle à grenat s'accorde avec la déstabilisation $Opx + Pl + Sp \rightarrow Gt + Cpx$ II⁽¹⁾. Il traduit un refroidissement et/ou une augmentation de la pression.



Conditions P-T calculées pour les métagabbros à Gt et les métagabbros à Gt et Sa de Type IIa

S1 : Solidus d'Irving (1974 - granulite R 398)
S2 : Solidus de Gasparik (1984 - CMAS)

traits pleins : réaction $Ol + Pl \rightarrow Opx + Cpx + Sp$ selon : (1) Irving (1974a) et (1') Kushiro et Yoder (1966), Gasparik (1984) et Wood et Holloway (1984)

tirés : réaction $Opx + Cpx + Pl + Sp \rightarrow Gt$ selon : (2) Gasparik (1984), (2') Irving, (1974a) et (2'') Kushiro et Yoder (1966)

Figure 79 : Domaines de stabilité P-T des différents types de faciès granulitique

(1) : cette réaction correspond à la réaction (2) de la figure 79. Cette réaction est une réaction quasiment dégénérée, aussi pour de faibles variations de la composition des phases minérales en présence, le clinopyroxène peut être soit produit soit réactant (Christy, 1989).

4) - Approche théorique de la coronitisation à saphirine et à saphirine-grenat dans les métagabbros

a) - Elaboration d'une grille pétrogénétique

Nous avons vu que certains métagabbros à spinelle de type IIa présentaient des associations réactionnelles à Sa + Cpx II (métagabbros à saphirine) ou à Sa + Gt + Cpx II (métagabbros à saphirine et grenat). Les couronnes à saphirine et celles à Cpx II sont toujours situées en position interne respectivement autour du spinelle et de l'orthopyroxène lorsqu'elles sont associées au grenat coronitique (Pl.IV, ph. 1 et Pl.IV, ph. 4). Des associations symplectitiques à Sa-Cpx II s'observent dans les métagabbros à saphirine (Pl.IV, ph. 2). Elles sont associées à des symplectites à Gt / Sa et plus rarement à Gt / Cpx dans les métagabbros à saphirine et grenat.

Une analyse topologique des réactions mises en jeu a été entreprise. Il s'agit d'une analyse géométrique des relations de phases utilisant la méthode de Vielzeuf et Boivin (1984) et Vielzeuf (1984). Le système de référence est le CMAS : CaO - (Mg, Fe)O - Al₂O₃ - SiO₂, non saturé en silice et anhydre et les phases sont celles des métagabbros à saphirine + grenat (Cpx-Opx-Sp-Pl-Gt-Sa) avec des compositions s'approchant au mieux de celles de l'échantillon MG-91-116. Ces données et les paramètres thermodynamiques (Helgeson *et al.*, 1978 ; Kiseleva, 1976) sont résumées dans le tableau 18. Le pôle Al₂SiO₅ (noté ici Di) est utilisée dans cette étude théorique, avec les paramètres thermodynamiques du disthène. En effet, bien que les silicates d'alumine (disthène ou sillimanite) ne s'observent pas dans les assemblages des métagabbros de type IIa de Kerguelen, l'étude de l'agencement des réactions autour du point invariant [Di] (Al₂SiO₅ absent) nous permet de prendre en compte la totalité des phases minérales constitutives de ces roches.

Les paramètres thermodynamiques de la saphirine varient considérablement, en particulier dans les solutions solides (Kiseleva, 1976 ; Christy, 1989). Aussi, nous restreindrons-nous ici à la détermination de l'assemblage stable à haute pression pour les différentes réactions abordées.

Constituants	An	Opx	Cpx	Gt	Sp	Sa	Di
SiO ₂	2,00	0,93	1,86	3,00	0,00	1,70	1,00
Al ₂ O ₃	1,00	0,07	0,16	1,00	1,00	4,30	1,00
MgO	0,00	0,86	0,82	2,30	0,84	3,40	0,00
FeO	0,00	0,07	0,08	0,39	0,16	0,30	0,00
CaO	1,00	0,00	0,90	0,31	0,00	0,00	0,00
Nbre Ox. Form. Struct.	8	3	6	12	4	20	5
Vol. Molaire (Cm ³)	100,79	31,28	68,27	112,27	39,71	197,56	44,09
Nombres Al ^{IV}	2,00	0,13	0,15	0,00	1,80	4,25	0,00
Entropie (dJoule / mole °K)	2054,34	677,81	1702,90	2597,50	806,30	3823,00	836,80

Tableau 18 : Constituants et paramètres utilisés pour l'analyse topologique

Les pentes des réactions dépendent du mode de calcul de la variation d'entropie (ΔS) qui peut se faire selon deux méthodes (Nicollet, 1988). Dans la première (Albee, 1965), le ΔS de la réaction représente une entropie de déshydratation à laquelle s'ajoute l'entropie liée au changement de coordination de l'aluminium (Al^{VI} et Al^{IV}). La seconde consiste à faire la différence entre les entropies des minéraux produits et celles des minéraux réactifs (Vielzeuf, 1984 ; Nicollet, 1988). Les réactions que nous envisagerons étant anhydres, c'est la seconde méthode que nous utiliserons.

Les sept phases minérales considérées dans le système CMAS conduisent à une grille initiale et à sa réciproque (figure 80) qui mettent en jeu 21 réactions. Ces réactions se répartissent autour de sept points invariants. Ceux ci sont représentés par les figures 81 et 82 dans lesquelles les pentes et les relations mutuelles des réactions sont conservées, tandis que les longueurs de ces réactions et les intervalles P-T entre elles sont totalement arbitraires. Nous ne détaillerons ici (pentes, coeff. stoech.) que les réactions autour du point invariant [Di] (tableau 19) puisque les silicates d'alumine sont, répétons le, absents de nos assemblages.

Le système CMAS fait abstraction du fer. Cet élément joue pourtant un rôle important par la substitution $Fe \rightarrow Mg$. Il convient donc de prendre en compte cette substitution (système CFMAS), ce qui fournit un degré de variance supplémentaire. De ce fait, les points invariants vont devenir des assemblages univariants qui se rejoindront pour définir un point invariant d'ordre supérieur [X] (figure 83). Les 21 réactions précédentes vont glisser, depuis un pôle magnésien jusqu'à un pôle ferrifère, le long de ces lignes univariantes d'ordre supérieur et elles délimiteront des domaines divariants dans l'espace P-T.

La grille d'ordre supérieur dans le système CFMAS résulte d'une projection homothétique (Vielzeuf, 1984) de la grille "réciproque". Ce choix a été guidé par le fait que c'est dans cette grille que le point [Di], qui nous intéresse, est stable (figures 84 et 85). La projection homothétique se fait le long des réactions univariantes d'ordre supérieur qui relient le point invariant d'ordre supérieur [X] au point invariant (pôle pur [Di]) de la grille réciproque du système CMAS (figure 84). La projection du point $[Di_{Mg}]$ (trait épais), le long de la réaction univariante d'ordre supérieur (Di, X) donne le point $[Di_{Fe}]$ (trait fin) et élargit le domaine de stabilité du grenat et du spinelle vers les basses températures et les basses pressions, ce qui s'explique par le fait que le fer se concentre préférentiellement dans ces deux minéraux (figure 86). Cette construction suppose que le point invariant d'ordre supérieur [X] dans la figure 84, est métastable ainsi que les trois réactions d'ordre supérieur (An), (Gt) et (Sp).

La figure 86 est la projection d'un diagramme P-T- X_{Mg} ($X_{Mg} = Mg/Mg+Fe$) dans le plan P-T. Ce diagramme tridimensionnel permet d'effectuer des coupes isobares (T - X_{Mg}) ou isothermes (P - X_{Mg}) qui complètent les raisonnements.

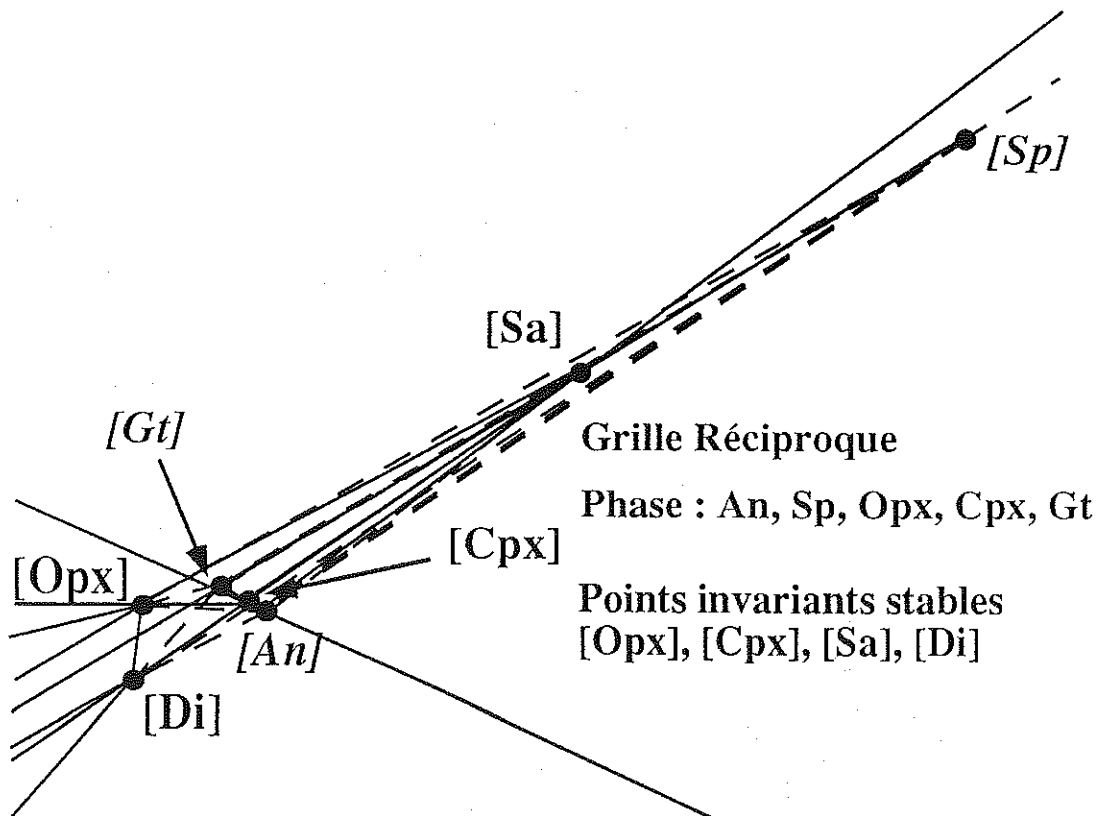
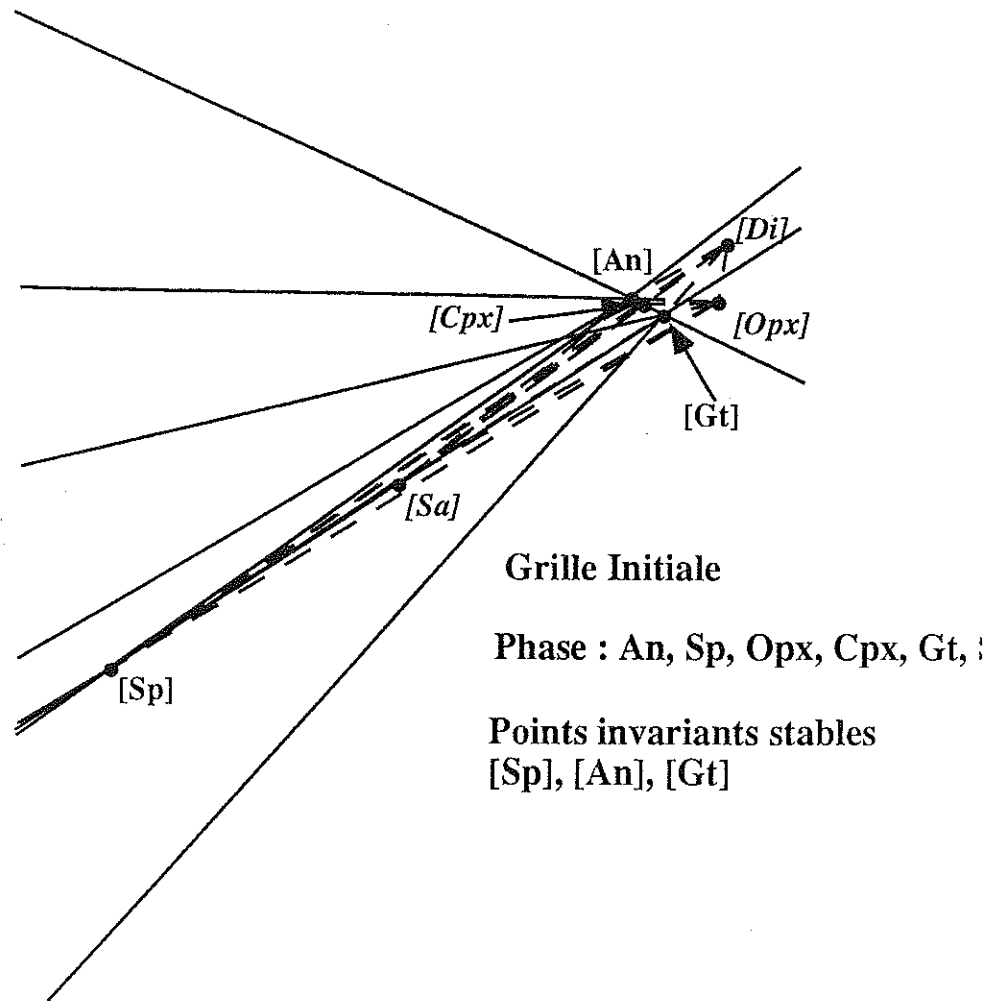


Figure 80 : grille initiale et grille réciproque de l'analyse topologique

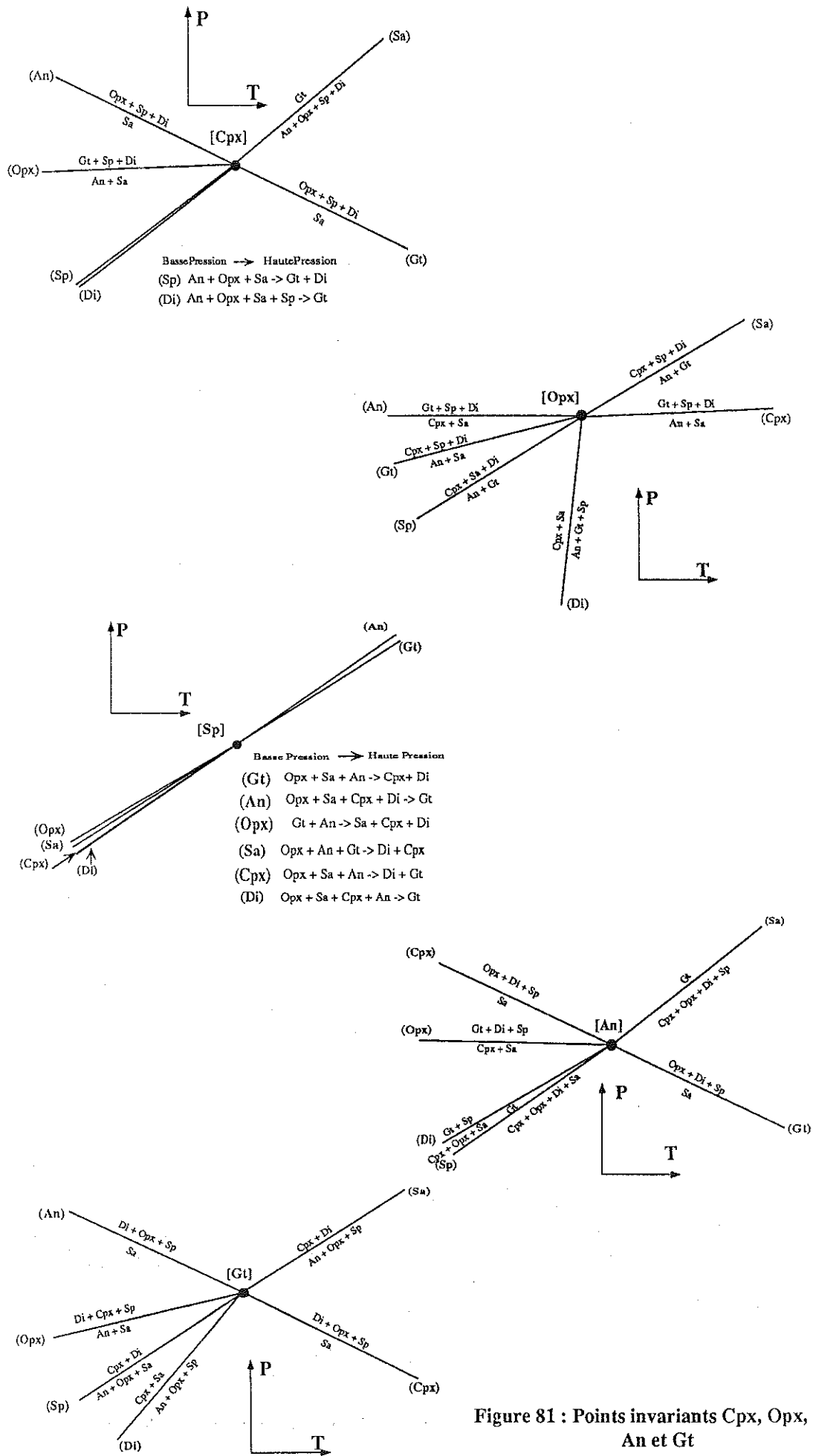


Figure 81 : Points invariants Cpx, Opx, Sp, An et Gt

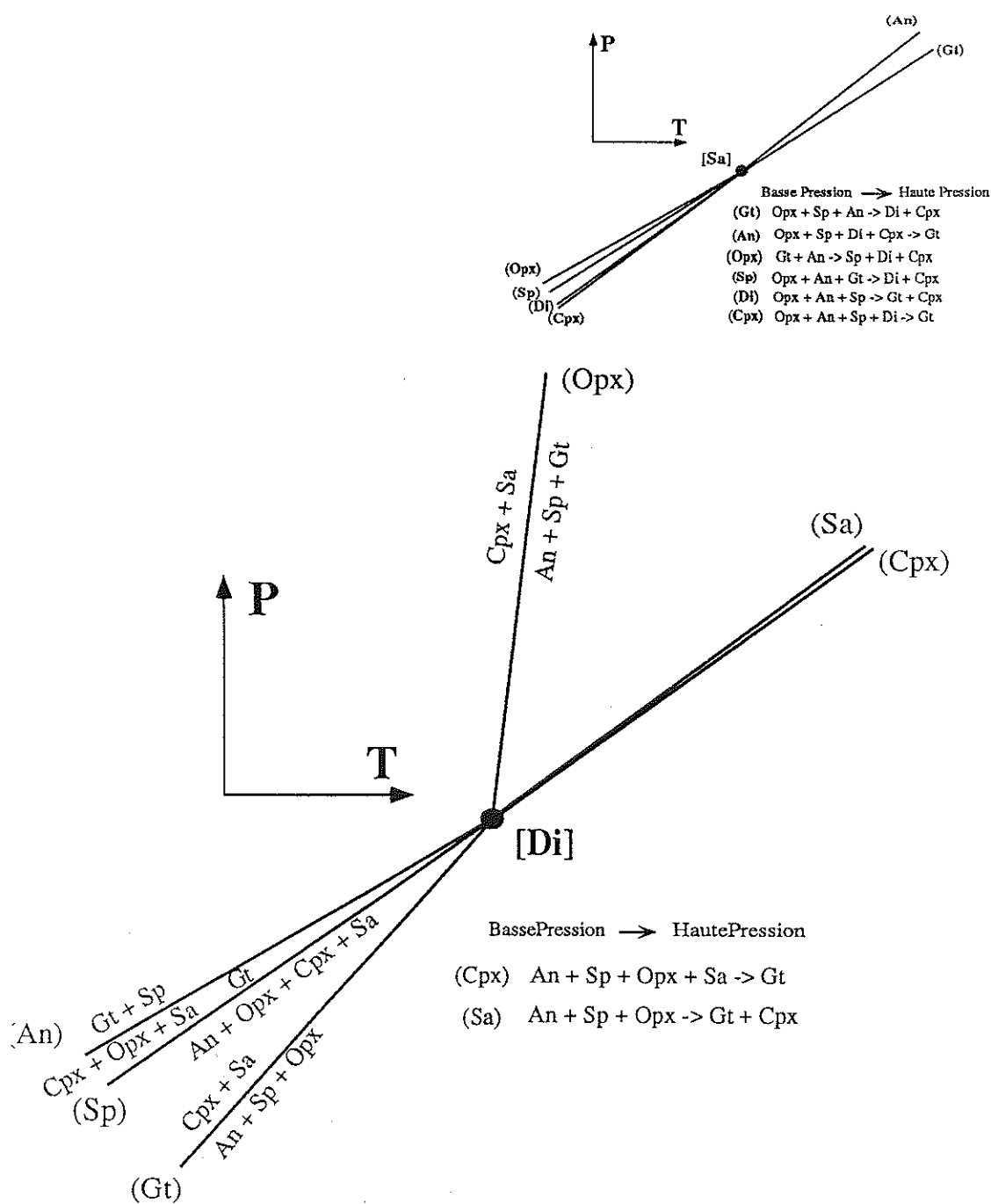


Figure 82 : Points invariants Sa et Di (silicate d'alumine - voir texte)

	Réactions	ΔV	ΔS	Pente
(Di, Sp)	$6,08 \text{ An} + 54,33 \text{ Opx} + 1 \text{ Cpx} + 3,17 \text{ Sa} \rightarrow 23,23 \text{ Gt}$	397,86	2779,63	6,99
(Di, Opx)	$1,18 \text{ An} + 4,03 \text{ Sp} + 1 \text{ Gt} \rightarrow 1,66 \text{ Cpx} + 1,4 \text{ Sa}$	1,06	86,62	81,53
(Di, Cpx)	$2,92 \text{ An} + 1,04 \text{ Sp} + 23,38 \text{ Opx} + 1 \text{ Sa} \rightarrow 9,74 \text{ Gt}$	171,49	1218,43	7,1
(Di, Gt)	$1,14 \text{ An} + 3,19 \text{ Sp} + 1,85 \text{ Opx} \rightarrow 1,28 \text{ Cpx} + 1 \text{ Sa}$	14,38	163,08	11,34
(Di, An)	$1 \text{ Cpx} + 5,68 \text{ Opx} + 1,09 \text{ Sa} \rightarrow 2,97 \text{ Gt} + 2,17 \text{ Sp}$	40,99	243,69	5,94
(Di, Sa)	$3,17 \text{ An} + 19,72 \text{ Opx} + 3,31 \text{ Sp} \rightarrow 7,61 \text{ Gt} + 1 \text{ Cpx}$	145,29	1079,92	7,43
(Di, X)	$2 \text{ An} + 3,9 \text{ Sp} + 6,83 \text{ Opx} \rightarrow 1,6 \text{ Cpx} + 1,92 \text{ Gt} + 1 \text{ Sa}$	50,69	406,4	6,02

Tableau 19 : Détail des réactions autour du point invariant Di (silicate d'alumine) et réaction d'ordre supérieur (Di, X)

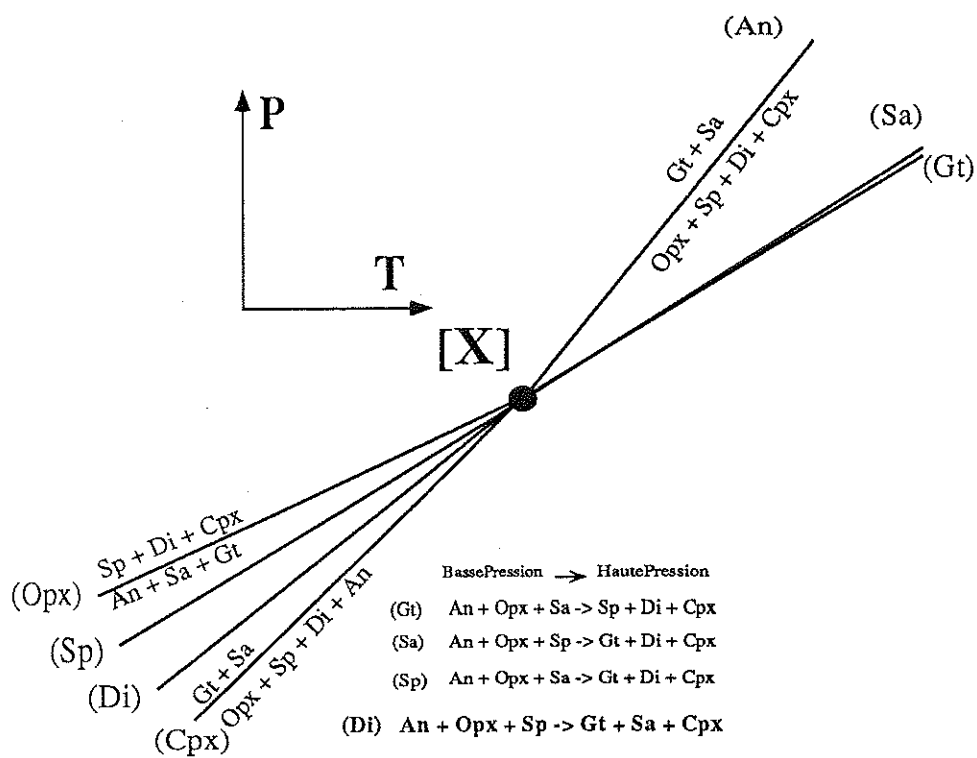


Figure 83 : Point invariant d'ordre supérieur

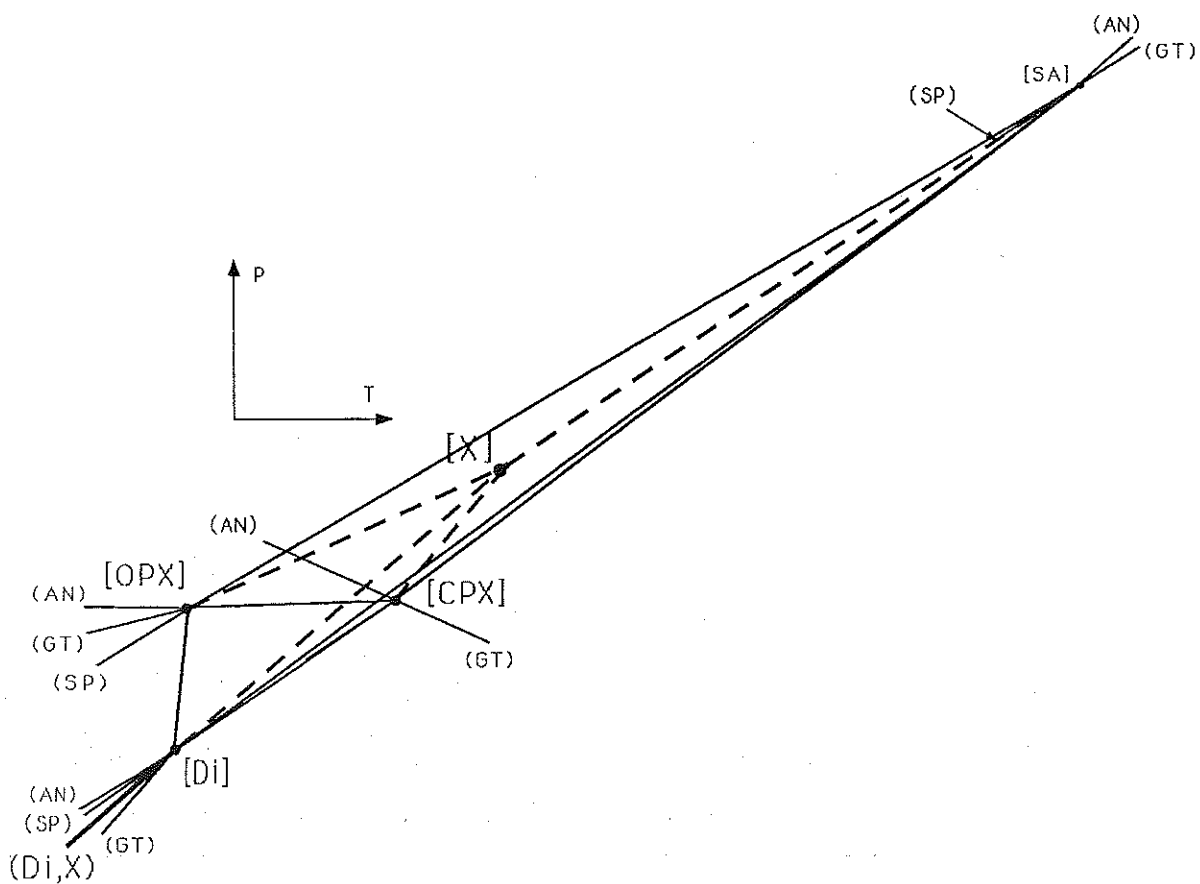


Figure 84 : grille réciproque avec projection du point invariant d'ordre supérieur

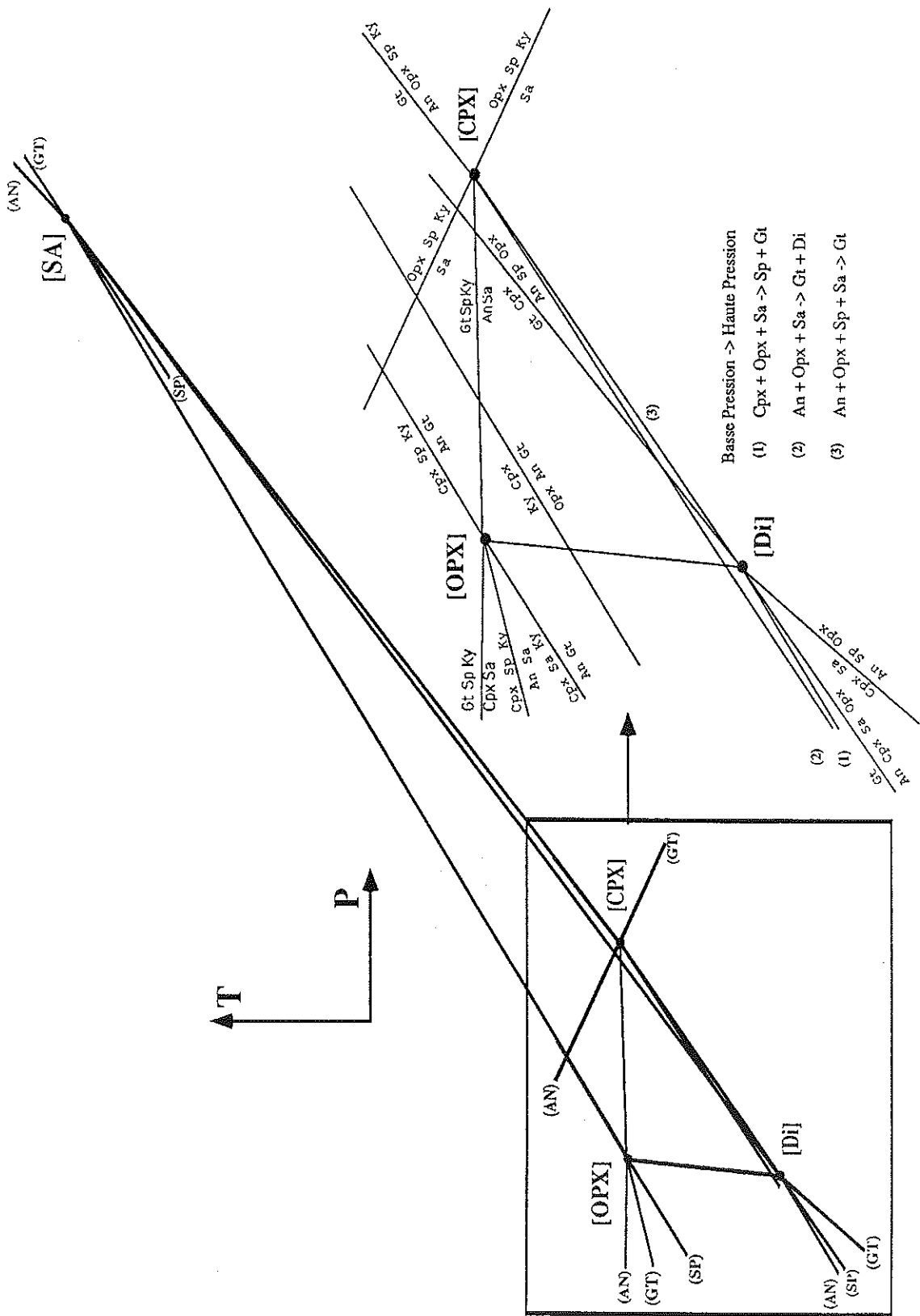


Figure 85 : Agrandissement de la grille réciproque dans le système CMAS

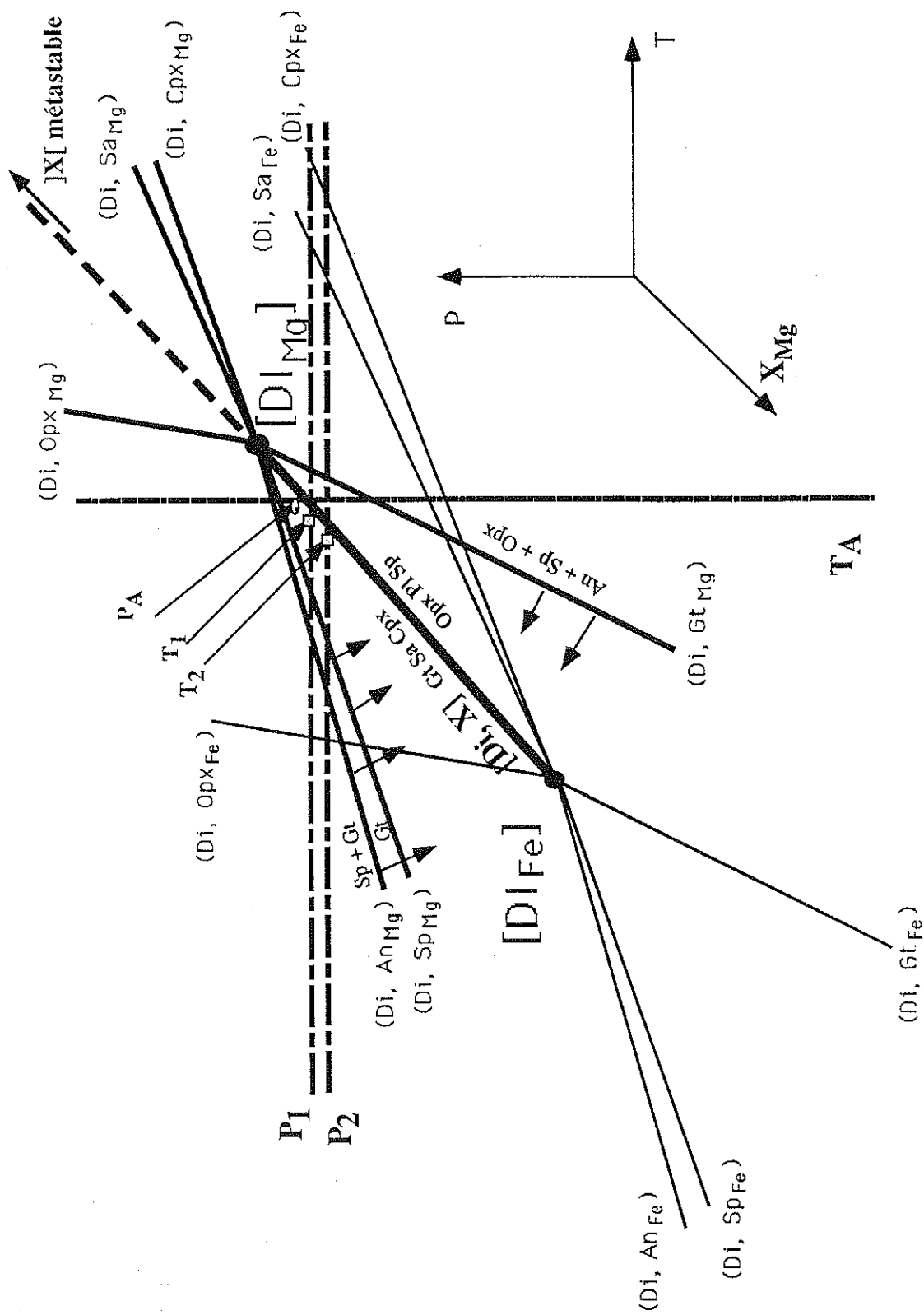


Figure 86 : Agrandissement sur la partie étudiée de la grille réciproque dans le système CFMAS.
 Les flèches indiquent le sens du déplacement des domaines de stabilité

b) - Application aux associations réactionnelles des métagabbros à Sa-Gt, à Sa et à Gt

Deux sections isobares simplifiées $T - X_{Mg}$ (figure 87) ont été dressées. Elles illustrent l'influence de la substitution fer \rightarrow magnésium sur l'évolution des textures réactionnelles des métagabbros de type IIa à saphirine et à grenat-saphirine. Elles permettent en effet de visualiser les diverses réactions recoupées, au cours d'une baisse de température, pour des X_{Mg} différents (les échelles pour T et X_{Mg} sont arbitraires).

La figure 87a offre une explication aux textures coronitiques et symplectitiques des métagabbros à Sa-Gt lors d'une baisse de la température. Dans un premier temps la réaction $Sp + An + Opx \rightarrow Cpx + Sa$ (1) produit les symplectites à Sa / Cpx II. Dans un second temps les réactions $Sp + Sa + An + Opx \rightarrow Gt$ (2), $Opx + Sp + An \rightarrow Gt + Cpx$ (3) et enfin la réaction d'ordre supérieur $Opx + Sp + An \rightarrow Gt + Cpx + Sa$ (4) produisent les couronnes à grenat, saphirine et clinopyroxène ainsi que les symplectites à Cpx II / Gt et à Gt / Sa.

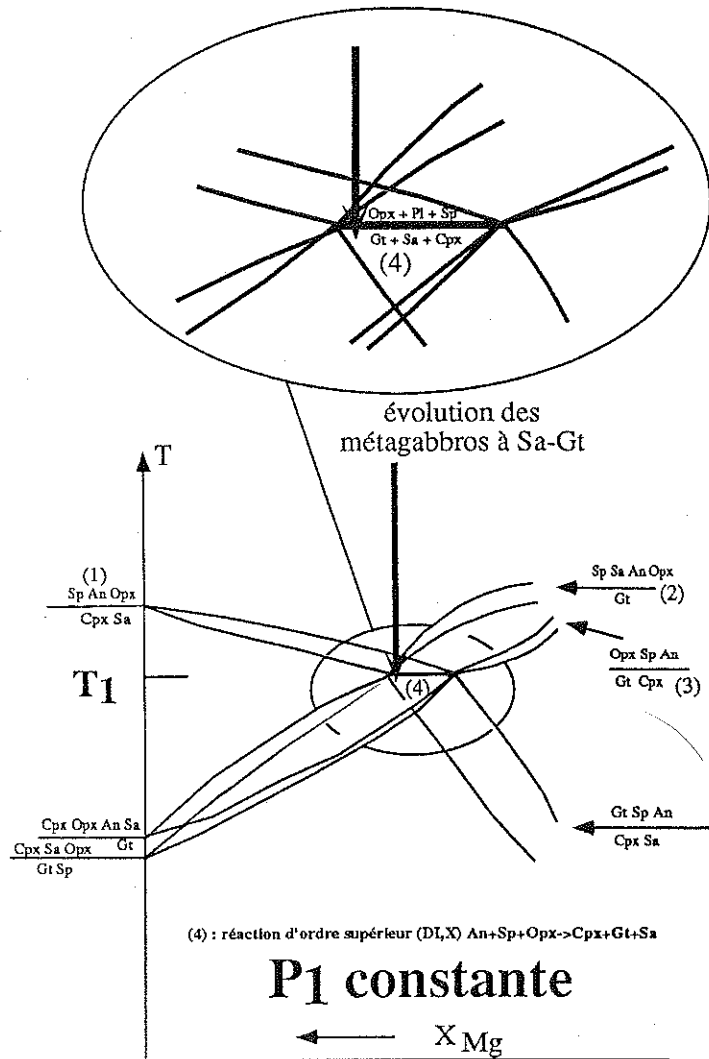
Les réactions (2) et (3) sont quasiment dégénérées puisqu'elles sont très proches l'une de l'autre (figure 82). Ceci a déjà été signalé par Christy (1989). Le Cpx et la saphirine pourront être, soit des produits, soit des réactants, selon les teneurs en calcium du système.

L'apparition des couronnes à saphirine et à clinopyroxène et des symplectites à Cpx II / Sa dans les métagabbros à saphirine sans grenat (figure 87b) peuvent s'expliquer par la seule réaction (1).

Ce protocole permet d'envisager l'apparition des associations minérales à saphirine avec ou sans grenat au cours d'un refroidissement isobare. Pour que cette évolution s'effectue à la même pression dans les deux types de métagabbros à saphirine (avec et sans grenat), il faudrait que dans les minéraux des métagabbros à grenat et saphirine aient des rapports X_{Mg} inférieurs à ceux des métagabbros à saphirine seule. Or c'est l'inverse qui a été mis en évidence (cf. chapitre 4). On est donc conduit à envisager, pour expliquer les associations réactionnelles observées, que l'évolution des métagabbros à saphirine + grenat s'effectue à des pressions légèrement supérieures à celles des métagabbros à saphirine seule (figure 88a).

Si l'on considère à présent une section isotherme (figure 88b), la même séquence réactionnelle apparaît, mais avec une pression croissante. On retiendra donc que les associations réactionnelles observées dans les métagabbros à saphirine (\pm grenat) peuvent s'expliquer, soit par un refroidissement isobare, soit par une augmentation de pression isotherme, soit encore bien-sûr par le jeu simultané de ces deux paramètres.

a



b

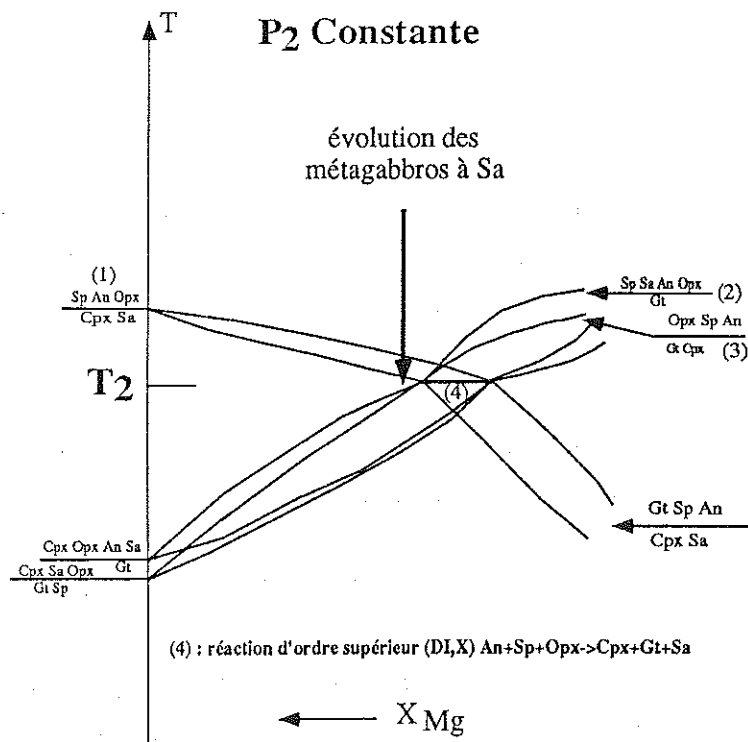


Figure 87 : Diagrammes T - X_{Mg} pour les métagabbros à Sa + Gt (a) et pour les métagabbros à Sa sans Gt (b)

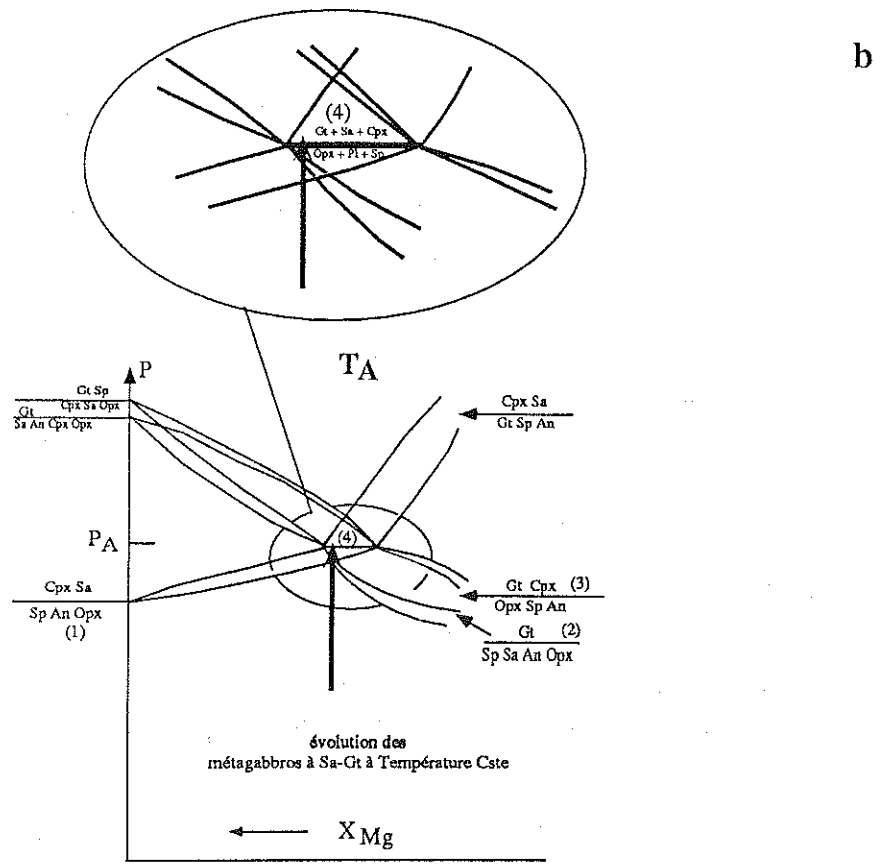
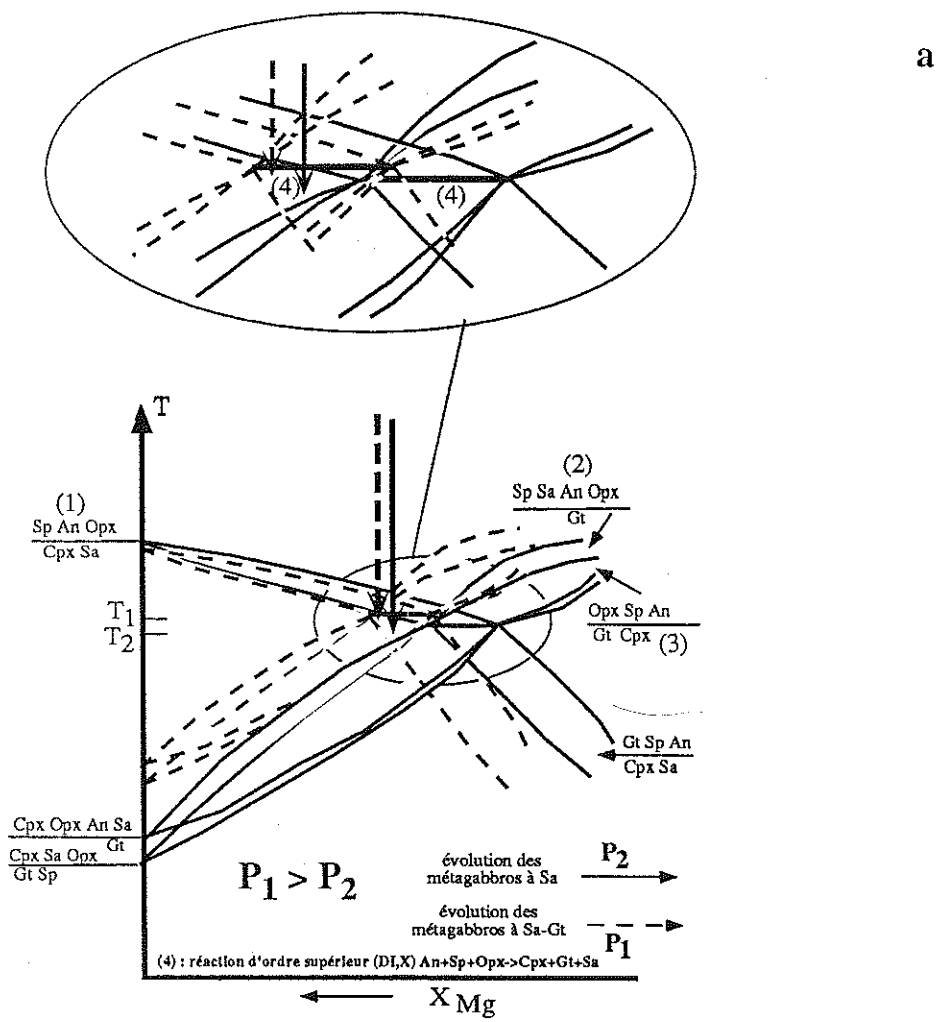


Figure 88 : Diagramme T - X_{Mg} comparatif de l'évolution des metabasites à Sa + Gt et à Sa seule (a) et diagramme P - X_{Mg} des metabasites à Sa seule (b)

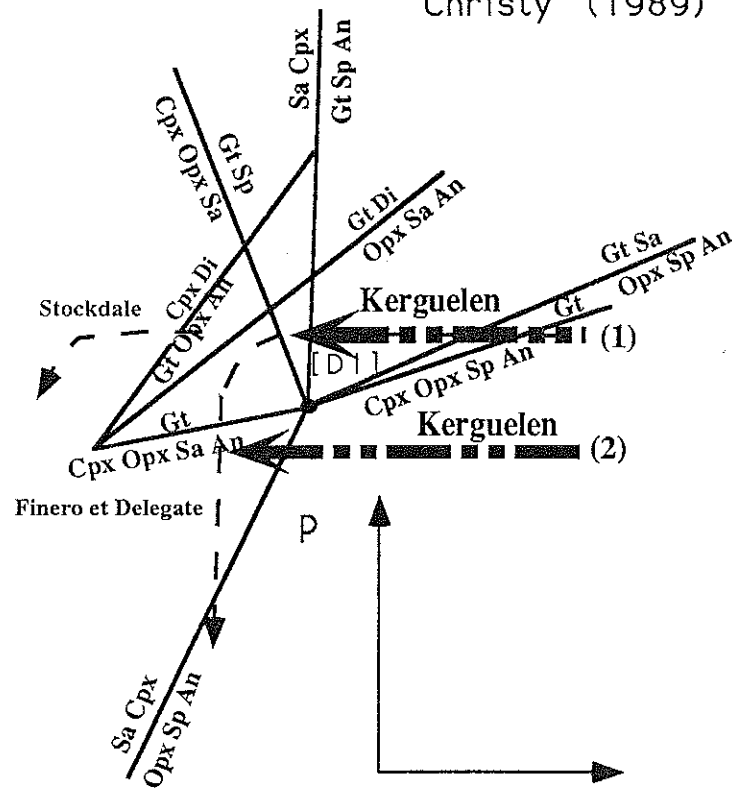
c) - Comparaison des résultats de l'étude topologique avec l'étude de Christy (1989)

Si l'analyse topologique que nous venons de faire rend bien compte des textures réactionnelles observées dans les métagabbros de type IIa à saphirine (\pm grenat) et de l'ordre d'apparition de ces différentes textures (symplectites et coronites), elle ne fournit pas de repères chiffrés. C'est pour pallier à cela que nous avons entrepris une comparaison de ces résultats avec ceux de Christy (1989) qui a tenté de caler une proposition de grille dans le système CMAS sur des données expérimentales chiffrées. Christy s'est en effet livré à une étude théorique appuyée sur quelques exemples géologiques :

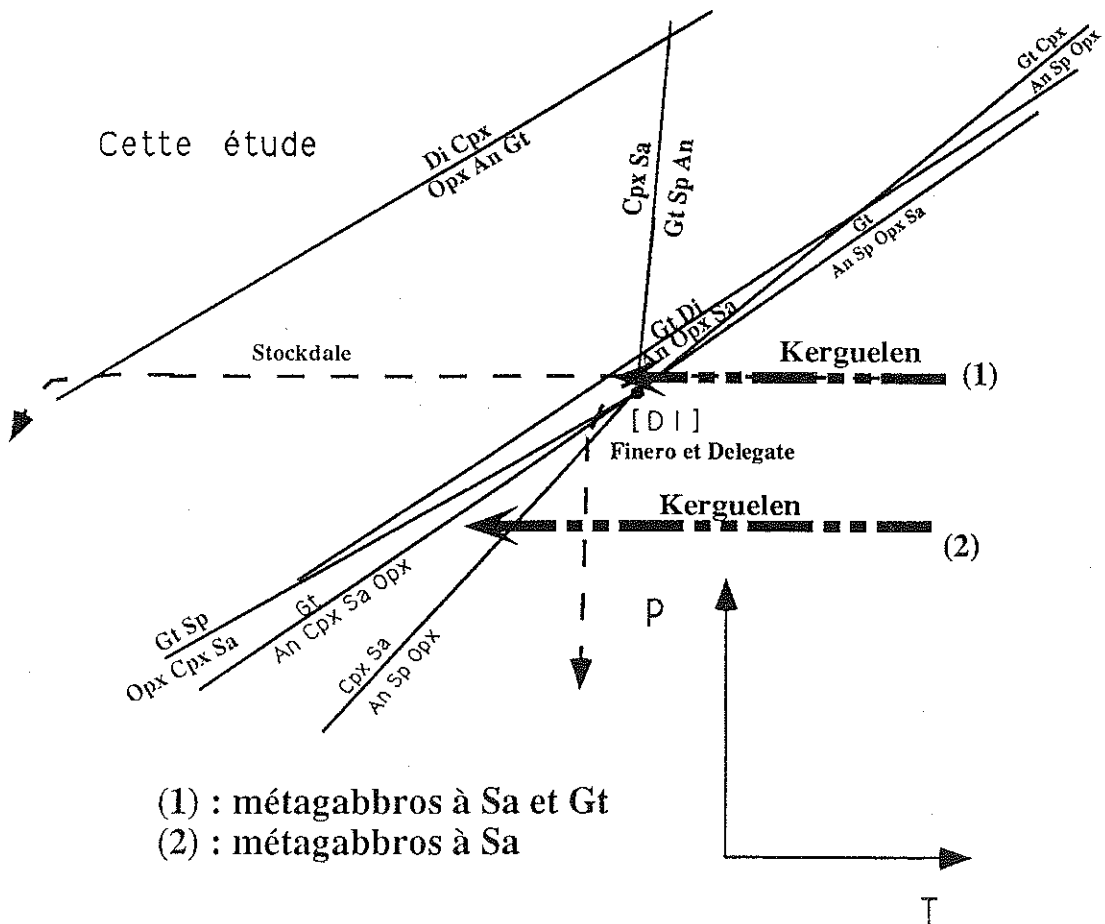
- les granulites basiques à saphirine de Finero (Alpes Italiennes, Sills *et al.*, 1983),
- les enclaves de granulites basiques à saphirine de Stockdale (Kansas - USA, Meyer et Brookins, 1976),
- les enclaves de granulites basiques à saphirine de Delegate (Nouvelle Galles de Sud, Australie, Griffin et O'Reilly, 1986).

La figure 89 offre une comparaison entre la grille que nous proposons et celle de Christy (1989). Les principales différences concernent les pentes et l'agencement des deux réactions univariantes faisant intervenir le silicate d'alumine Al_2SiO_5 (Di) et l'inversion de la pente obtenue pour la réaction $Cpx + Opx + Sa \rightarrow Gt + Sp$ (figure 89). Elles résultent des paramètres chimiques (composition des phases minérales) et thermodynamiques utilisés, et rien ne permet de privilégier l'une ou l'autre de ces interprétations. Les réactions (Sa) et (Cpx) sont, nous l'avons vu, dégénérées. Ceci explique leur agencement différent dans les deux grilles.

En se référant aux domaines de stabilité délimités par les différentes droites univariantes, nous avons tracé (figure 89) les trajets P-T que proposent Christy (1989) à partir des paragenèses observées dans les granulites de Finero, de Stockdale et de Delegate, et nous y avons incorporé celles des métagabbros à saphirine \pm grenat de Kerguelen dans l'hypothèse d'un refroidissement isobarique. On remarquera que, dans ces exemples, les différences constatées entre les deux grilles n'affectent pas fondamentalement les cheminements P-T. On retiendra que les exemples de Kerguelen ne traduisent pas, comme les trois autres gisements, une chute de pression en fin d'évolution. De plus, l'évolution des métagabbros à saphirine sans grenat de Kerguelen implique une pression inférieure à celle non seulement des métagabbros à saphirine et grenat de l'archipel mais également à celles des trois autres exemples.



- (1) : métagabbros à Sa et Gt
- (2) : métagabbros à Sa



- (1) : métagabbros à Sa et Gt
- (2) : métagabbros à Sa

Figure 89 : Comparaison entre les résultats de l'étude topologique de Christy (1989) et cette étude (voir texte)

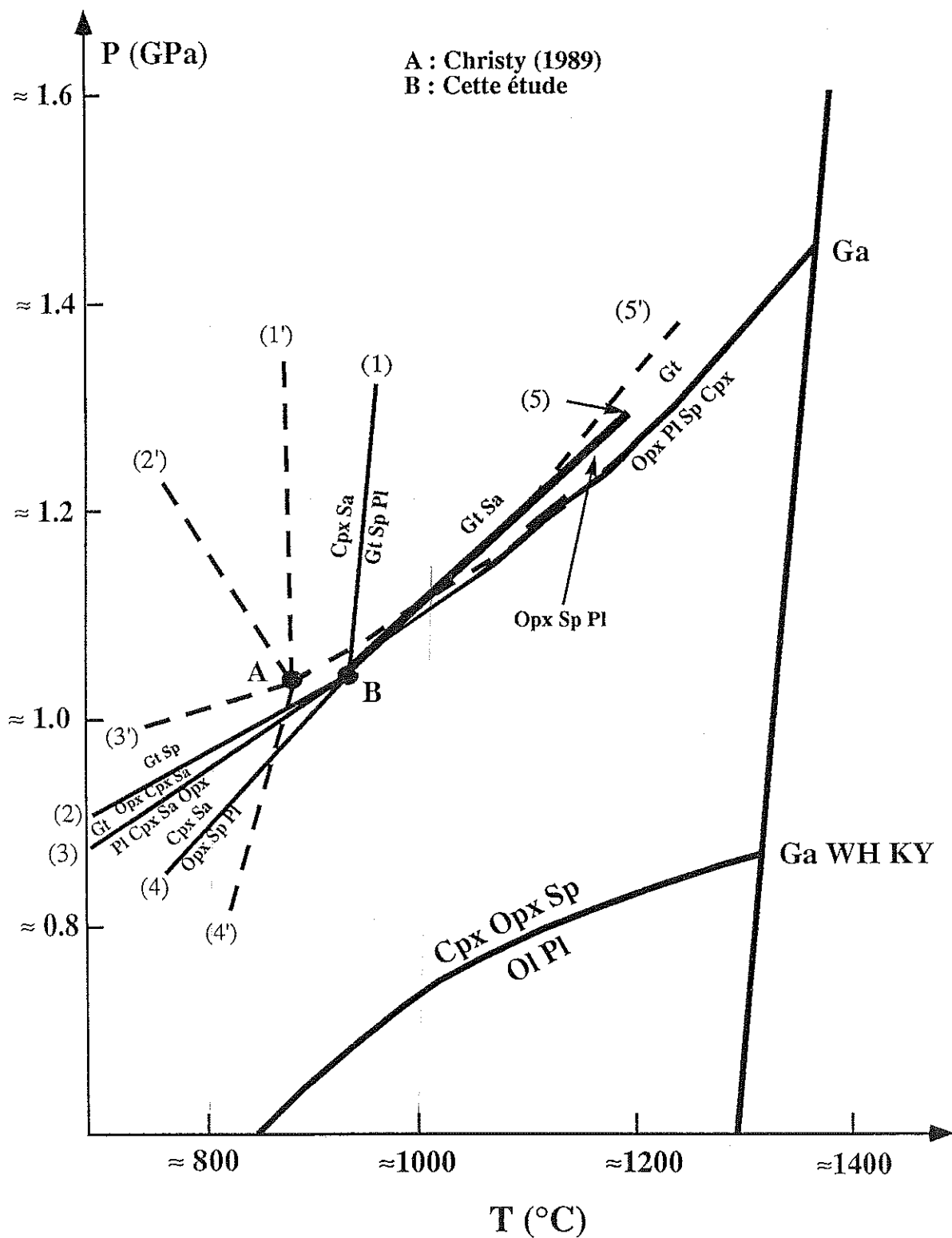


Figure 90 : Report des résultats de l'analyse topologique dans la grille semi-quantitative du système CMAS de Christy (1989)

Malgré quelques différences qui n'affectent pas les interprétations thermodynamiques des exemples pris en compte, la grille que nous proposons est très proche de celle de Christy (1989). C'est pourquoi il est apparu possible de progresser en utilisant l'espace défini par la grille semi-quantitative de Christy (1989). Les calages approximatifs en pression et température se basent en premier lieu sur la réaction $\text{Opx} + \text{Pl} + \text{Sp} + \text{Cpx} \rightarrow \text{Gt}$ qui est la seule à avoir été étudiée expérimentalement (Kushiro et Yoder, 1966 ; Gasparik, 1984) et qui est située aux environs de 1300 °C pour 1,4 GPa et dans l'intervalle 700-1000 °C pour des pressions de 0,9 à 1,1 GPa. Le point invariant se trouve bien sur cette courbe univariante et sa position a été définie approximativement, selon la méthode de Christy (1989), en utilisant les données thermobarométriques obtenues sur minéraux par Sills *et al.* (1983) et Christy (1989) pour Finero, Meyer et Brookins (1976) pour Stockdale, Griffin et O'Reilly (1986) pour Delegate et dans le cadre de cette étude pour Kerguelen (figure 90).

Nous avons replacé dans cette figure le résultat de Christy (1989) et l'on notera que la position de son point invariant $[\text{Al}_2\text{SiO}_5]$, qu'il situe entre 0,9 et 1,1 GPa pour des températures comprises entre 800 et 900 °C est très proche du nôtre. Compte tenu des incertitudes, liées au raisonnement sur des solutions solides, ne permettant pas de placer précisément le point invariant pôle pur, les deux positionnements ne peuvent être considérés comme significativement différents.

IV - Discussion

Les contraintes géothermobarométriques que nous avons pu établir permettent de situer les associations minérales des enclaves UB-B de Kerguelen dans une dynamique verticale. Cette approche pétrologique de la structure profonde de l'archipel et du plateau qui le supporte complète les données géophysiques encore très fragmentaires.

1) - Harzburgites "C" et "P" et dunités (enclaves de type I α .1, I α .2 et IB)

a) - Les harzburgites "C" (type I α .1)

On retiendra en premier lieu que les températures obtenues sur ces enclaves sont très voisines de celles fournies par des roches similaires dans de nombreux autres gisements. Elles varient en effet, de 800 à 1000 °C à Kerguelen tandis que Tabit (1986) propose des températures de 900 à 1000 °C pour des enclaves de même nature dans des

basaltes alcalins. On remarquera que ces températures sont souvent plus élevées que celles obtenues dans le cas des massifs lherzolitiques orogéniques (700 °C-900 °C : Tabit, 1986). L'homogénéité de nos résultats traduit un état proche de l'équilibre pour le calcium, le magnésium et le fer.

On retiendra en second lieu qu'aux températures élevées (940-1000 °C) enregistrées par le couple Opx-Cpx, a succédé un refroidissement (800-900 °C) enregistré cette fois par le couple Opx-Sp. Les couples Ol-Sp marquent, quant à eux, un ultime réchauffement ($T > 900$ °C) que l'on peut attribuer à l'échantillonnage de l'enclave par le magma ascendant.

Ces différentes étapes de rééquilibrage correspondent aux conditions du manteau supérieur (Dautria, 1988 ; Cabanes, 1988 ; Weber, 1991) et peuvent être suivies par les successions des paragénèses minérales. On se rappellera en effet que l'étude pétrographique a montré l'existence d'amas de pyroxènes et de spinelle. Ces amas peuvent représenter la trace d'anciens grenats (Nicolas *et al.*, 1987 ; Dautria, 1988 ; Fabriès *et al.*, 1991). Dans cette hypothèse, des "péridotites à grenat" seraient "remontées" à travers le manteau (diapirs asthénosphériques au moment du stade Islande de l'archipel ?) depuis le niveau de stabilité du grenat jusqu'à celui du spinelle où elles se seraient rééquilibrées comme le montre d'une part leur minéralogie actuelle, d'autre part les températures obtenues avec les géothermomètres Opx-Cpx et Opx-Sp.

En résumé, les harzburgites de type I α .1 ont des caractères minéralogiques, texturaux et thermiques qui pourraient traduire la mise en place d'un matériel mantellique chaud ($T > 1000$ °C), asthénosphérique, dans un manteau supérieur lithosphérique plus froid.

b) - Les harzburgites "P" (type I α .2)

Les clinopyroxènes de ces roches apparaissent en équilibre avec les autres minéraux et en particulier avec l'orthopyroxène. Cela est notamment vérifié pour le fer et le magnésium. Cet état explique que l'on n'observe pas de variation de température entre les coeurs et les bordures des pyroxènes. Un rééquilibrage de cette importance implique des températures élevées, ce qui concorde bien avec les températures toujours supérieures à 1000 °C que nous avons mesurées et qui sont nettement supérieures à celles des harzburgites I α .1. Cependant, comme pour ces dernières, les harzburgites I α .2 ont subi un épisode de refroidissement tardif mis en évidence par le couple Opx-Sp.

Comme les clinopyroxènes des harzburgites "P" sont issus sans doute de processus d'interaction manteau - liquides basaltiques, leur rééquilibrage à haute température implique certainement un réchauffement d'un manteau péridotitique préexistant. On peut attribuer ce mécanisme à la percolation de magmas basaltiques. Cette hypothèse va dans le sens des modèles récents déduits de l'étude des massifs

lherzolitiques orogéniques. En effet, dans ces massifs, les bandes de harzburgites sont considérées comme des témoins d'interactions manteau-magmas basaltiques (Bodinier, 1989 ; Bodinier *et al.*, 1991 ; Downes *et al.*, 1991 ; Kelemen *et al.*, 1992 ; Remaidi, 1993). En ce qui nous concerne, cette hypothèse conduit à relier les différences de températures entre les deux types de harzburgite à leur distance par rapport aux filons de magmas (harzburgite "P" plus proches), ou à des variations de volume des magmas percolants (plus importants au sein du type "P").

c) - Les dunites (type Iβ)

L'étude géothermométrique complète n'a pu être faite que pour deux échantillons et les résultats sont en harmonie avec ceux des harzburgites de type Iα.1 et Iα.2. En effet, l'un des échantillons présente un équilibre entre 1000 et 1100 °C tandis que l'autre a été équilibré entre 930 et 950 °C avant d'être refroidi d'une centaine de degrés.

2) - Les enclaves de type IIa

Les résultats géothermobarométriques obtenus sur ce groupe d'enclaves revêtent une importance considérable dans l'évolution des modèles géodynamiques que nous proposons les géophysiciens. Nous verrons en effet qu'ils confirment l'épaississement crustal au niveau des îles Kerguelen.

Les faciès à plagioclase de ce groupe d'enclaves de type IIa (webstérite à Ol-Pl et métagabbros à spinelle) sont rééquilibrés dans les conditions du faciès granulite. En effet les paragenèses observées, et notamment les paragenèses réactionnelles avec ou sans saphirine, se rencontrent couramment dans les granulites basiques de la littérature (Wilkinson, 1975 ; Francis, 1976 ; Kay et Kay, 1981 et 1983 ; Griffin *et al.*, 1985 ; Griffin et O'Reilly, 1987 ; Rudnick et Taylor, 1987 ; Dautria et Girod, 1987). Le tableau 20 résume les estimations des conditions P-T moyennes obtenues sur ces roches. On retiendra que les métagabbros à Gt (\pm Sa) ont été rééquilibrés à des pressions voisines de 1,0 GPa.

Par ailleurs, les études expérimentales, entreprises dans des systèmes chimiques compatibles avec les compositions des granulites basiques, ont montré que lorsque les conditions de pression augmentent, ces roches évoluent depuis des assemblages à Ol - Pl - 2 Px (granulites de basse pression) jusqu'à des assemblages à Gt - Pl - 2 Px puis à Gt - Pl - Cpx (granulites à grenat) en passant par des assemblages à Pl - 2 Px (granulites à pyroxènes - Kushiro et Yoder, 1966 ; Irving, 1974a ; Herzberg, 1978 ; Gasparik, 1984 ; Wood et Holloway, 1984). Or ces trois grands types d'assemblages granulitiques s'observent dans les enclaves de webstérite à Ol-Pl et de métagabbros à spinelle de type IIa de Kerguelen (tableau 21).

Assemblage	Méthode	Nbre	Nbre	T (°C)
		échant.	couples	moyenne
ol-cpx-opx-pl-sp	Wells (opx/cpx)	4	8	950
ol-cpx-opx-pl-sp	Fabriès (ol/sp)	3	4	940
cpx-opx-pl-sp	Wells (opx/cpx)	6	12	920
cpx-opx-pl-sp-sa	Wells (opx/cpx)	3	7	925
cpx-opx-pl-sp-gt	Wells (opx/cpx)	2	5	920
cpx-opx-pl-sp-gt	Ellis et Green (cpx/gt)	2	5	970
cpx-opx-pl-sp-gt	Harley (opx/gt)	2	5	930
cpx-opx-pl-sp-gt-sa	Wells (opx/cpx)	2	7	985
cpx-opx-pl-sp-gt-sa	Ellis et Green (cpx/gt)	2	6	970
cpx-opx-pl-sp-gt-sa	Harley (opx/gt)	2	5	965

Assemblage	Méthode	Nbre	Nbre	P (GPa)
		échant.	couples	moyenne
cpx-opx-pl-sp-gt	Harley (opx/gt)	2	5	1,2
cpx-opx-pl-sp-gt	Harley et Green (opx/gt)	2	5	1,1
cpx-opx-pl-sp-gt-sa	Harley (opx/gt)	2	6	1,3
cpx-opx-pl-sp-gt-sa	Harley et Green (opx/gt)	2	6	1,1

Tableau 20 : Moyenne des P et T calculées pour les roches à plagioclase de type IIa (métagabbros et webstérites à Ol + Pl)

Type pétrographique	Assemblage	Faciès granulite
Webstérite à olivine et plagioclase	Ol-CpxI-OpxI-Pl-SpI et CpxII-OpxII-SpII	passage granulite de basse pression- granulite à pyroxènes
Métagabbros à pyroxènes	Cpx-Opx-Pl-Sp	granulite à pyroxènes
Métagabbros à saphirine	Cpx-Opx-Pl-Sp et Sa-CpxII	granulite à pyroxènes
Métagabbros à grenat	Cpx-Opx-Pl-Sp et Gt-CpxII	passage granulite à pyroxènes - granulite à grenat
Métagabbros à saphirine et grenat	Cpx-Opx-Pl-Sp et Sa-Gt-CpxII	passage granulite à pyroxènes - granulite à grenat

Tableau 21 : Correspondance entre les assemblages minéralogiques des enclaves à plagioclase de type IIa et les différents types de faciès granulitiques

Il est donc ainsi clairement établi que les différents faciès pétrographiques de type IIa ont été rééquilibrés à des profondeurs différentes. Les webstérites à Ol-Pl sont des témoins de niveaux plus superficiels que les métagabbros à grenat ± saphirine. Entre ces deux niveaux extrêmes se placent les métagabbros à pyroxènes.

Retenons aussi que des associations réactionnelles (coronites et symplectites) ont été surimposées aux assemblages correspondant à différents profondeurs. Ces associations réactionnelles témoignent des changements dans les climats thermodynamiques qu'ont traversé ces roches. Parmi ces associations réactionnelles, celles qui proviennent de la réaction $Ol + Pl \rightarrow Opx + Cpx + Sp$ marquent le passage du champ de stabilité des granulites de basse pression à celui des granulites à pyroxènes ; celles qui contiennent du grenat marquent, pour leur part, le passage des granulites à pyroxènes à celui des granulites à grenat. Comme on l'a vu lors de l'étude topologique, ces évolutions paragénétiques sont toutes compatibles avec une baisse de température et/ou une augmentation de pression.

L'ensemble des résultats obtenus établit que les enclaves de type IIa ont été rééquilibrées sous des pressions de 0,5 GPa à 1,6 GPa pour des températures allant de 750 °C à 1000 °C. Ces conclusions pétrologiques doivent être associées aux récentes études géophysiques qui ont montré que la croûte océanique de l'archipel était surépaissie et qui placent l'interface croûte-manteau à une profondeur comprise entre 14 et 20 Km (Recq *et al.*, 1990 ; Charvis *et al.*, 1993). Les enclaves de type IIa ont donc été rééquilibrées dans les conditions des niveaux lithosphériques profonds s'échelonnant depuis la croûte inférieure jusqu'au niveau du manteau supérieur. Elles représentent sans doute le matériel qui est responsable de l'épaississement et du "sous-placage" mis en évidence par la sismologie.

3) - Les enclaves de type IIb et IIc

Dans le cas des clinopyroxénites à grenat et des métagabbros à ilménite et spinelle (type IIb), l'intervalle de pression obtenu par le couple Opx/Gt (Harley et Green, 1982 ; Harley, 1984) s'étale entre 0,70 GPa et 1,35 GPa pour des températures le plus souvent comprises entre 850 °C et 1000 °C (Wells, 1977 ; Harley, 1984). Ces estimations impliquent, à Kerguelen, un rééquilibrage à des profondeurs supérieures à 20 Km, donc dans les conditions du manteau supérieur.

Les métagabbros à ilménite (type IIc) ont des assemblages typiques de granulites basiques à grenat (Kay et Kay, 1981 ; Griffin et O'Reilly, 1987) pour lesquelles l'expérimentation a placé la limite inférieure du champ de stabilité à des températures de l'ordre de 1000 °C pour des pressions supérieures à 0,8 GPa (Kushiro et Yoder, 1966 ; Irving, 1974 ; Gasparik, 1984). Dans le cas de variations simultanées de P et T, l'espace thermobarométrique qui correspond à ces assemblages va de 0,90

GPa à 1,60 GPa (Harley et Green, 1982 ; Harley, 1984) pour des températures de 850 °C à 950 °C. Il est donc acquis que les métagabbros à ilménite (type IIc) ont été également rééquilibrées dans les conditions du manteau supérieur de l'archipel de Kerguelen.



Chapitre 6 :

COMPOSITIONS CHIMIQUES GLOBALES

- Chimie globale des enclaves de type I
- Chimie globale des enclaves de type II
- Discussion



Cette étude vise à établir les principaux caractères géochimiques des enclaves et leurs relations avec les données pétrographiques et minéralogiques qui précèdent. On analysera successivement les comportements des éléments majeurs, des éléments en trace et des terres rares⁽¹⁾ et, dans chaque approche, les principaux types pétrographiques. On se limitera aux enclaves de type I (harzburgites et dunites) et de type II (suite à 2 Px + Sp ; suite à Cpx-Ilm-Sp et métagabbros à ilménite). Les enclaves de type III et les enclaves composites sont de trop petites tailles ou présentent trop de modifications pour se prêter à des interprétations rigoureuses et n'ont donc pas été analysées.

D) - Chimie globale des enclaves de type I (tableaux en annexe)⁽²⁾

1) - Les éléments majeurs

* Type I α : harzburgites

Elles ont des compositions chimiques globales très homogènes (figure 91) comme l'indiquent leurs rapports mg* ($100 \times \text{Mg} / \text{Mg} + \text{Fe}_T$) compris entre 90 et 92 et les très faibles variations des teneurs en aluminium et en calcium qui reflètent parfaitement les compositions modales (pauvreté en Sp et Cpx). Les deux sous-types sont identiques au plan des majeurs, à l'exception du titane parfois sensiblement plus abondant dans les harzburgites de type I α .2 (TiO₂ : 0,15-0,02 %) que dans celles de type I α .1 (TiO₂ < 0,05 %). Avec un mg* supérieur à 88, les harzburgites de Kerguelen se classent dans les xénolithes mantelliques "normaux" (Frey et Green, 1974 ; Wilshire et Shervais, 1975 ; Frey et Prinz, 1978) par opposition aux péridotites mantelliques ferrifères où mg* est inférieur à 88 (Kushiro, 1973 ; Berger, 1981 ; Bergman, 1982). Par ailleurs leurs très faibles teneurs en CaO (< 1,10 %), Al₂O₃ (< 1,15 %), Na₂O (< 0,18 %) et TiO₂ (< 0,13 %) leurs confèrent un caractère très déprimé et réfractaire par rapport aux différents modèles de manteau fertile (figure 92 et tableau 22), ce qui les rapprochent des enclaves harzburgitiques de l'île de Lanzarote aux Canaries (Siena *et al.*, 1991) et des harzburgites des massifs lherzolitiques orogéniques des Pyrénées (Conquéré, 1978).

modèle de manteau fertile	CaO	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	TiO ₂
pyrolite (Green et al, 1979)	3,40 %	4,40 %	0,40%	0,17 %
lherzolite "fertile" (Nixon, 1987b)	3,26 %	2,75 %	0,33 %	0,25%
lherzolites "fertiles" (Jagoutz et al., 1979)	3,50 %	4,00 %	0,33 %	0,22%

Tableau 22 : Quelques estimations des teneurs en calcium, titane et en alcalins du manteau fertile

(1) : Concentrations chondritiques pour normalisation : Masuda *et al.* (1973) ; Nakamura (1974) ; Sun (1982) ; Sun et Mc Donough (1989) ; Mc Donough et Frey (1989) : La = 0,33-0,378 ; Ce = 0,8-0,976 ; Pr = 0,130-0,135 ; Nd = 0,63-0,716 ; Sm = 0,20-0,23 ; Eu = 0,077-0,087 ; Gd = 0,276-0,311 ; Dy = 0,34-0,39 ; Ho = 0,075-0,08 ; Er = 0,225-0,255 ; Yb = 0,220-0,249 ; Lu = 0,034-0,039

(2) : 27 échantillons d'enclaves de type I (harzburgites et dunites) ont été analysés par fluorescence X (7 de type I α .1, 10 de type I α .2 et 10 de type I β). Des analyses complémentaires (terres rares) par I.C.P - M.S. ont été réalisées parmi ces 27 (3 de type I α .1, 2 de type I α .1 et 4 de type I β).

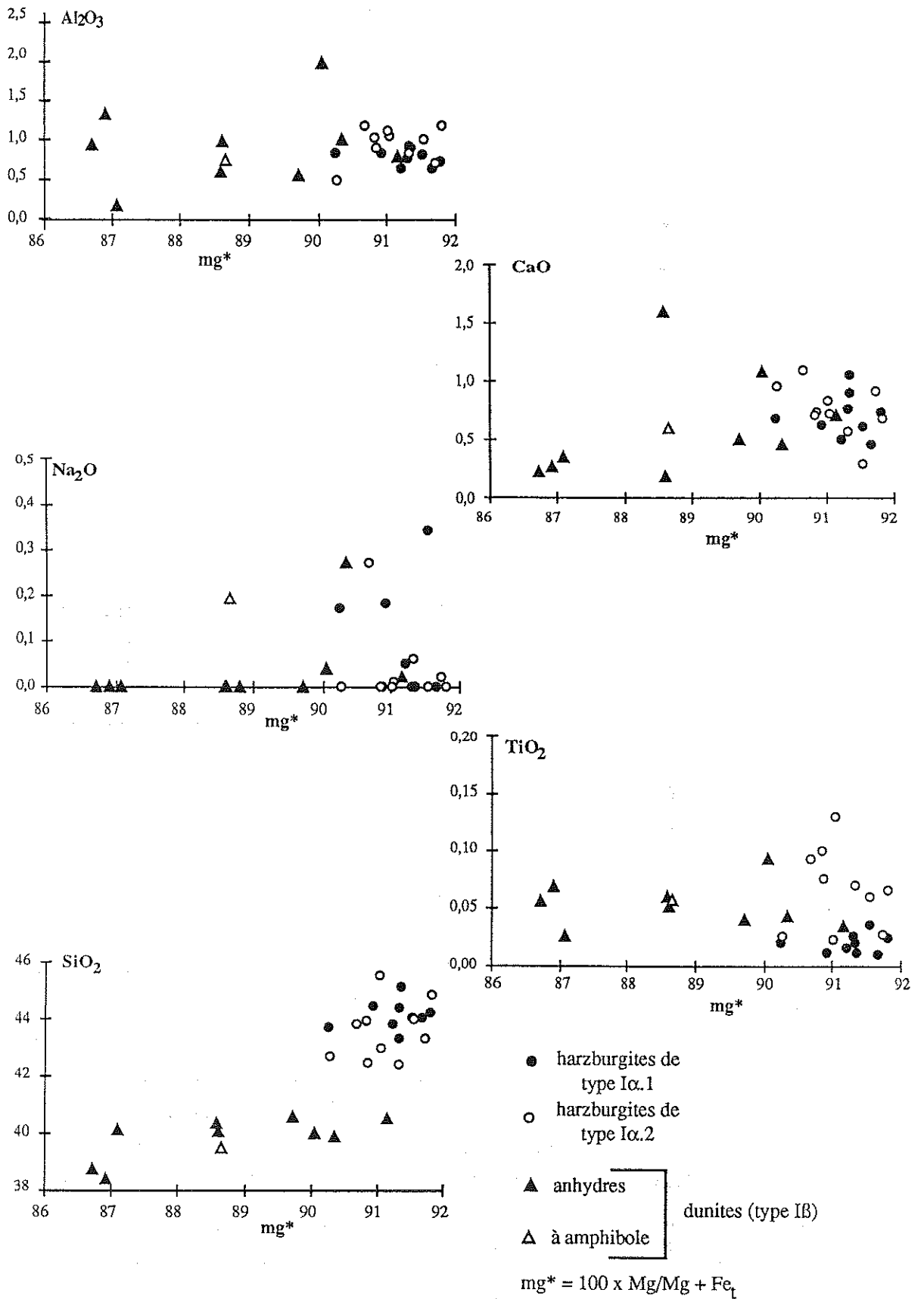


Figure 91 : Diagrammes oxydes - mg* des enclaves de type I

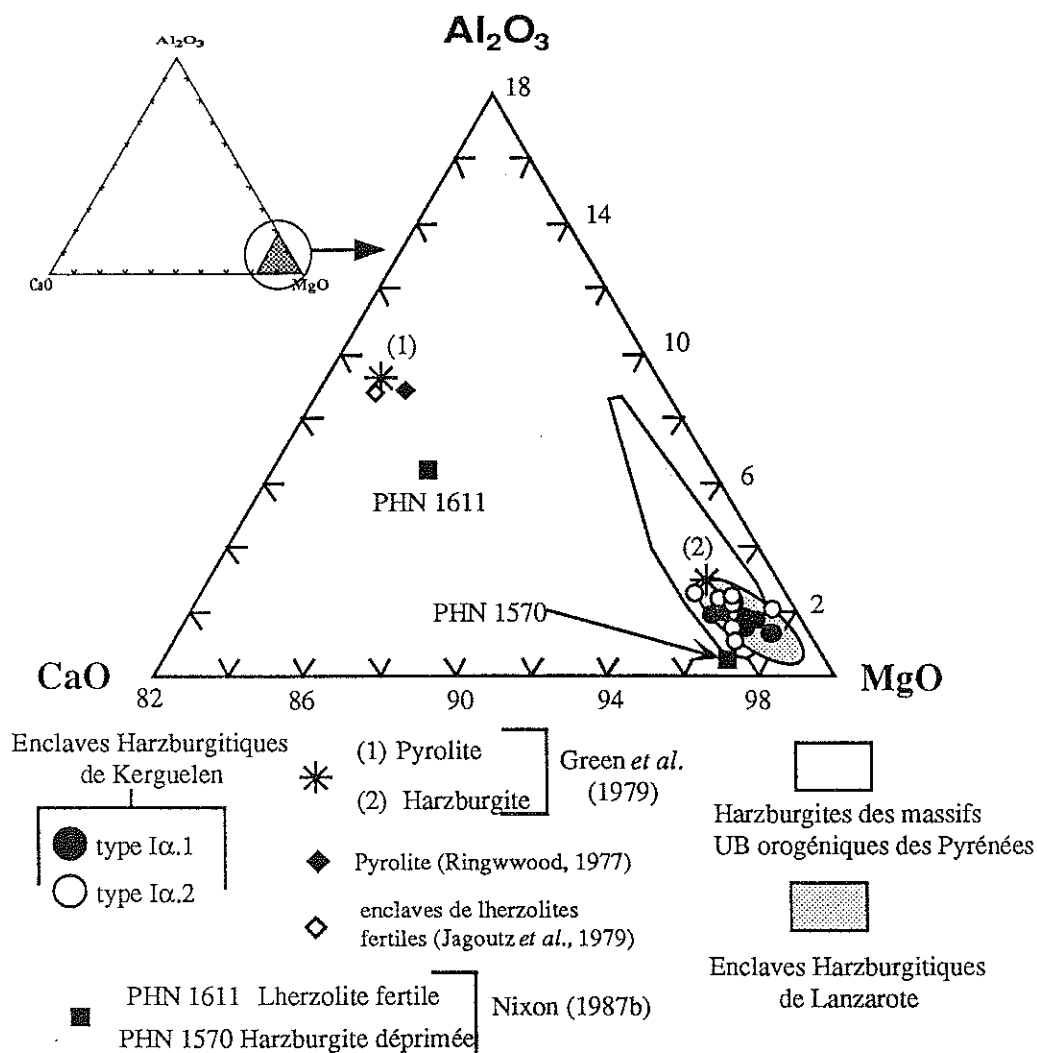


Figure 92 : Diagramme Al_2O_3 -CaO-MgO des harzburgites (type I α)

* Type I β : dunites

Les dunites sont plus ferrifères et chimiquement beaucoup plus hétérogènes que les harzburgites (figure 91). Cela se traduit par des rapports mg* allant jusqu'à 86 et par des teneurs en aluminium et en calcium qui varient beaucoup (Al_2O_3 : 1,91-0,15 % et CaO : 1,60-0,34 %) et dépassent celles des harzburgites. Ces variations, exprimées dans le diagramme triangulaire CaO- Al_2O_3 -MgO (figure 93), correspondent à une augmentation des proportions relatives de CaO et Al_2O_3 corrélée à une légère diminution des teneurs en MgO. Ces relations traduisent les variations des pourcentages modaux du spinelle (Al_2O_3) et du clinopyroxène (CaO) dans certaines enclaves dunitiques (cf. chapitre III). Ce diagramme montre par ailleurs que les dunites de Kerguelen les plus riches en clinopyroxène et spinelle ont des compositions voisines de celle de la dunite à Clinopyroxène et plagioclase du massif UB orogénique de Lanzo (Alpes Italiennes - Bodinier, 1989) alors que les roches appauvries en Cpx ont des compositions similaires à celles des dunites "sensu stricto" (Lanzo - Bodinier, 1989 ; Lanzarote - Siena *et al.*, 1991 ; Hawaï - Jackson *et al.*, 1981, Sen, 1983 et 1987).

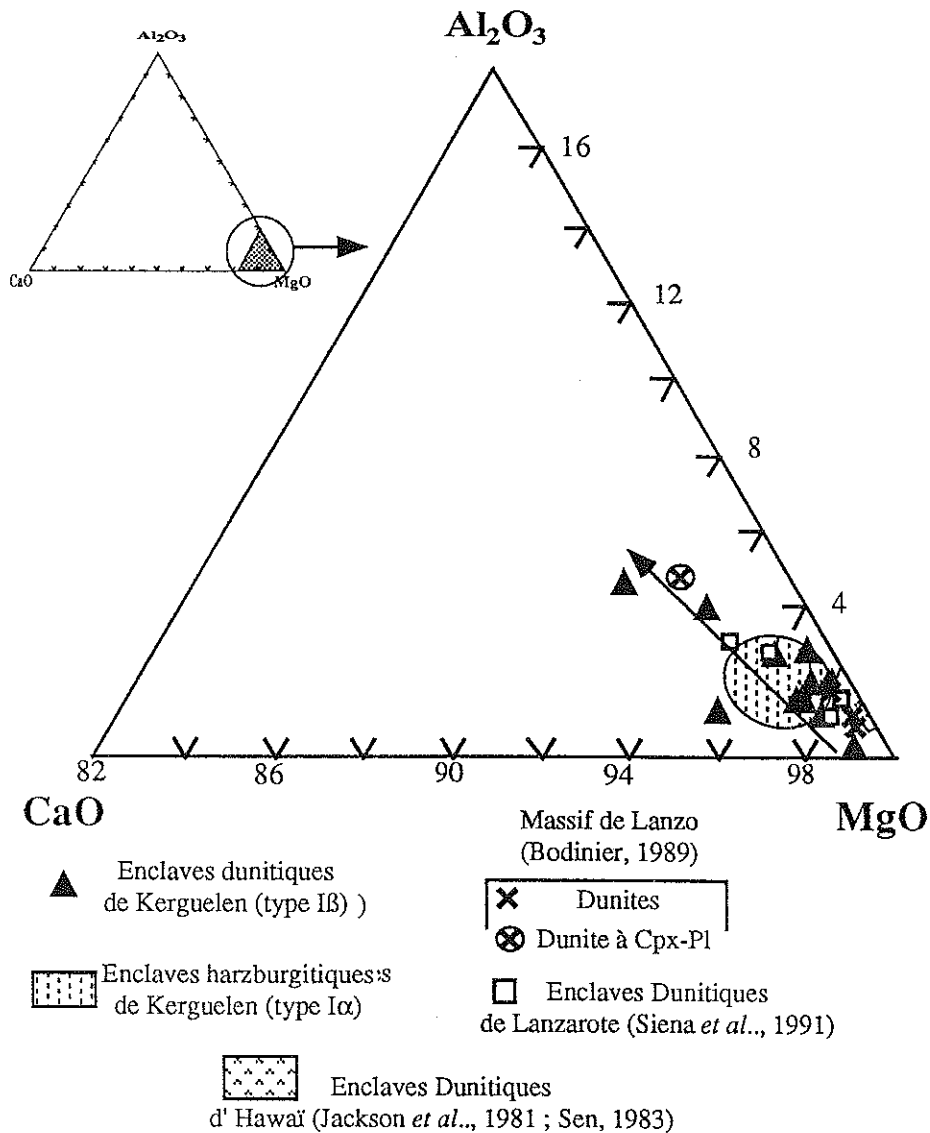


Figure 93 : Diagramme Al_2O_3 -CaO-MgO des dunitites (type I β)

2) - Les éléments en trace

a) - les éléments de transition

* Type I α : harzburgites

Les deux types de harzburgites (I α .1 et I α .2) se ressemblent eu égard aux éléments de transition (Ni, Co, Cr, V, Sc, Cu) et elles sont homogènes. Toutefois, le zinc est plus abondant dans les harzburgites de type I α .2 que dans les harzburgites de type I α .1 (figure 94), peut être à cause de la différence de composition des Cpx qui semblent pouvoir contrôler cet élément (Frey et Green, 1974 ; Dautria, 1988), mais cela n'a pu être vérifié à la microsonde.

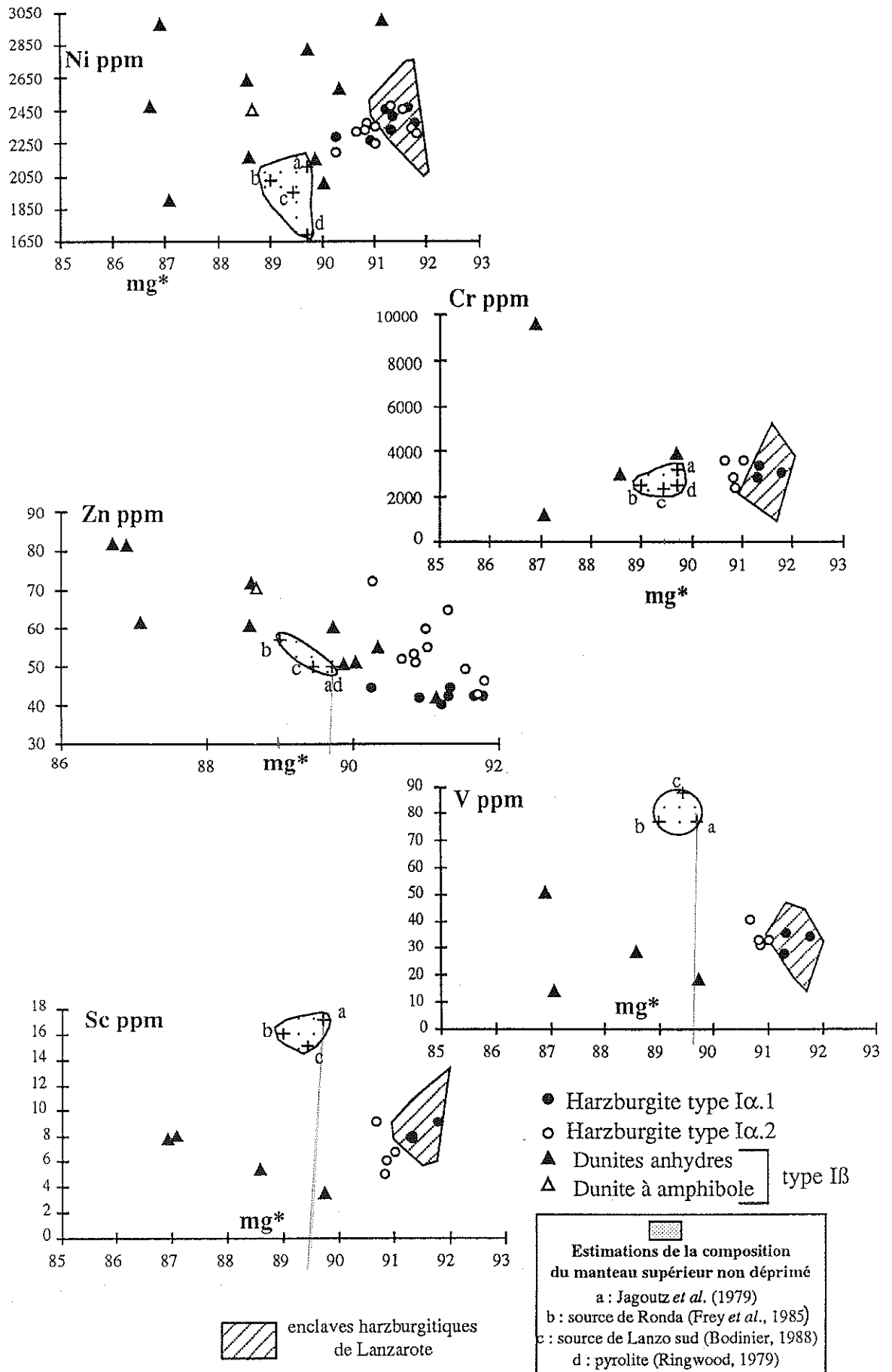


Figure 94 : Diagrammes éléments en trace de la série de transition - mg* des enclaves de type I

Le groupe d'éléments (Ni, Cr, V et Sc) montre, comme les majeurs, le caractère réfractaire de ces roches, similaire à celui des enclaves harzburgitiques de Lanzarote (Siena *et al.*, 1991). Leurs teneurs en V et Sc sont en effet beaucoup plus faibles et leurs concentrations en Ni nettement plus fortes que celles d'un manteau supérieur non déprimé (enclaves lherzolitiques "fertiles", Jagoutz *et al.*, 1979 ; lherzolites non déprimées des massifs lherzolitiques orogéniques de Ronda en Espagne, Frey *et al.*, 1985 et de Lanzo dans les Alpes Italiennes, Bodinier, 1988 ; modèle pyrolitique dans le système CFMAS, Ringwood, 1979). Les différences de comportement de ces trois éléments dans les péridotites mantelliques s'expliquent par l'affinité du nickel pour l'olivine et le contrôle du scandium et du vanadium par le clinopyroxène et/ou le spinelle (Frey et Green, 1974 ; Allègre *et al.*, 1977 ; Irving, 1978).

* Type I β : dunites

Les variations observées avec les éléments majeurs apparaissent amplifiées avec les éléments de transition et confirment les différences géochimiques des dunites avec les harzburgites et avec le manteau fertile (figure 94). On remarquera par ailleurs qu'aucune évolution régulière (lherzolite fertile - harzburgite - dunite) n'apparaît. Cela exclut une évolution par appauvrissement progressif dû à une simple fusion partielle. Les variations des teneurs en nickel en fonction du mg* des dunites semblent totalement aléatoires. Les teneurs en chrome augmentent avec les proportions de spinelle et de Cpx. Le zinc présente une corrélation négative avec mg* et ses proportions peuvent être très supérieures à celles des harzburgites de type I α .1 et du manteau fertile. Cela est peut être à mettre en relation avec un coefficient de partage D_{Cpx}^{Zn} particulièrement élevé, qui traduirait l'arrivée d'un Cpx secondaire dans ces roches comme dans les harzburgites de type I α .2.

b) - les terres rares

* harzburgites et dunites (figure 95)

Exception faite des terres rares légères dans trois échantillons (MG-91-216, GM-92-512 et DR 4), les harzburgites offrent des spectres appauvris en terres rares par rapport à celui d'un manteau fertile (Jagoutz *et al.*, 1979). L'appauvrissement maximum est observé dans l'échantillon MG-91-38 qui ne possède que 20 % (terres rares légères), 3 % (terres rares intermédiaires) et 10 % (terres rares lourdes) des valeurs qui caractérisent les chondrites (Mac Donough et Frey, 1989).

Les spectres des harzburgites traduisent des processus de fractionnement des terres rares. En effet, pour les trois harzburgites de type I α .1 l'aspect général des spectres est celui d'un "U" asymétrique marquant un enrichissement préférentiel en terres rares légères et en terres rares lourdes par rapport aux terres rares intermédiaires. Si ce double enrichissement est net dans le cas de l'échantillon MG-91-38, dans les

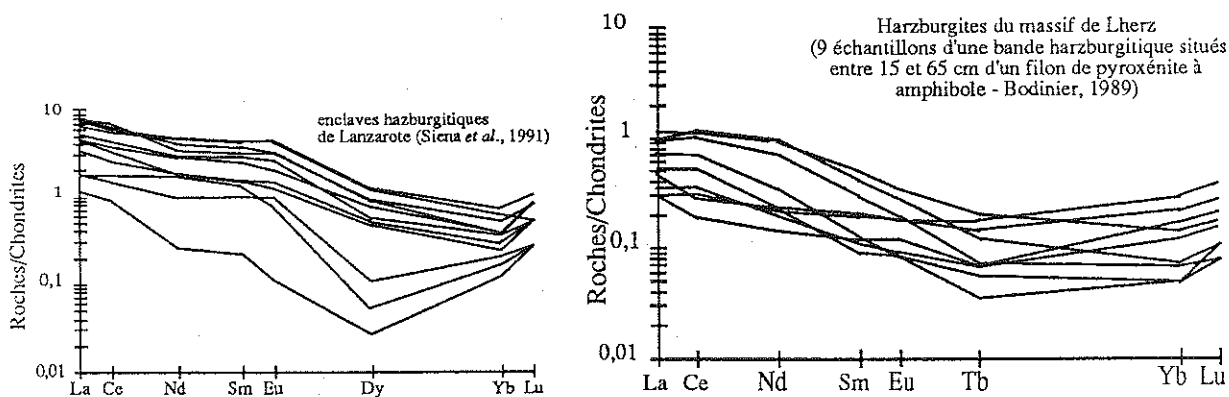
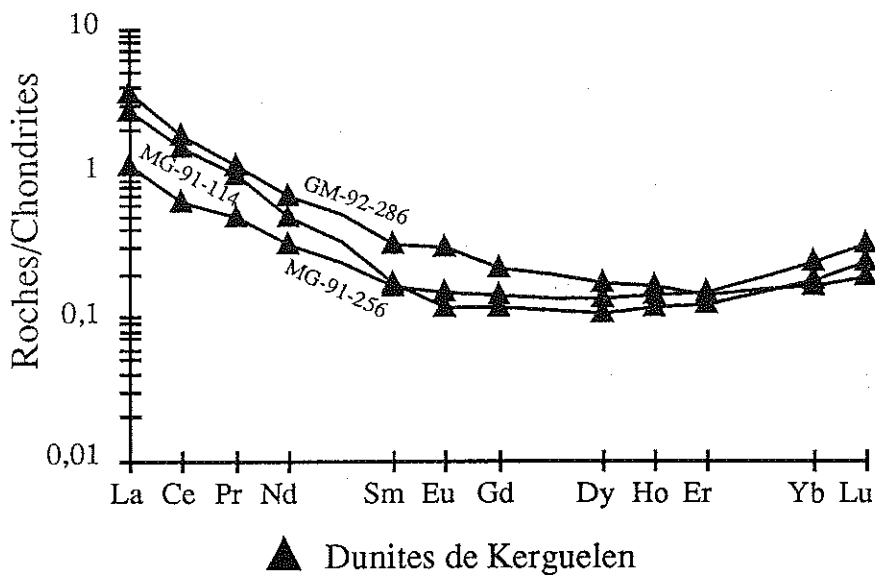
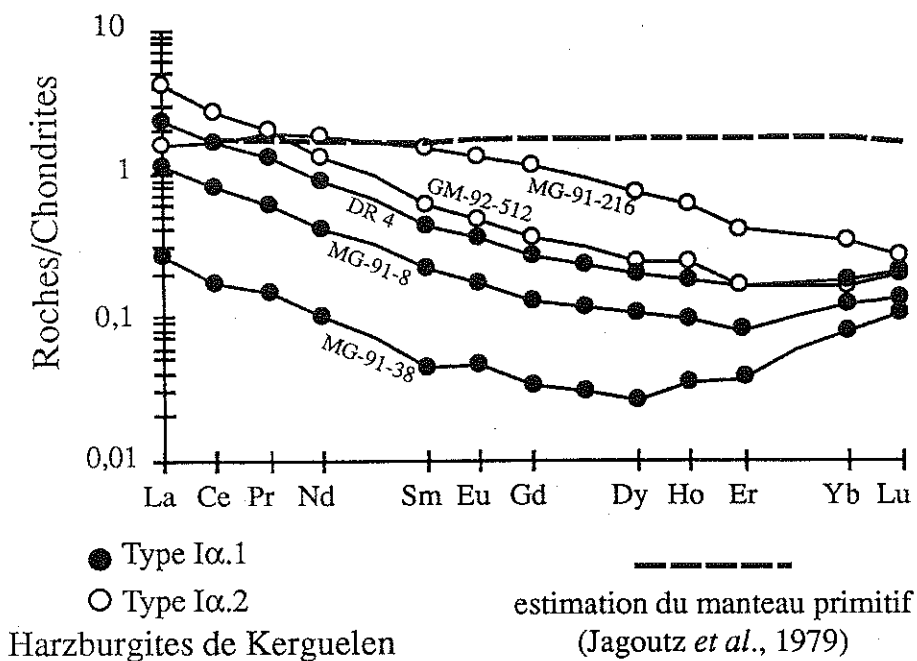


Figure 95 : Diagramme des concentrations en terres rares des enclaves de type I normalisées aux valeurs chondritiques.

deux autres enclaves de type I α .1 l'enrichissement en terres rares lourdes est plus discret. Les harzburgites de type I α .2 présentent, quant à elles, soit ce spectre en forme de "U" (GM-92-512), soit un spectre plat au niveau des terres rares légères et qui montre alors un appauvrissement progressif depuis les terres rares intermédiaires jusqu'aux lourdes (MG-91-216). Ce type de spectre peut s'expliquer également par un enrichissement préférentiel en terre rares légères par rapport aux terres rares plus lourdes.

Les mêmes types de fractionnement des terres rares (spectres en U) s'observent dans les dunités où les appauvrissements par rapport au manteau fertile n'atteignent pas les valeurs extrêmes de l'échantillon MG-91-38.

Si la forme des spectres des harzburgites et des dunités de Kerguelen rappellent ceux des harzburgites de Lanzarote et de Lherz (Siena *et al.*, 1991 ; Bodinier, 1989), les valeurs sont cependant plus proches de celles de Lherz (figure 95).

II) - Chimie globale des enclaves de type II

1) - Les éléments majeurs, mineurs et traces (excepté les terres rares)⁽¹⁾

Les faibles teneurs en eau (perte au feu : 0 à 3 %) des différents échantillons de type II confirment la grande fraîcheur des enclaves (cf. chapitre 3). Dans ces enclaves, qui ont toutes moins de 50 % de SiO₂, les éléments les plus discriminants sont le fer et le magnésium et le rapport mg* varie dans des intervalles spécifiques aux trois groupes d'enclaves de type II. Les enclaves de type IIa sont plus magnésiennes (mg* : 91-76) que les enclaves de type IIb (mg* : 72-53) et IIc (mg* : 64-50). Les autres éléments, majeurs et en trace, présentent aussi des variations d'un groupe à l'autre mais elles sont souvent masquées par les variations observées dans un même groupe. Par ailleurs il n'apparaît pas de relation nette entre le rapport mg* et ces éléments (figures 96 et 97).

* les enclaves de type IIa (tableaux en annexe)

Elles ont en commun une grande pauvreté en TiO₂ (< 0,38 poids %), en K₂O (< 0,60 poids %), en P₂O₅ (< 0,05 poids %) (figure 96) ainsi qu'en Zr, Nb, Rb, Y et Ba, parfois très proches de la limite de résolution analytique (figure 97). Cela peut s'expliquer par le caractère incompatible de ces éléments vis à vis de tous les minéraux observés dans ces roches (Villemant *et al.*, 1981 ; Mc Kenzie et O'Nions, 1991).

(1) : 85 échantillons d'enclaves de type II ont été analysés par fluorescence X (53 de type IIa, 13 de type IIb et 10 de type IIc). Des analyses complémentaires (terres rares) par I.C.P - M.S. ont été réalisées parmi ces 85 (10 de type IIa, 3 de type IIb et 3 de type IIc).

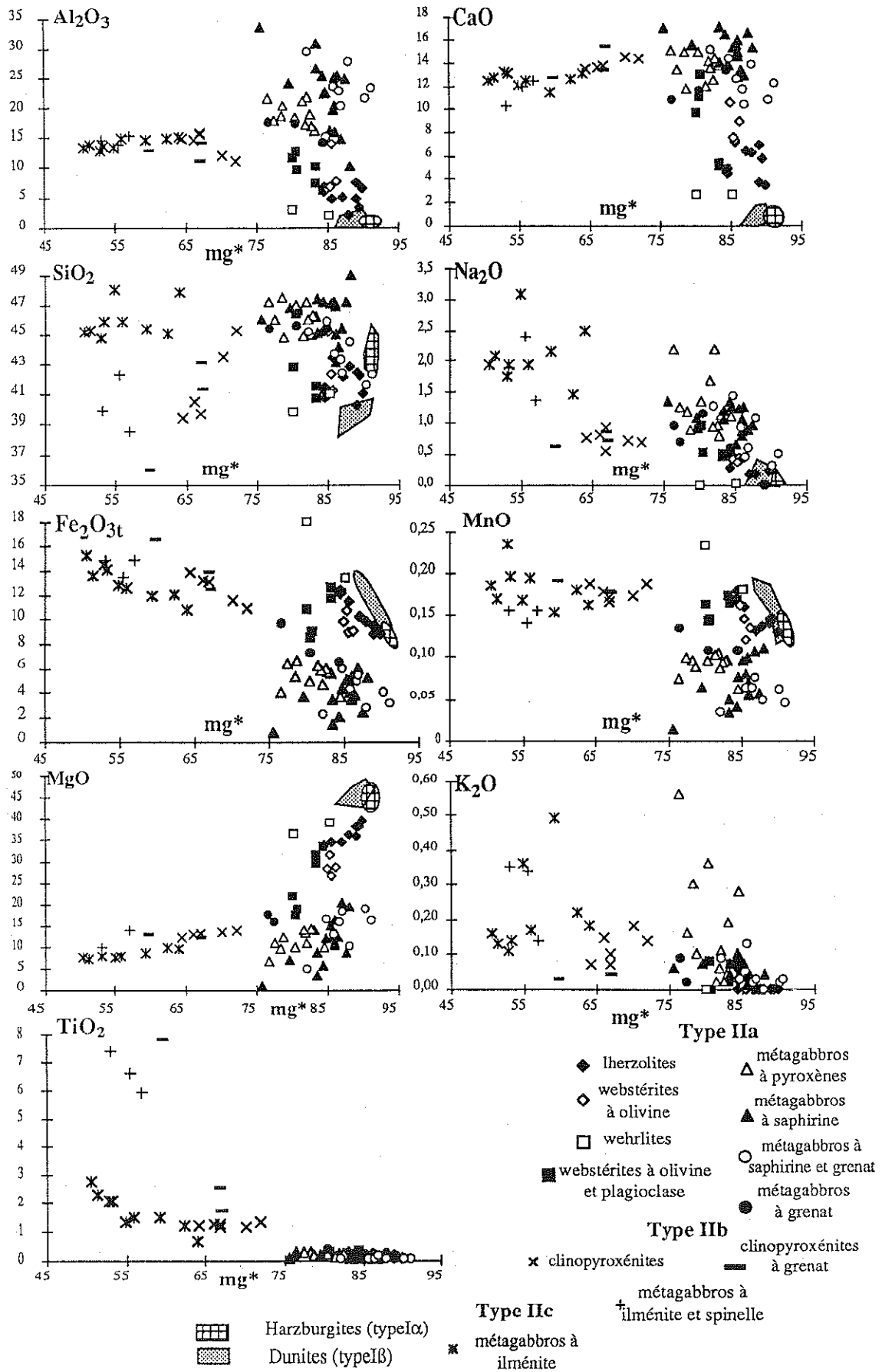


Figure 96 : Diagrammes poids % oxydes - mg* des enclaves de type II

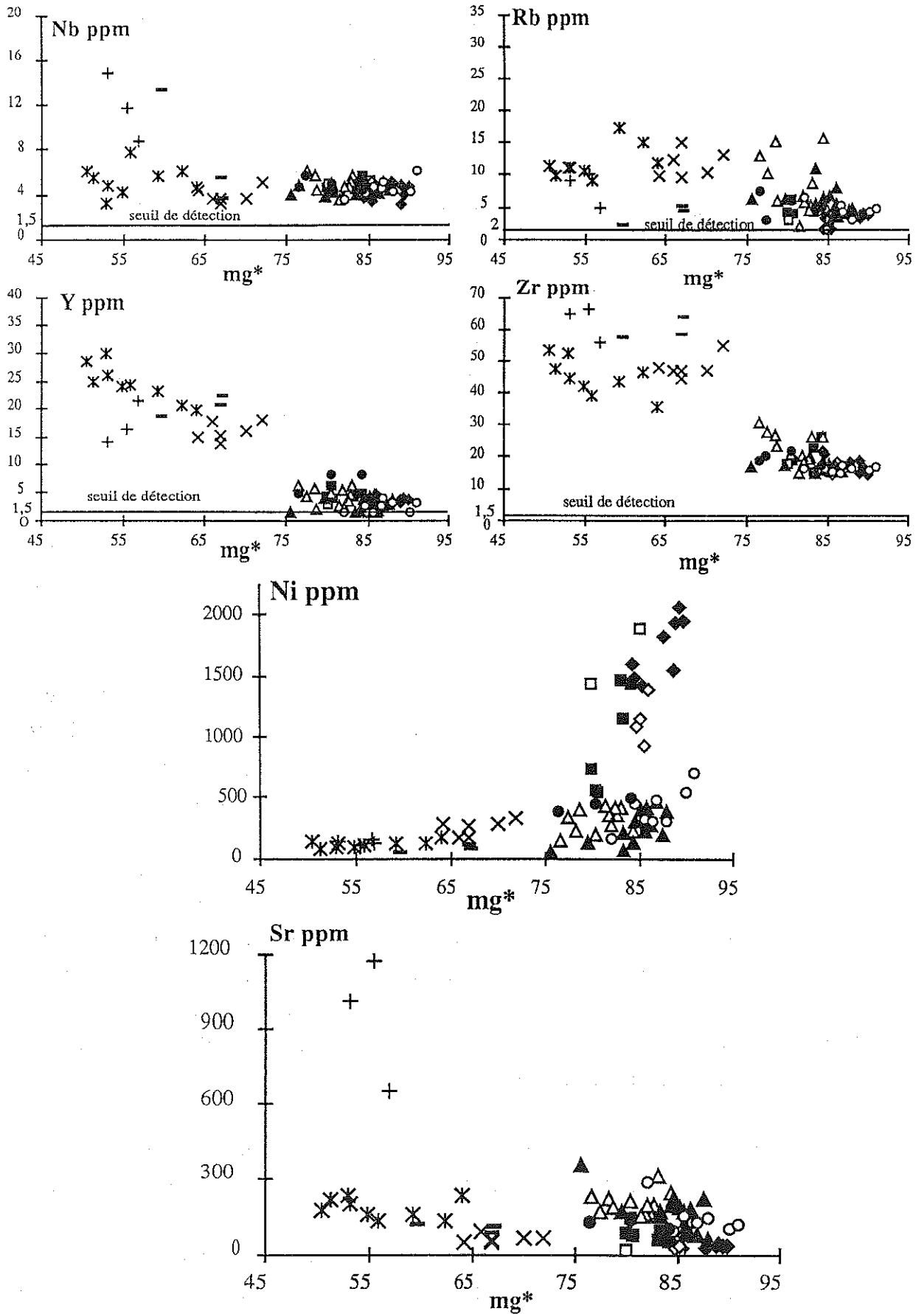


Figure 97 : Diagrammes éléments en trace - mg* des enclaves de type II (figurés cf. figure 96)

Les autres éléments présentent des intervalles de variation conséquents, cohérents avec les groupes pétrographiques définis précédemment (ultrabasiques et basiques), et qui conduisent à discriminer l'ensemble lherzolites-webstérites ± olivine-wehrlites de l'ensemble des métagabbros à spinelle, les webstérites à olivine + plagioclase occupant une place intermédiaire entre ces deux ensembles. Cette distinction apparaît clairement sur les figures 96 et 97. Les lherzolites, les webstérites ± olivine et les wehrlites sont plus pauvres en Al_2O_3 , CaO, SiO_2 , Na_2O et Sr que les métagabbros à spinelle. En revanche, elles sont plus riches en MgO, Fe_2O_3 (total), MnO et Ni. Cette distinction se traduit sur le plan normatif par le fait que l'ensemble des métagabbros à spinelle ont des compositions de gabbros à olivine, de gabbros troctolitiques, de troctolites et d'anorthosite. La majorité de ces métagabbros sont à hypersthène normatif et le corindon normatif apparaît dans quelques échantillons très alumineux et pauvres en silice. On retiendra également que la saphirine se trouve généralement dans les métagabbros les plus magnésiens.

Les diagrammes portant le MgO en abscisse (figure 98) précisent les informations obtenues avec les diagrammes sous-tendus par le rapport mg*. Ils montrent en effet des variations linéaires depuis les lherzolites jusqu'aux métagabbros et traduisent le rôle des proportions modales des principaux minéraux, olivine, pyroxènes et plagioclase. Les faciès riches en plagioclase (lits plagioclasiques, métaleucogabbros, anorthosites) tendent la corrélation vers les hautes teneurs en Al_2O_3 , CaO et Sr pour de faibles teneurs en MgO et Ni et, à l'inverse, les faciès riches en olivine tendent la même corrélation vers de faibles teneurs en Al_2O_3 , CaO et Sr pour des teneurs élevées en MgO et Ni. Les faciès riches en pyroxènes occupent des positions intermédiaires avec des tendances qui dépendent de leurs proportions de plagioclase et d'olivine. On remarquera également une légère dispersion due à l'alumine dans les faciès ultrabasiques, mécanisme attribuable à l'abondance du spinelle qui peut atteindre 14,5 %. Les premières données obtenues pour les autres éléments de transition (Co, Cr, V et Sc) confirment le rôle des proportions relatives de Pl, Px et Ol. En effet le chrome par exemple, qui a un coefficient de partage élevé vis à vis des pyroxènes (Irving, 1978a ; Villemant *et al.*, 1981), est plus concentré dans les faciès UB et dans les lits pyroxénitiques des métagabbros à spinelle que dans les faciès riches en plagioclases (cf. tableaux en annexe).

Dans le triangle Al_2O_3 - FeO (total) - MgO (figure 99), on observe une évolution progressive marquée par un enrichissement en Al_2O_3 et une diminution en MgO, à fer quasi constant, depuis les faciès UB jusqu'aux métagabbros à spinelle. Cette évolution est identique à celle observée dans les ségrégats magmatiques pyroxénitiques et gabbroïques qui recoupent les massifs lherzolitiques orogéniques et les massifs ophiolitiques des Alpes Italiennes et des Apennins (Lensch, 1975 ; Boudier, 1976 ; Cottin, 1978). L'évolution qui apparaît plus complète et plus régulière à Kerguelen, souligne la continuité assurée par les faciès intermédiaires entre les roches riches en olivine et les roches composées essentiellement de plagioclase.

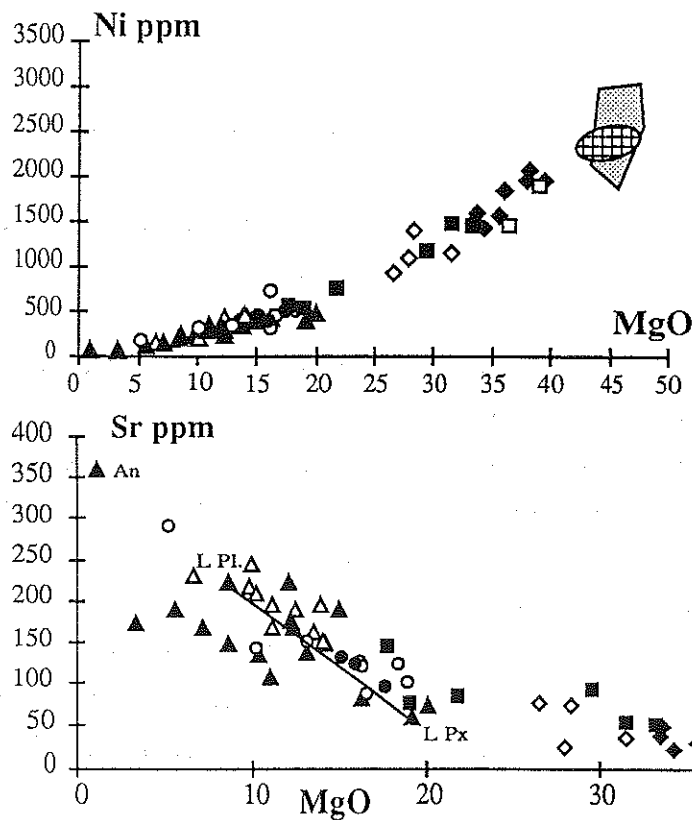
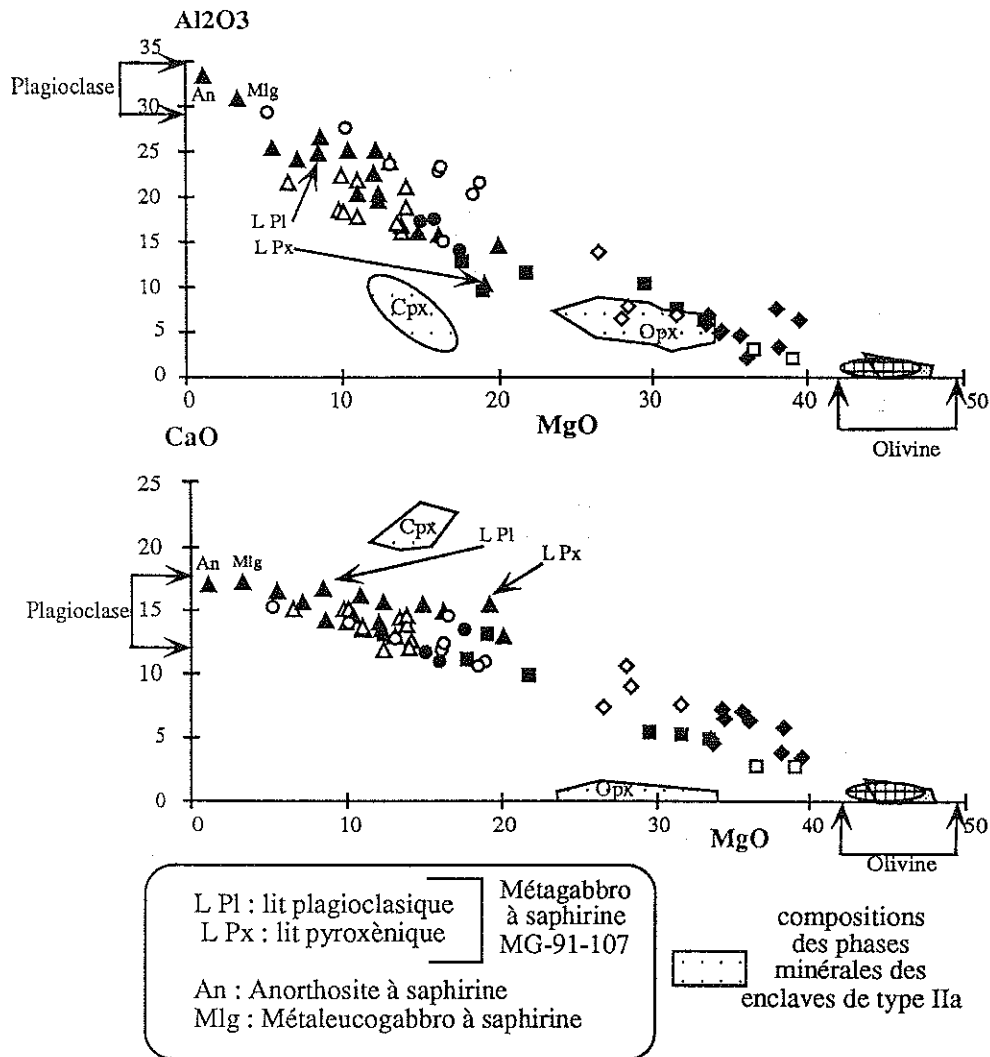


Figure 98 : Diagramme oxydes - MgO et éléments en trace - MgO des enclaves de type IIa (figurés type I, voir fig. 96)

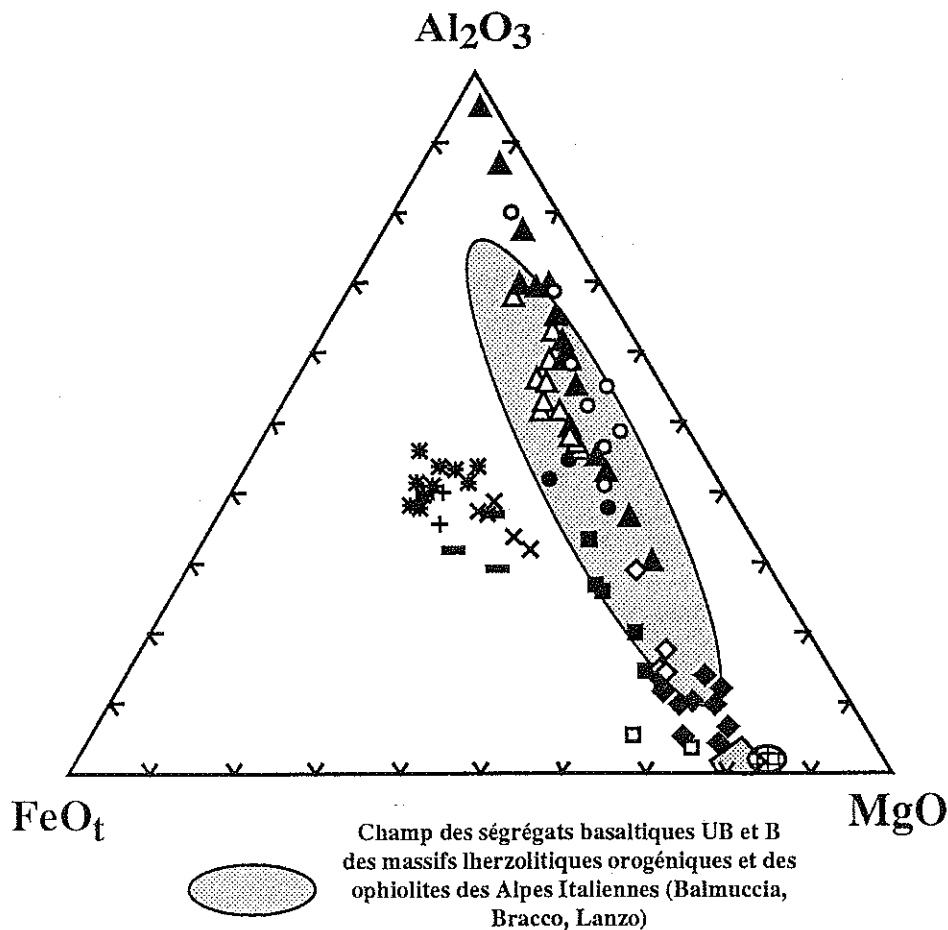


Figure 99 : Diagramme Al_2O_3 - $\text{FeO}_{\text{total}}$ - MgO des enclaves de type II

* les enclaves de type IIb (tableaux en annexe)

Les enclaves de type IIb se distinguent des enclaves de type IIa, rappelons le, par des valeurs nettement plus faibles du rapport mg^* . Les caractères chimiques de ces roches s'expliquent également par leur composition minéralogique. S'agissant essentiellement de clinopyroxénites, elles se placent naturellement en position intermédiaires et décalées par leur mg^* par rapport aux enclaves de type IIa dans les diagrammes Al_2O_3 - mg^* et CaO - mg^* (figure 96). Les variations des teneurs en SiO_2 et en TiO_2 sont liées aux variations modales des silicates (Cpx et Pl) et des oxydes (spinelle et ilménite). Dans les métagabbros à Ilm + Sp un plagioclase plus sodique que celui des enclaves de type IIa (cf. chapitre 4) explique les plus fortes teneurs en sodium et surtout en strontium ($\text{Sr} > 600$ ppm - figure 97) de ces roches par rapport à celles des clinopyroxénites avec ou sans grenat. Les éléments traces conservent de faibles teneurs mais les éléments incompatibles sont sensiblement plus abondants (Y-Zr) que dans les enclaves de type IIa.

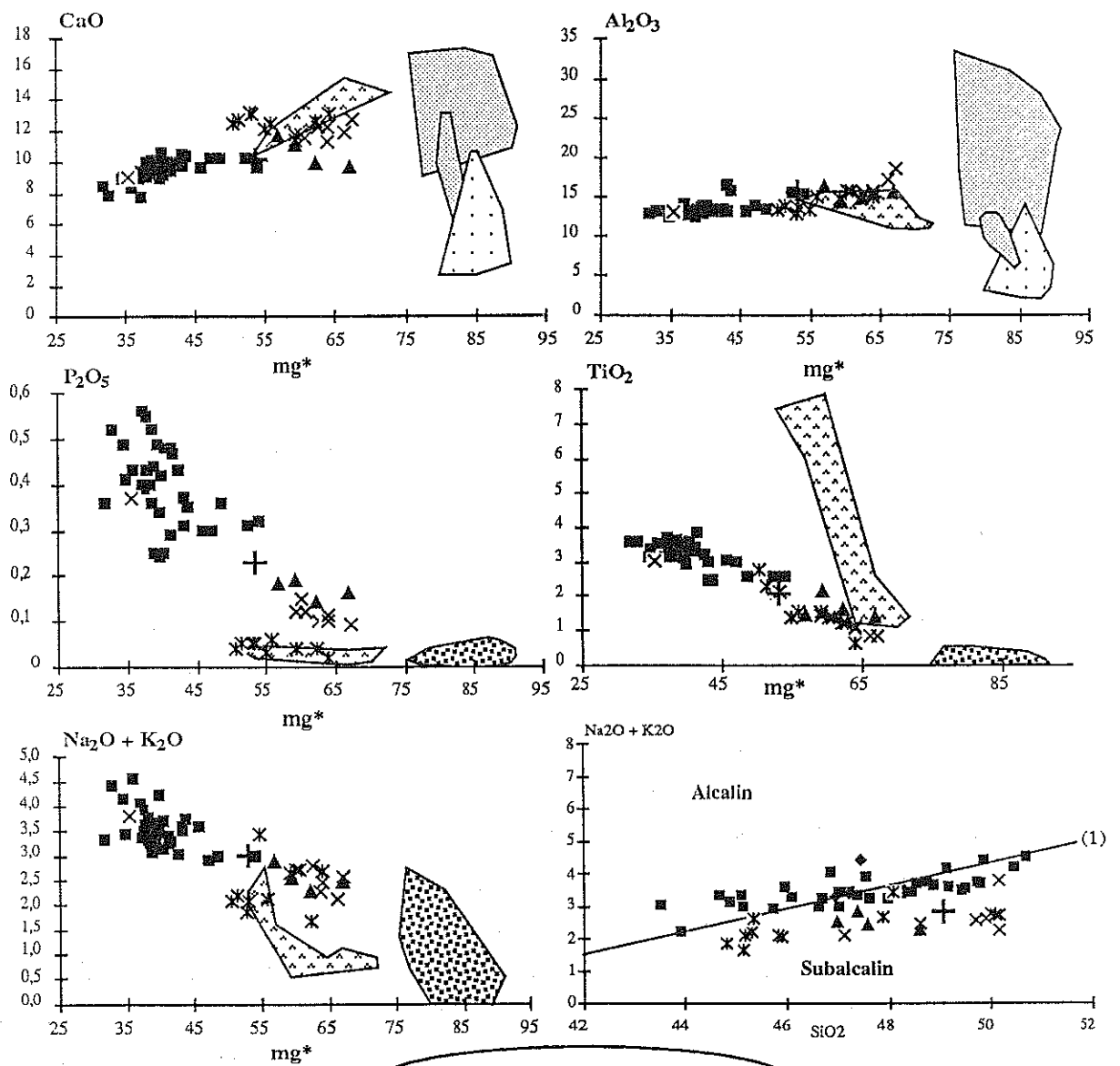
* les enclaves de type IIc (tableaux en annexe)

Les métagabbros à ilménite (type IIc) ont les rapports mg* les plus faibles. Ils ont des compositions très homogènes et des teneurs faibles en K_2O (< 0,50 %), en P_2O_5 (< 0,06 %) et en éléments incompatibles (figures 96 et 97). Comme les enclaves de type IIb, ils sont toutefois, plus riches en titane, en Y et en Zr que les enclaves de type IIa mais leurs teneurs en strontium sont par contre très voisines (figure 97).

Au plan normatif, ce sont des gabbros à olivine, et comme les enclaves de type IIa, la majorité des échantillons sont à hypersthène normatif.

Les enclaves de type II des îles Kerguelen présentent des caractères de roches formées au cours de processus de ségrégations minérales (textures, faibles teneurs en K_2O , en P_2O_5 et en éléments mineurs et traces incompatibles). Cependant, une comparaison avec les basaltes de la suite tholéïtique-transitionnelle de l'archipel (Watkins *et al.*, 1974 ; Gautier, 1987 ; Storey *et al.*, 1988 ; Gautier *et al.*, 1990) montre que parmi les trois groupes (a, b et c) ce sont les enclaves de type IIc qui ont les compositions se rapprochant le plus de celles des basaltes (figures 100 et 101). Plus particulièrement, elles ont des teneurs en titane, en alcalins et en alumine similaires à celles des basaltes les plus primitifs de l'archipel, c'est à dire les basaltes tholéïtiques de l'île Foch (moyenne des 9 échantillons de Watkins *et al.*, 1974), les basaltes transitionnels à tendance tholéïtique de Storey *et al.* (1988) et les basaltes transitionnels les moins différenciés de Gautier (1987). On peut également les comparer aux MORB échantillonnés au niveau de la ride Sud-Est Indienne (SEIR, Dosso *et al.*, 1988). En revanche, ces enclaves se distinguent des basaltes primitifs par leur richesse en calcium (figure 100), ce qui est relié à un processus d'accumulation du Cpx et/ou du Pl. Cette affiliation avec les basaltes est aussi appuyée par le diagramme alcalins-silice (figure 100), puisque les compositions des métagabbros à ilménite (type IIc) se projettent dans le champ des basaltes subalcalins de Miyashiro (1978).

Les éléments en trace appuient eux aussi cette hypothétique affiliation puisque les métagabbros à ilménite ont des teneurs en Sr, Ni et Rb intermédiaires entre celles des MORB de la SEIR et celles des basaltes de l'archipel.



Type IIc ✕ métagabbros à ilménite

Type IIa

- métagabbros à spinelle
- ▨ webstérites à Ol + Pl
- roches ultrabasiqes

▣ type IIa indifférenciés

▤ Type IIb

(1) : droite de séparation des domaines alcalin et subalcalin de Miyashiro (1978)

+ moyenne des 9 basaltes tholéitiques de Foch (Watkins *et al.*, 1974)

▲ basaltes tholéitiques-transitionnels de Loranchet (Storey *et al.*, 1988)

■ basaltes transitionnels Jautier, 1987

✕ Morbs de la SEIR (ride S.E Indienne), Dosso *et al.*, 1988

Figure 100 : Diagrammes oxydes-mg* et alcalins-SiO₂ (Miyashiro, 1978) de comparaison entre les compositions des métagabbros à ilménite (type IIc) et celles des différents basaltes de la région

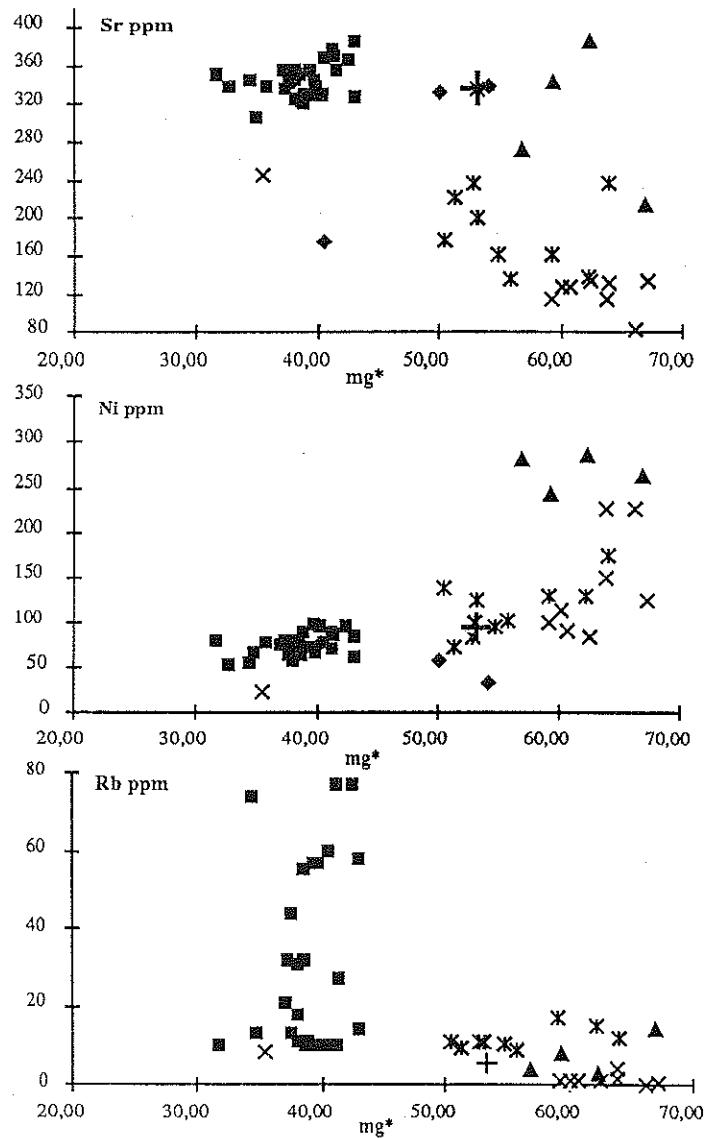


Figure 101 : Diagrammes éléments en trace-mg* de comparaison entre les compositions des métagabbros à ilménite (type IIc) et celles des basaltes de la région (figurés, cf. figure 100)

2) - les terres rares⁽¹⁾

* les enclaves de type IIa (figure 102)

Les premiers résultats obtenus montrent que les enclaves de type IIa ont des teneurs en terres rares très faibles puisque très voisines de celles des chondrites, voire sensiblement inférieures. Ces spectres s'expliquent par le comportement incompatible des terres rares qui présentent des coefficients de partage très faibles au regard des minéraux constitutifs des roches UB-B (Frey *et al.*, 1978 ; Irving, 1978a ; Mac Kenzie et O'Nions, 1991). Tous les spectres de terres rares des enclaves de type IIa, normalisés aux valeurs chondritiques, sont relativement plats.

(1) : Le Lanthane n'a pu être utilisé dans cette étude à cause des problèmes de contamination qui se sont posés au cours de l'analyse des enclaves de type II par I.C.P.-M.S.

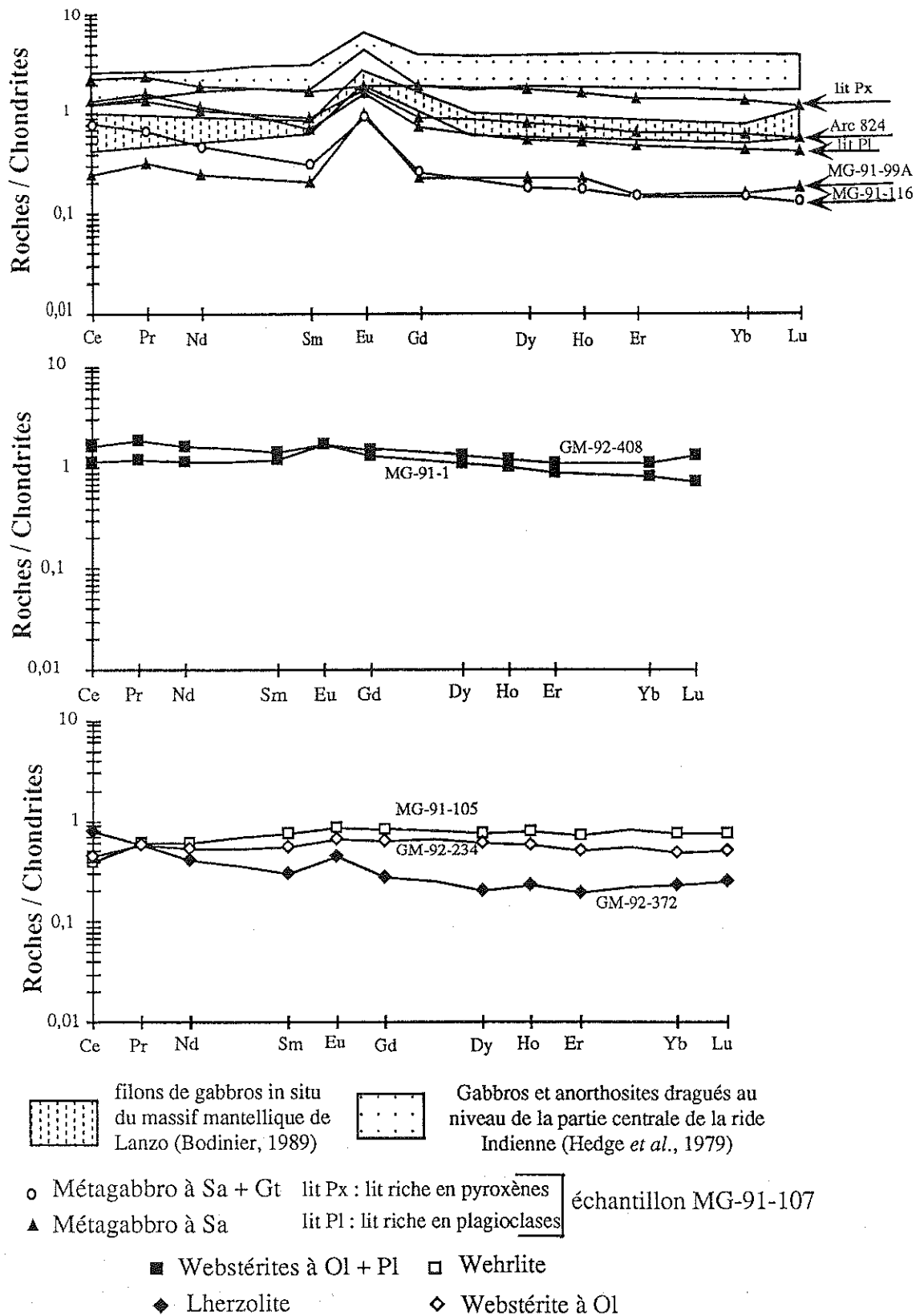


Figure 102 : Diagrammes des concentrations en terres rares des enclaves de type IIa normalisées aux valeurs chondritiques.

Cela les distingue des harzburgites et des dunites. Aucune différence notable n'apparaît entre les divers types pétrographiques de cette suite IIa à l'exception des fortes anomalies positives en Europium dans les roches riches en plagioclase (Métagabbro à saphirine et métagabbro à saphirine et grenat).

L'anomalie positive en Europium que montre la lherzolite peut surprendre. Cependant elle peut simplement traduire la présence précoce d'un plagioclase qui aurait disparu par réaction avec l'olivine, comme en témoignent les textures coronitiques et symplectitiques à Opx-Cpx-Sp observées dans ces lherzolites (cf. chapitre pétrographie). Le fait que cette enclave montre un spectre similaire, en dehors d'une plus faible anomalie en Eu, à celui du métagabbro à saphirine + grenat renforce l'appartenance des lherzolites à la suite de type IIa.

Les spectres de terres rares des enclaves de type IIa n'indiquent aucun fractionnement important des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, ce qui est cohérent avec l'idée de ségrégats fractionnés à partir de magmas basaltiques. Par ailleurs, on retiendra que les métagabbros ont des spectres comparables à ceux des filons de "gabbros in situ" d'affinité tholéïtique qui recoupent les lherzolites mantelliques du massif lherzolitique orogénique de Lanzo (Bodinier, 1988) et à ceux des cumulats gabbroïques et anorthositiques dragués au niveau de la ride médio-océanique Indienne (Engel et Fisher, 1975 ; Hedge *et al.*, 1979).

* les enclaves de type IIb (figure 103)

Les clinopyroxénites (\pm grenat) et les métagabbros à Ilm + Sp ont des teneurs en terres rares plus élevées que celles des enclaves de type IIa avec des concentrations supérieures à quatre fois les valeurs chondritiques. Les spectres ont une allure convexe due à un enrichissement en terres rares intermédiaires par rapport d'abord aux terres rares lourdes et à moindre degré aux terres rares légères. La faible anomalie positive en Eu du métagabbro à Ilm + Sp est due à la présence du plagioclase dans cette roche.

Les concentrations en terres rares et l'allure des spectres des enclaves de type IIb de Kerguelen sont comparables à celles des enclaves de type II de Frey et Prinz (1978) et à celles des filons de pyroxénites à amphibole qui recoupent les péridotites du massif lherzolitique orogénique de Lherz (Bodinier, 1987b et 1989). Dans ces deux exemples, les distributions en terres rares sont interprétées comme représentatives de ségrégats de basaltes alcalins, riches en Cpx, mis en place dans les conditions du manteau supérieur.

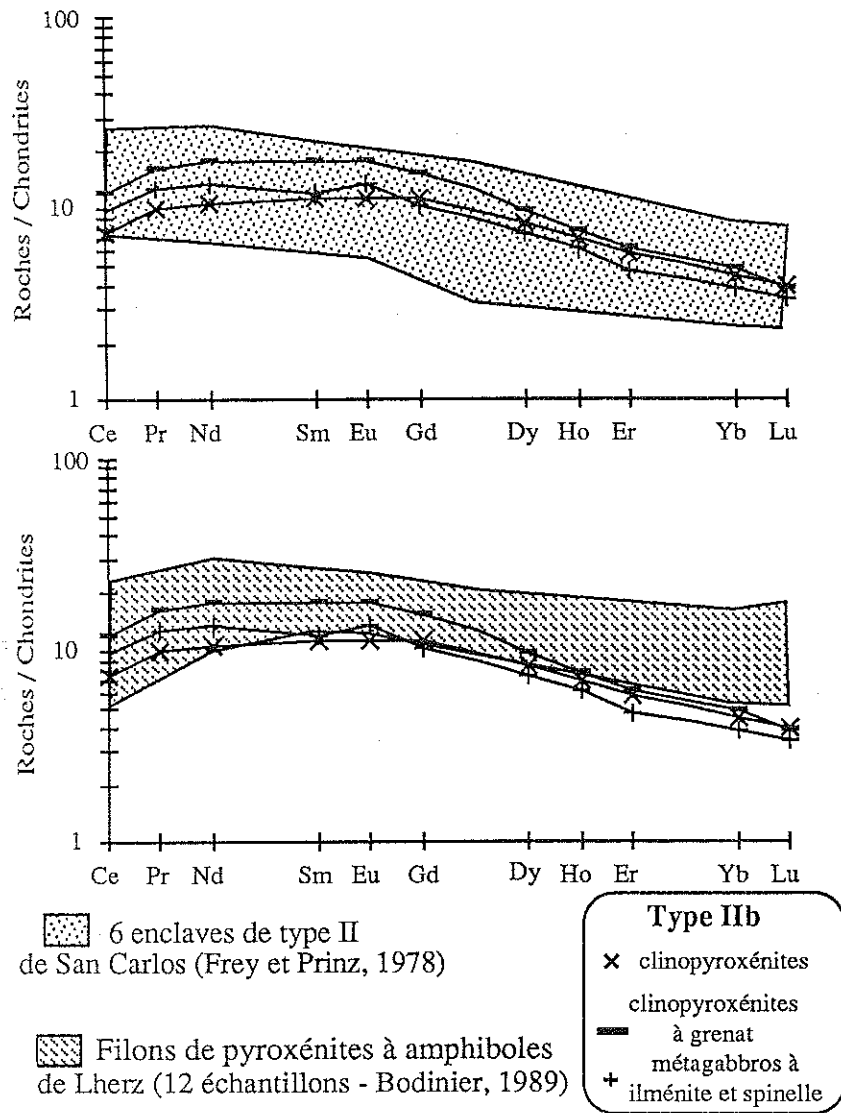


Figure 103 : Diagrammes des concentrations en terres rares des enclaves de type IIb normalisées aux valeurs chondritiques.

*** les enclaves de type IIc (figure 104)**

Leurs teneurs en terres rares sont également supérieures à celles des enclaves de type IIa et s'échelonnent entre 5 et 20 fois les teneurs chondritiques. Les spectres de ces roches ne montrent pas d'anomalies positives en europium, et ce malgré la présence de fortes proportions de plagioclase (cf. chapitre 3). Cela peut traduire leur caractère de cumulat "total" et donc leur rapprochement avec des compositions de liquides basaltiques. Par ailleurs ces spectres, qui montrent un enrichissement en terres rares intermédiaires beaucoup plus faibles que celui observé dans les enclaves de type IIb, présentent des similitudes avec ceux des basaltes de la ride médio-océanique Indienne (Hedge *et al.*, 1979 ; Le Roex *et al.*, 1988). La seule différence notable est un net appauvrissement en cérium par rapport aux terres rares intermédiaires. Cela semble confirmer le caractère cumulatif du Cpx, déjà soupçonné à partir des teneurs en CaO, puisque ce dernier a des coefficients de partage plus faibles pour les terres rares légères (La, Ce) que pour les autres lanthanides (Irving, 1980 ; Mac Kenzie et O'Nions, 1991).

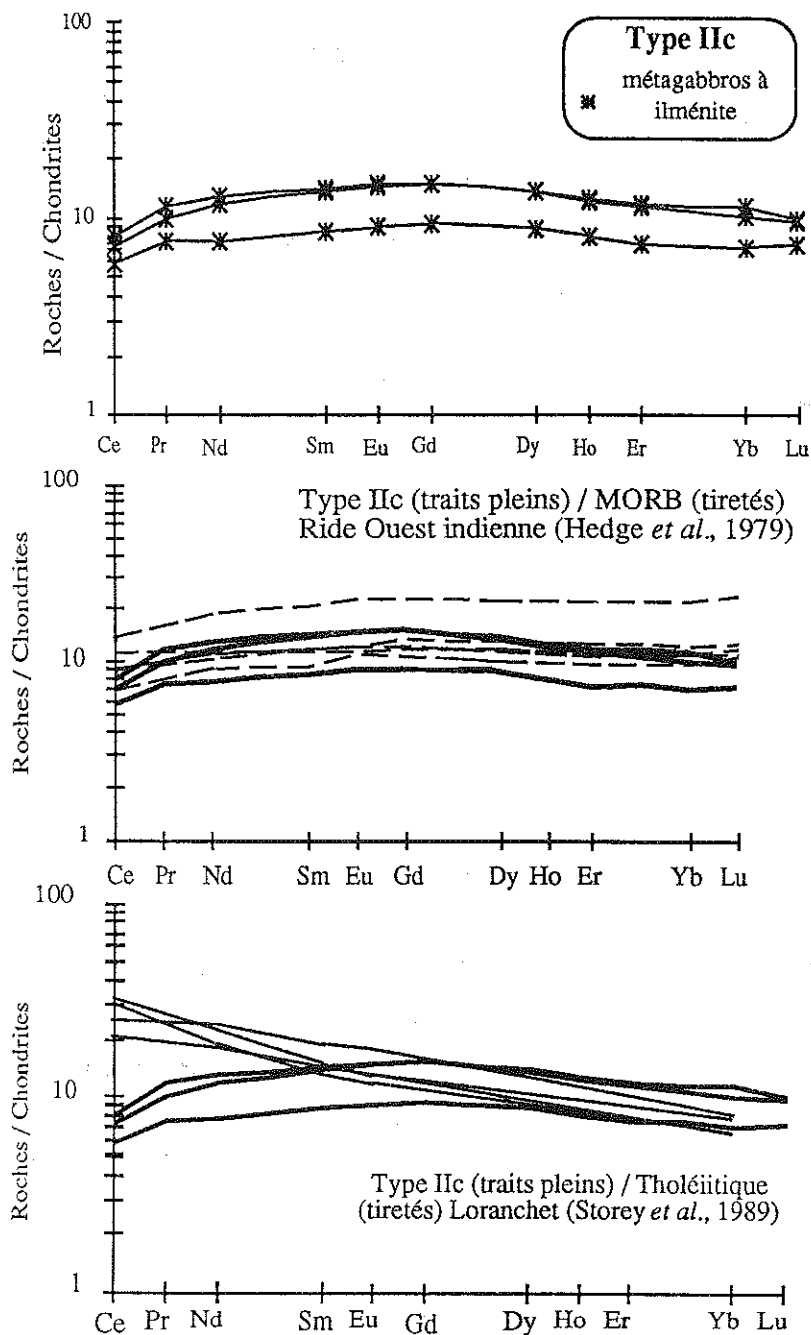


Figure 104 : Diagrammes des concentrations en terres rares des enclaves de type IIc normalisées aux valeurs chondritiques.

III - Discussion

1) - Test statistique de la classification des enclaves UB-B

a) - Introduction

Compte-tenu de l'abondance des données géochimiques disponibles (112 analyses), nous avons entrepris de tester par une approche statistique la classification pétrographique établie. Ce type de méthode est fréquemment utilisée et donne souvent des résultats intéressants (Pearce, 1976 ; Bertrand et Coffrand, 1977 ; Piboule, 1979 ; Pouclet *et al.*, 1983 ; Michon, 1987). Deux démarches complémentaires sont bien

adaptées à l'étude géochimique : l'analyse discriminante (A.D.) et l'analyse en composantes principales normées (A.C.P.N.). L'analyse discriminante permet de reclasser (ou non) des individus dans leur groupe d'origine (Romeder, 1973). L'A.C.P.N. utilise des variables pour décrire des individus et mettre en évidence des regroupements ou des évolutions qui se dégagent naturellement (Lebart et Fenelon, 1971). Les principes de ces deux méthodes sont résumés en annexe.

Dans notre cas, les individus sont les échantillons d'enclaves UB-B, les variables sont les pourcentages pondéraux d'oxydes des éléments majeurs dosés par Fluorescence X et les populations sont les types pétrographiques définies au chapitre III (Types I α , I β , IIa, IIb et IIc). Nous avons retenu sept variables pour le calcul : SiO₂, Al₂O₃, FeO_{total} (recalculé à partir de Fe₂O_{3total} en supposant que FeO/Fe₂O₃ = 0,9), MgO, CaO, Na₂O et TiO₂. Les autres variables possibles (MnO, P₂O₅ et K₂O) ont été éliminées à cause de leurs très faibles teneurs dans la majorité des échantillons (tableaux en annexe).

b) - Résultats

Le traitement des populations par l'analyse discriminante permet un reclassement global de près de 93 % des échantillons. Pour les populations de types I α , I β , IIb et IIc, les reclassements sont de 100 % (tableau 23). Pour le groupe des enclaves de type IIa (suite à deux pyroxènes et spinelle), le reclassement est de 87 %, avec 8 échantillons, sur les 61 pris en compte, affectés à la population des enclaves de type I β (dunites - figure 105). Par contre, aucune enclave de type IIa, et plus particulièrement aucune lherzolite, n'a été reclassée avec les harzburgites (type I α). Cet ensemble de 8 xénolithes regroupe 5 lherzolites, une wehrlite et deux webstérites à Ol-Pl. Leur reclassement dans la famille des dunites est dû à des teneurs en magnésium, silice et alumine qui les rapprochent de la moyenne des compositions des dunites. Ces échantillons déclassés montrent par contre des caractères pétrographiques en tout point similaires à ceux des roches de même nature (lherzolites, wehrlite et webstérites) bien reclassées dans le groupe d'enclaves de type IIa.

Les trois premiers axes principaux de l'analyse en composantes principales normées (A.C.P.N.) expriment près de 93 % de la variance globale des échantillons, F1 et F2 en représentant environ 85 %. L'axe F1 (58,30 %) montre les comportements antithétiques de MgO (et à un degré moindre de FeO) et de l'ensemble formé par Al₂O₃, CaO, Na₂O et SiO₂ (figure 106). L'axe F2 (26,40 %) oppose essentiellement TiO₂ et FeO à SiO₂ et MgO.

La projection des individus dans le plan F1-F2 permet de visualiser deux types de tendances (figure 106) :

Tableau de reclassement des échantillons (appartenance / affectation)

Groupe d'affectation / Groupe d'appartenance	Type Iα	Type Iβ	Type IIa	Type IIb	Type IIc	Pourcentages de bien reclassés
Type Iα	17	0	0	0	0	100 %
Type Iβ	0	11	0	0	0	100 %
Type IIa	0	8	53	0	0	87 %
Type IIb	0	0	0	13	0	100 %
Type IIc	0	0	0	0	10	100 %
Pourcentage global de bien classés : 92,85 %						

facteur 1 = 0,37 SiO₂ + 0,22 Al₂O₃ + 0,20 MgO + 0,006 TiO₂ - 1 CaO - 0,40 FeO - 0,12 Na₂O

facteur 2 = 0,87 SiO₂ + 0,33 FeO + 0,20 Na₂O - 2,42 MgO - 2,32 CaO - 0,47 Al₂O₃ - 0,20 TiO₂

Tableau 23 : Résultats de l'analyse discriminante

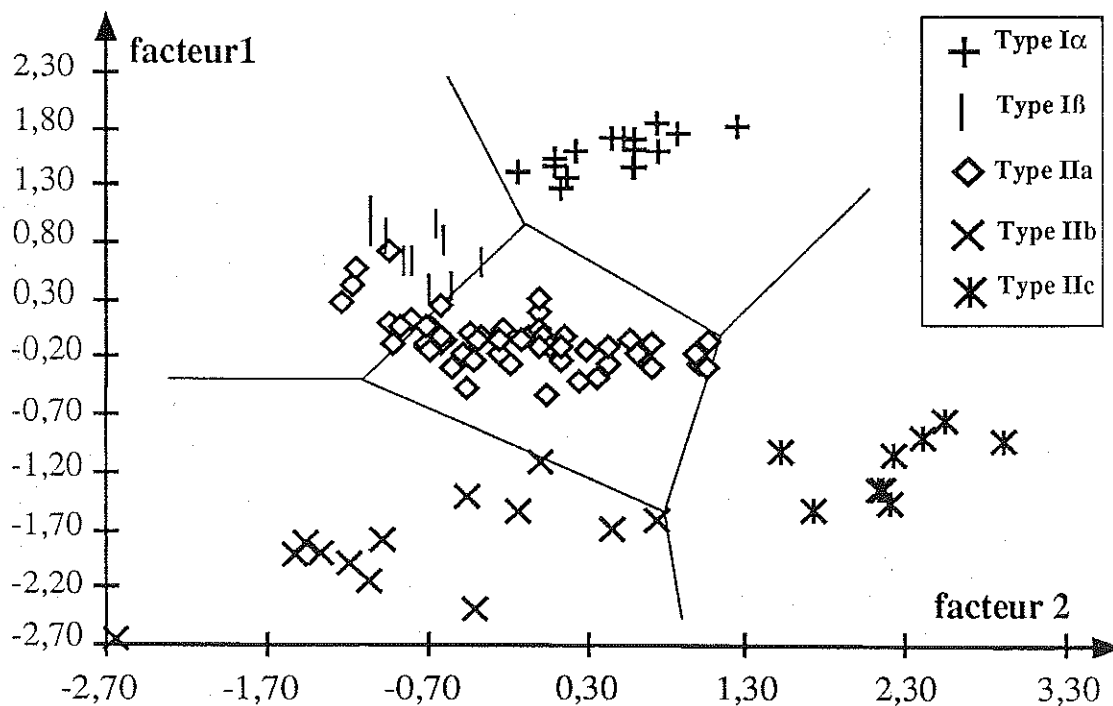


Figure 105 : Diagrammes F1 - F2 de l'analyse discriminante

- le premier regroupe certains individus de compositions très homogènes. Ces groupes, au nombre de trois, correspondent respectivement à l'ensemble des harzburgites (type I α), des dunites (type I β) et des métagabbros à ilménite (type I γ). Dans ce diagramme, la position des harzburgites et des dunites s'explique par le caractère très magnésien de ces roches qui sont essentiellement composées d'olivine (dunites I β), et d'orthopyroxène (harzburgites I α). La position des métagabbros à ilménite (I γ), proche du pôle SiO₂, Al₂O₃, CaO et Na₂O, s'explique par des roches essentiellement constituées de Cpx et de plagioclase (cf. chapitre III).

- le second correspond à une évolution régulière des compositions chimiques. Le premier ensemble (type IIa) s'étire selon F1 depuis le pôle MgO-FeO jusqu'au pôle SiO₂-Al₂O₃ et CaO (figure 106). Ceci traduit une évolution régulière depuis des termes ultrabasiques composés essentiellement d'olivine et de pyroxènes (wehrlites et lherzolites) jusqu'à des termes basiques beaucoup plus alumino-silico-calciques car riches en plagioclase (métagabbros leucocrates et anorthosite). Les individus intermédiaires correspondent aux webstérites (\pm Ol et Pl) et aux métagabbros les plus riches en pyroxènes. L'évolution du second ensemble est guidée par la variable TiO₂, en liaison avec les variations des proportions modales de l'ilménite.

Les analyses statistiques multidimensionnelles sur éléments majeurs permettent de confirmer et d'affiner la classification en cinq types pétrographiques distincts préalablement établis au chapitre III (figures 105, 106 et 107).

Nous avons également testé l'hypothèse du contrôle de l'évolution des compositions chimiques globales des enclaves de type IIa par les variations modales des phases minérales typomorphes en utilisant une analyse statistique en composante principale normée (A.C.P.N.). Cette méthode présente l'avantage, par rapport au diagrammes binaires et ternaires classiques, de prendre en compte un plus grand nombre de variables. Les compositions moyennes des minéraux typomorphes des enclaves de type IIa (Ol, Cpx, Opx, Pl et Sp) ont été intégrées comme individus supplémentaires (cf. méthode en annexe). Le résultat obtenu montre que les évolutions chimiques globales des enclaves de type IIa peuvent parfaitement s'expliquer par les variations du mode. En effet, le nuage des points représentatifs de ces enclaves, s'étire depuis le pôle correspondant à la composition moyenne des olivines de type IIa près duquel se projettent les roches les plus riches en olivine (wehrlites et lherzolites) jusqu'au pôle correspondant aux compositions moyennes du clinopyroxène et du plagioclase, près duquel se projettent l'anorthosite et le métaleucogabbro à spinelle (figure 108).

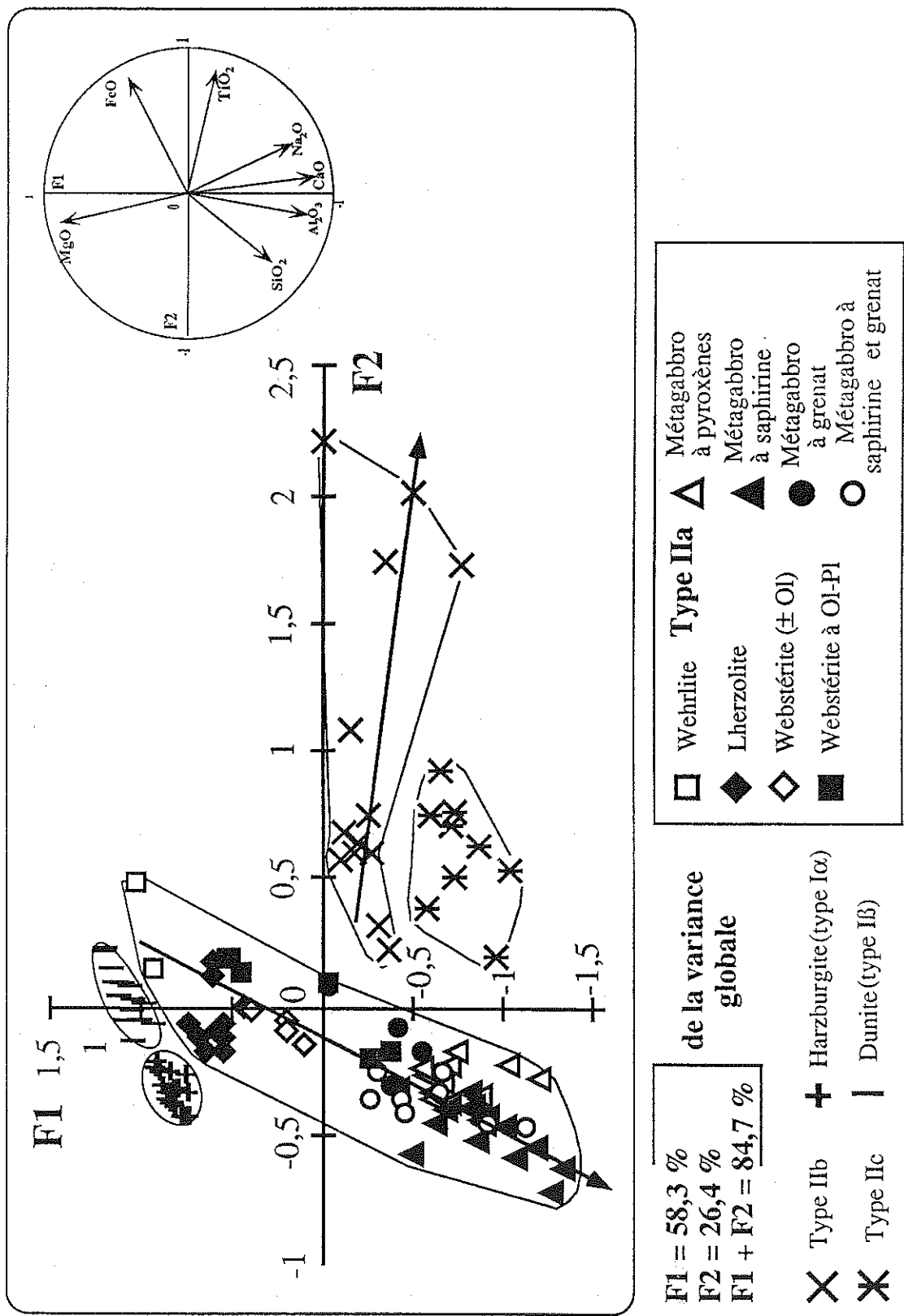


Figure 106 : Diagramme F1 - F2 de l'analyse en composantes principales normées des enclaves de type I et de type II

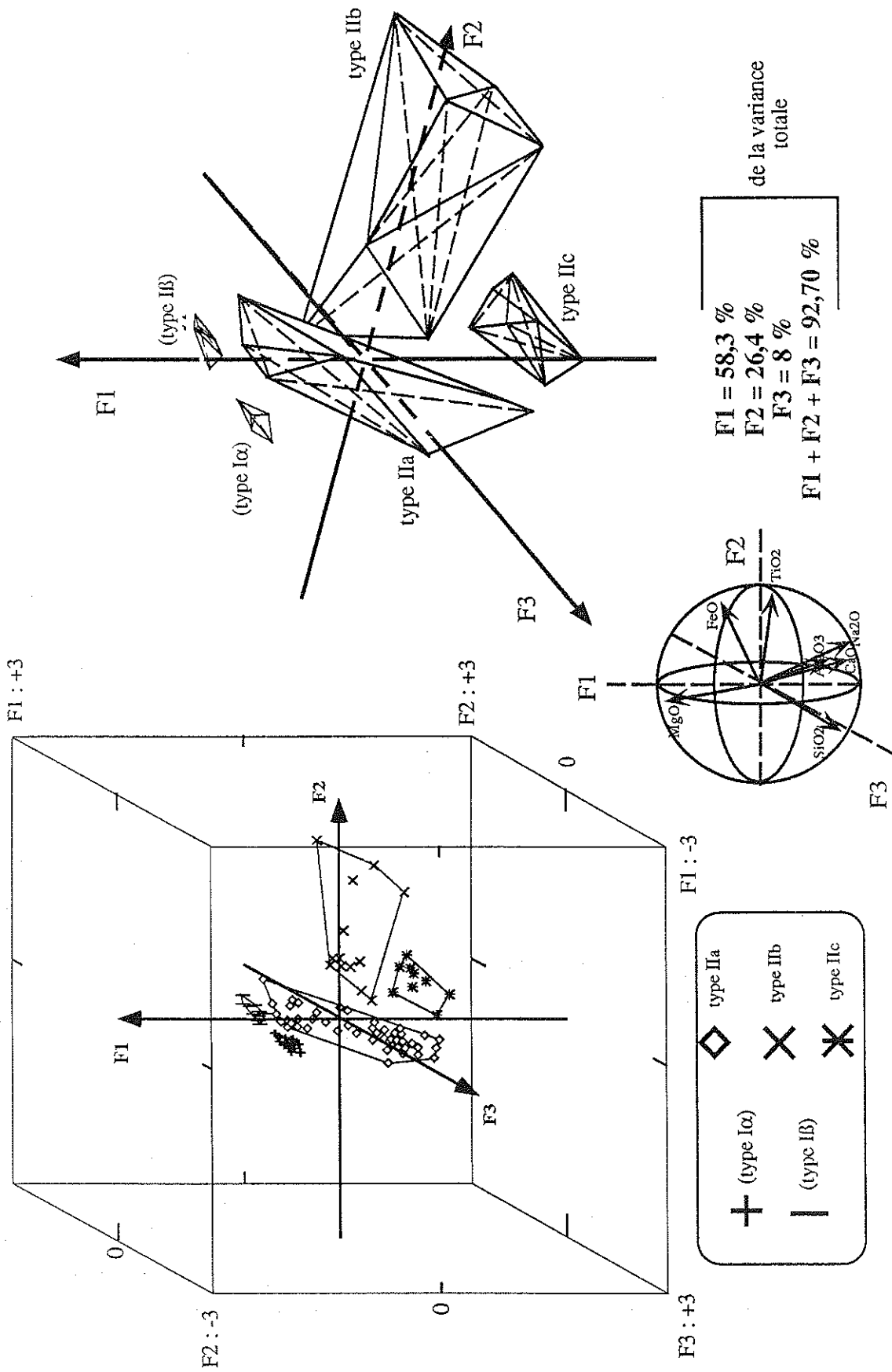


Figure 107 : Diagramme tridimensionnelle F1 - F2 - F3 de l'analyse en composantes principales normées des enclaves de type I et de type II

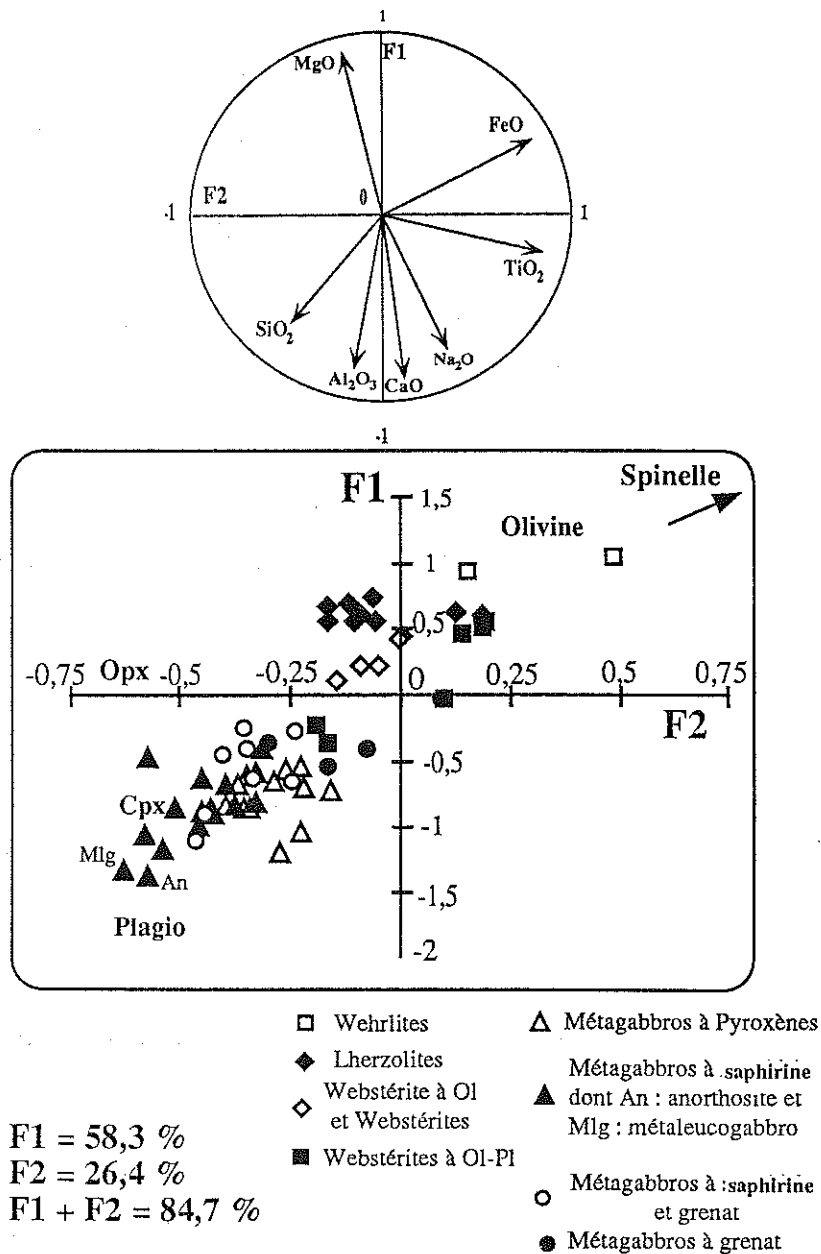


Figure 108 : Diagramme F1 - F2 de l'analyse en composante principales normées des enclaves de type IIa. Les moyennes des compositions des minéraux de ces enclaves sont considérées comme individus supplémentaires

2) - les enclaves de type I

Au vu de leurs compositions en éléments majeurs et en éléments de transition, les harzburgites (type I α) de Kerguelen sont des roches mantelliques réfractaires. Ces compositions sont compatibles avec celles de résidus de fusion partielle. Par contre, leurs concentrations en terres rares ne s'accordent pas avec un modèle de fusion partielle simple qui se traduirait notamment par un appauvrissement systématique en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (Shaw, 1970 ; Haskin, 1984 ; Bodinier, 1988 ; Mc Donough et Frey, 1989). Des spectres de terres rares similaires s'observent fréquemment dans des roches mantelliques de même nature qui apparaissent soit en enclaves dans les basaltes (Stosch et Seck, 1980 ; Dupuy *et al.*,

1986 ; Dautria, 1988 ; Siena *et al.*, 1991), soit dans les massifs lherzolitiques orogéniques (Frey, 1984 ; Frey *et al.*, 1985 ; Bodinier, 1988 ; Bodinier *et al.*, 1991 ; Downes *et al.*, 1991), soit encore dans les massifs ophiolitiques (Frey, 1984 ; Prinzhofer et Allègre, 1985). Deux grands modèles de genèse de ces roches mantelliques réfractaires sont issus des études pétrologiques et géochimiques de ces différents gisements.

- Le premier modèle considère que ces roches représentent les résidus des régions sources de basaltes tholéïtiques et notamment des MORB. Les enrichissements en éléments incompatibles et particulièrement en terres rares légères témoignent, quant à eux, de processus de métasomatisme plus tardifs produits par la percolation de magmas ou de fluides (Frey et Green, 1974 ; Menzies, 1983 ; Nixon, 1987 ; Siena *et al.*, 1991). Ce modèle implique la formation des harzburgites dans l'asthénosphère.

- Le second modèle suggère que des processus d'interactions entre le manteau péridotitique et les magmas basaltiques le traversant expliquent à la fois le caractère réfractaire et l'enrichissement en éléments incompatibles observés dans ces roches qui se forment donc, dans ce cas, dans la lithosphère (Bodinier, 1988 ; Bodinier *et al.*, 1991 ; Vasseur *et al.*, 1991 ; Kelemen, 1992 ; Takasawa *et al.*, 1992).

Nous reviendrons plus en détail sur ces deux modèles dans la discussion finale.

Compte-tenu de leur composition chimique globale et notamment de leur caractère plus ferrifère, les dunites (type IB) ne peuvent pas représenter des résidus de fusion partielle à taux plus élevés que ceux qui peuvent être à l'origine des harzburgites. Les évolutions des teneurs en terres rares des échantillons sélectionnés sont similaires à celles de la majorité des harzburgites. Cela exclut une formation de ces roches par des processus d'accumulation à partir de magmas basaltiques. Leur origine peut alors être reliée également à des processus d'interactions manteau-magmas basaltiques, comme cela a été proposé pour d'autres enclaves dunitiques (Berger et Vannier, 1984 ; Kelemen, 1990) ou pour les dunites de certains massifs lherzolitiques orogéniques (Bodinier, 1988 ; Bodinier *et al.*, 1991).

3) - les enclaves de type II

a) - les enclaves de type IIa

Les enclaves de type IIa ont des caractères chimiques de ségrégats de magmas basaltiques. Les très faibles concentrations en éléments majeurs (TiO_2 , K_2O , P_2O_5) et en traces incompatibles (Y, Rb, Nb, Zr et terres rares) vont dans le sens d'une expulsion quasi totale des liquides résiduels, ce qui serait une caractéristique des ségrégats profonds et notamment mantelliques (Bodinier *et al.*, 1986, 1987 b et c ; Bodinier, 1989). Les compositions chimiques des lherzolites, à l'instar de leurs caractères pétrographiques et minéralogiques, les apparentent plus à l'ensemble wehrlites-webstérites ($\pm \text{Ol} \pm \text{Pl}$) qu'aux harzburgites. En effet, les lherzolites ont des teneurs en

Al_2O_3 (7,40-1,93 %) et surtout en CaO (7,10-3,43 %) presque toujours supérieures à celles estimées pour les lherzolites mantelliques fertiles (tableau 22) et ne montrent aucune évolution progressive de leurs compositions depuis celles des harburgites. Les concentrations en terres rares de ces enclaves UB de type IIa, et plus encore celles des métagabbros à spinelle, se rapprochent des compositions des ségrégats tholéitiques mantelliques de Lanzo et de ceux de la ride médio océanique Indienne (Bodinier, 1989 ; Hedge *et al.*, 1979).

Pour tester cette hypothèse, nous avons entrepris une première reconstitution de la composition des liquides en équilibre avec les enclaves de type IIa, à partir de l'étude des terres rares. Nos calculs utilisent les équations de cristallisation à l'équilibre (Schilling, 1966 ; Hanson, 1989) et les coefficients de partage minéraux/liquides basaltiques issus de la littérature (Frey *et al.*, 1978 ; Irving, 1980 ; Mac Kenzie et O'Nions, 1991). Le calcul envisagé est basé sur l'hypothèse que tous les liquides résiduels ont été expulsés des cumulats. Les enclaves utilisées montrent des reliques de textures magmatiques qui indiquent la cristallisation précoce des assemblages à Ol - Cpx - Opx - Sp \pm Pl (webstérites) et à Cpx - Opx - Sp - Pl (métagabbro à saphirine). Les proportions modales ont été recalculées à partir des compositions globales par inversion des données des éléments majeurs (Tarantola et Valette, 1982). Les résultats sont synthétisés dans la figure 109. On observe une forte anomalie négative en Eu dans le liquide théorique en équilibre avec le lit plagioclasique du métagabbro à saphirine. Cette anomalie s'explique par l'affinité de l'Eu pour le plagioclase qui s'est accumulé dans ce niveau. Mais il apparaît surtout que les spectres des compositions théoriques obtenues présentent de fortes affinités avec ceux des basaltes tholéitiques-transitionnels de l'archipel de Kerguelen et aussi, à un moindre degré, avec ceux des basaltes du plateau océanique (figure 109). Les liquides théoriques calculés apparaissent cependant moins riches en terres rares que ces deux types de basaltes. Ceci peut s'expliquer par un degré de différenciation plus élevé des laves (Gautier, 1987; Davies *et al.*, 1989 ; Gautier *et al.*, 1990 ; Weis, 1992) dont le rapport mg^* ($100 \times \text{Mg} / \text{Mg} + \text{Fe}_{\text{total}}$) est beaucoup plus faible que celui des liquides calculés à partir des ségrégats de type IIa qui sont, nous l'avons vu, très magnésiens.

L'affinité tholéitique-transitionnelle de ces ségrégats de type IIa est soulignée également par les premières données isotopiques obtenues sur une webstérite à olivine, un métagabbro à saphirine et un métagabbro à saphirine + grenat (N. Mattielli, comm. pers.). En effet, leurs compositions se projettent, dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (figure 110), entre le champs des basaltes tholéitiques et celui des basaltes transitionnels de l'archipel (Weis *et al.*, 1993).

A ce stade de la modélisation géochimique, nous pouvons envisager raisonnablement que les enclaves de type IIa représentent des ségrégats profonds des basaltes tholéitiques-transitionnels de l'archipel et/ou du plateau océanique de Kerguelen, comme le suggère également la géochimie des éléments majeurs.

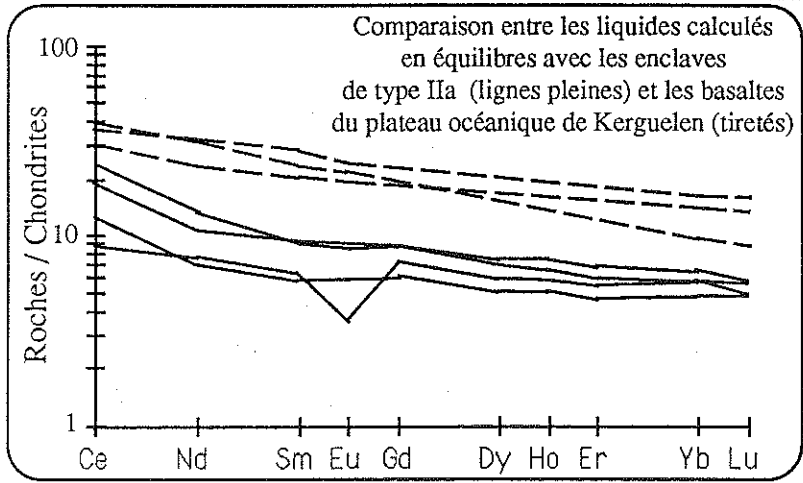
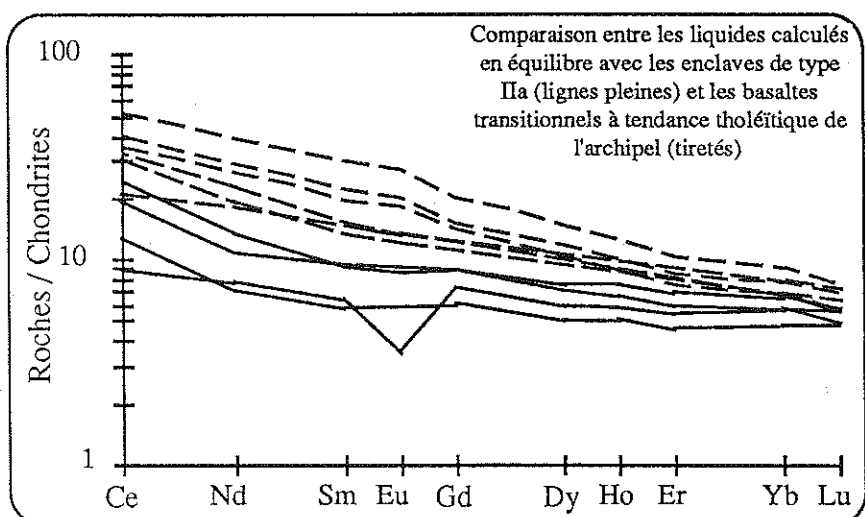
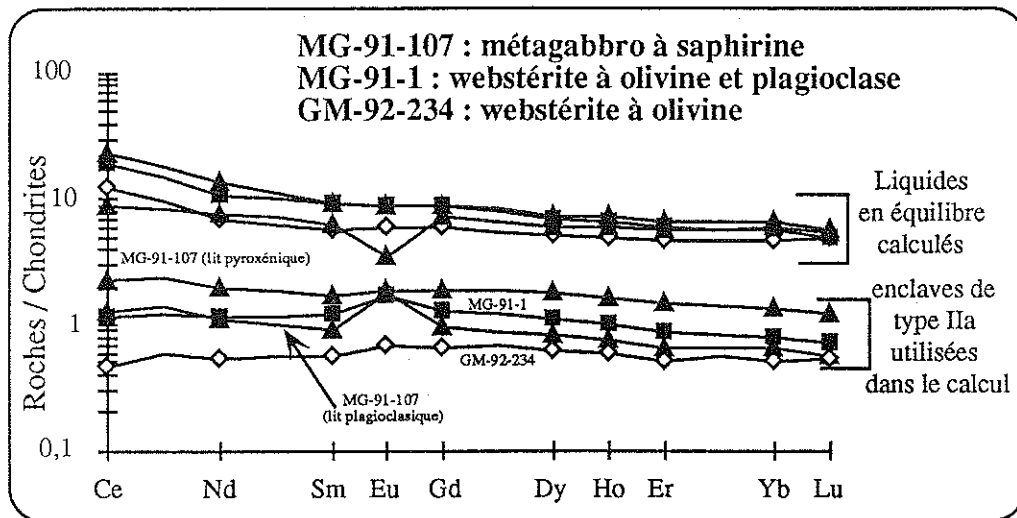
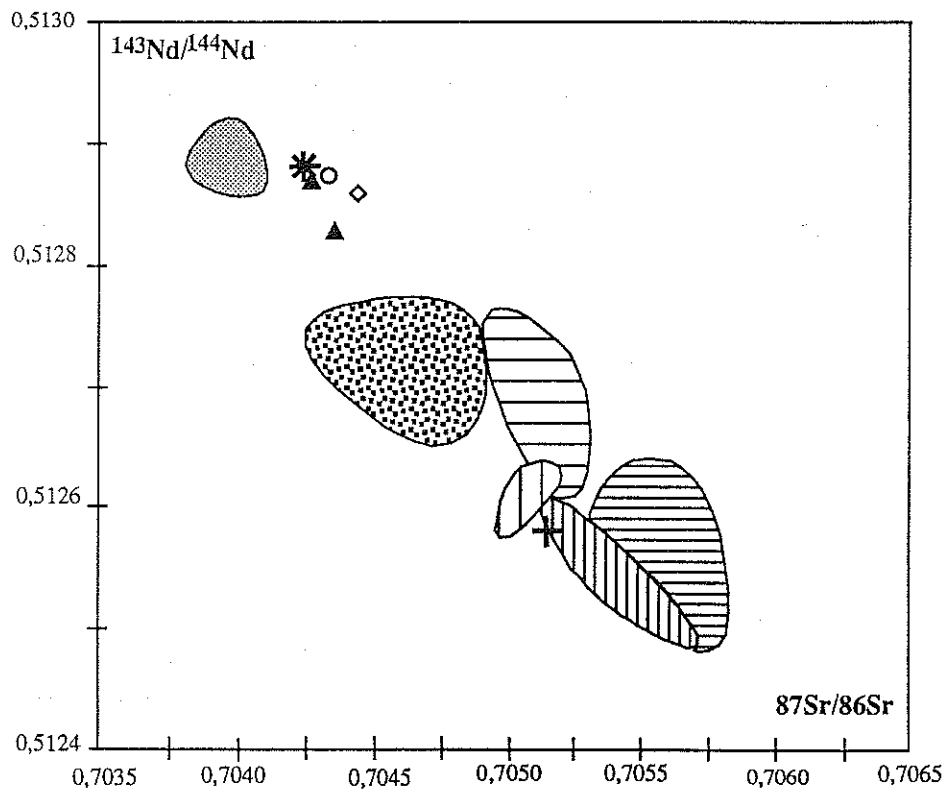


Figure 109 : Résultats de la modélisation des liquides théoriques en équilibre avec les enclaves de type IIa et comparaison de leurs compositions avec celles des basaltes tholéitiques-transitionnels de l'archipe (Gautier *et al.*, 1990) et du plateau (Davies *et al.*, 1989) de Kerguelen.



- Type IIa**
- ◇ webstérites à olivine
 - ▲ métagabbros à saphirine
 - métagabbros à saphirine et grenat

- Type IIb**
- + métagabbros à ilménite et spinelle

- Type IIc**
- * métagabbros à ilménite

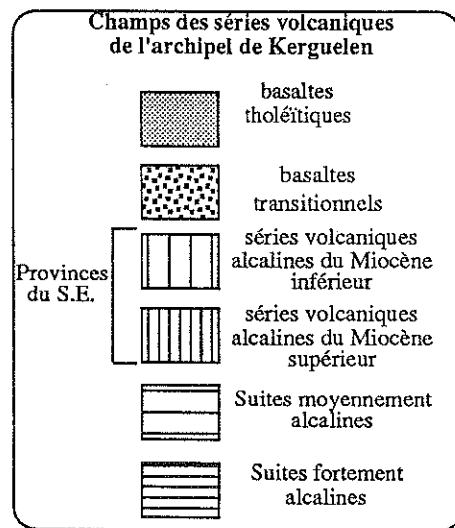


Figure 110 : Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des premiers résultats isotopiques obtenus sur les enclaves de type II des îles Kerguelen (Mattielli, comm. personn.). Les différents champs de composition des séries volcaniques de l'archipel de Kerguelen sont tirés de Weis (1992) et de Weis *et al.* (1993)

b) - les enclaves de type IIb

Leurs compositions chimiques globales corroborent parfaitement l'étude minéralogique. En effet, ces roches apparaissent similaires aux enclaves de type II de Frey et Prinz (1978) et, à la teneur en amphibole près, aux filons de pyroxénites à amphibole de Lherz (Conquéré, 1978 ; Bodinier, 1989). Leurs compositions correspondent à des ségrégats de basaltes alcalins formés dans les conditions (HT-HP) du manteau supérieur. Les premières données isotopiques confirment cette hypothèse puisqu'elles montrent l'affinité de ces enclaves avec les séries volcaniques et plutoniques alcalines les plus récentes de l'archipel (Mattielli, comm. pers. - figure 110).

c) - les enclaves de type IIc

Les métagabbros à ilménite (type IIc) ont des compositions chimiques globales proches de celles des liquides basaltiques d'affinité tholéitique-transitionnelle de l'archipel et du plateau de Kerguelen et même de celles des MORB de l'Océan Indien. Les premiers résultats isotopiques confirment cette analogie puisque les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés sont très proches de ceux des basaltes tholéitiques de l'île Foch (N. Mattielli, comm. pers. - figure 110). L'étude pétrographique a cependant montré que ces roches, qui ont en outre des teneurs faibles en K_2O , en P_2O_5 et en éléments incompatibles, présentent des reliques de textures cumulatives. Mais à la différence des enclaves de type IIa, ces gabbros cumulatifs correspondent à une extraction faible du liquide en équilibre avec les phases cumulus. Les fortes teneurs en calcium, les teneurs en terres rares, avec notamment une anomalie négative en Ce et l'absence d'anomalie positive en Eu, indiquent un caractère cumulatif essentiellement dû au clinopyroxène.



Discussion



I - Introduction

1) une histoire géodynamique courte mais complexe

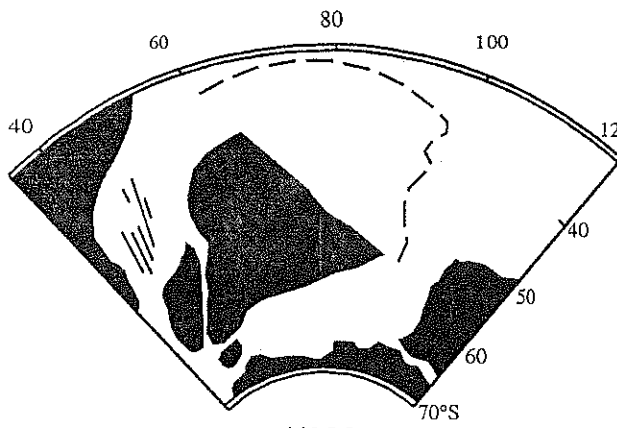
La partie de la plaque antarctique qui forme le sud de l'Océan Indien possède peu de terres émergées. L'archipel Kerguelen est la plus grande "île" de ce domaine océanique. Il coiffe l'un des plus volumineux plateaux océaniques du monde ($\approx 25 \cdot 10^6 \text{ km}^3$), le second après celui de Ontong-Java (Weis *et al.*, 1992 ; Coffin et Eldhom, 1993).

Bien que l'histoire du plateau de Kerguelen présente encore de nombreuses lacunes, les synthèses récentes⁽¹⁾⁽²⁾ ébauchent un scénario relativement clair (figure 111). L'édification du plateau a démarré au Crétacé inférieur, entre 119 et 110 Ma, après le début de la séparation Afrique + Madagascar/Inde, et au moment de la séparation Inde/Australie + Antarctique. L'édification se poursuit lorsque se développe et s'organise le jeune Océan Indien avec, en particulier, la migration rapide de l'Inde vers le Nord, et la séparation Australie/Antarctique. Jusqu'à ce stade, les magmas qui s'accumulent sur le plateau de Kerguelen sont liés à la dynamique transformante qui éloigne l'Inde de Kerguelen, et à la dynamique d'ouverture qui écarte l'Australie et l'Antarctique. A partir de 56 Ma, favorisée par les manifestations du point chaud de Kerguelen, une jonction tend à s'établir entre la ride océanique Australo-Antarctique et l'accident transformant d'allure méridienne. C'est alors que commence l'édification de l'extrémité N-E du plateau de Kerguelen tandis que se poursuit celle d'une des structures les plus étonnantes de l'Océan Indien, la ride du 90° méridien Est dont les premières étapes (Crétacé inférieur) sont représentées par les traps de Rajmahal au NE de l'Inde. Puis (43 Ma) le système transformant s'arrête, la ride Australo-Antarctique traverse le plateau de Kerguelen et rejoint la ride Indo-Antarctique pour former la ride Sud-Est indienne (SEIR). Le plateau de Kerguelen est coupé en deux parties, l'une au Nord qui appartient à présent à la plaque Australienne (plateau de Broken Ridge), l'autre au Sud, le plateau de Kerguelen proprement dit qui appartient à la plaque Antarctique. L'Océan Indien a acquis la configuration que nous lui connaissons actuellement. C'est de cette époque que datent les roches magmatiques les plus anciennes récoltées sur les îles Kerguelen, et c'est à elle que l'on peut rattacher l'histoire géologique de l'archipel. Rappelons que l'on reconnaît un stade de type islandais (proximité de la ride) et un stade de type hawaïen (voir Chap. 2 et figure 19).

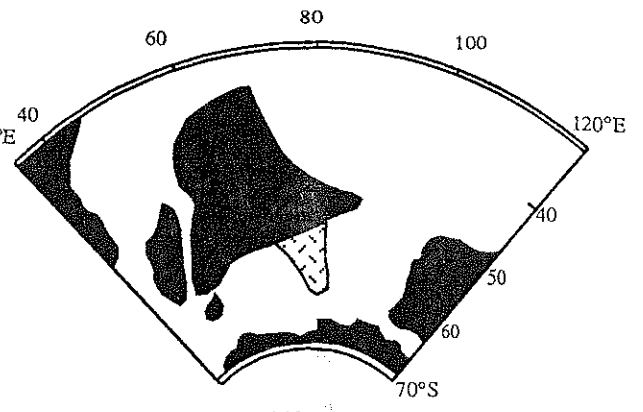
C'est au cours de cette histoire géodynamique complexe que se sont formées les enclaves étudiées ici.

(1) Synthèses océanographiques et reconstitutions géodynamiques : Schlich *et al.*, 1988 ; Whitechurch *et al.*, 1992 ; Munsch et Schlich, 1987 ; Munsch *et al.*, 1992 ; Wicquart et Fröhlich, 1986 ; Weis *et al.*, 1992 ; Royer et Sandwell, 1989 ; Royer et Coffin, 1992 ; Coffin et Eldhom, 1993 ; Charvis *et al.*, 1993

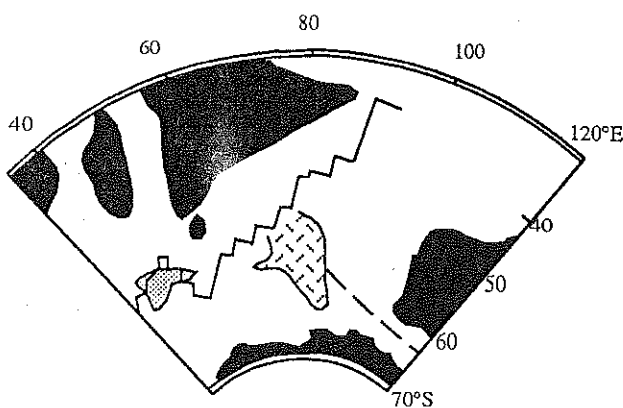
(2) Synthèses pétrologiques, géochimiques et isotopiques, archipel de Kerguelen : Giret *et al.*, 1987 ; Storey *et al.*, 1988 ; Gautier *et al.*, 1990 ; Giret, 1990, 1993 ; Leyrit, 1992 ; Weis, 1992 ; Weis *et al.*, 1993



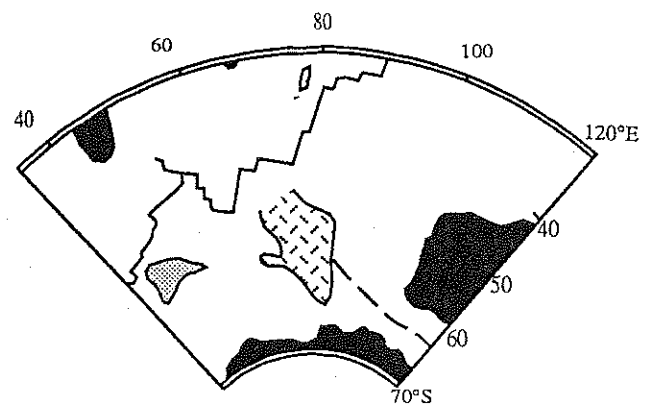
119 Ma
juste avant le début
de la formation du complexe
Kerguelen-Broken Ridge



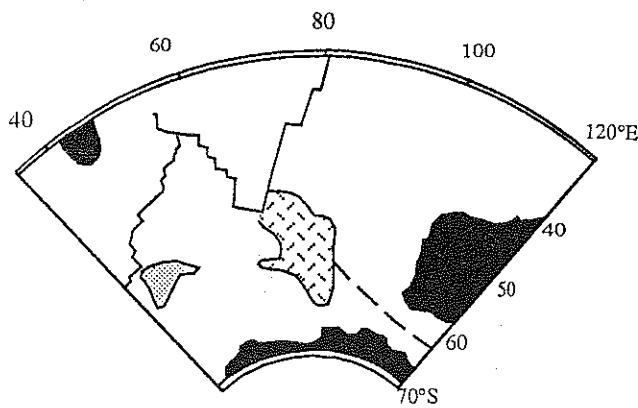
110 Ma
Construction de la partie sud
du plateau Kerguelen-Broken Ridge
traps de Rajmahal



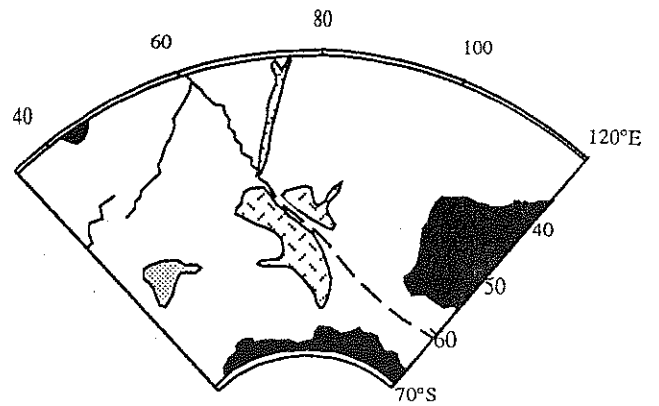
84 Ma
développement du plateau
Kerguelen-Broken Ridge



64 Ma
construction de la partie
intermédiaire du plateau
Kerguelen-Broken Ridge
édification de la Ninety East Ridge



56 Ma
construction de la partie nord
du plateau Kerguelen-Broken Ridge
poursuite de la Ninety East Ridge



43 Ma
séparation entre Kerguelen
et Broken Ridge
fin d'édification de la
Ninety East Ridge

Figure 111 : Construction du plateau de Kerguelen
(d'après Royer et Coffin, 1992, simplifié)
L'Antarctique est supposé fixe.

2) - Des enclaves UB-B nombreuses et très variés

Une revue des enclaves UB-B des domaines océaniques⁽¹⁾ permet d'affirmer que le cortège trouvé aux Kerguelen est celui qui offre la plus grande diversité de types lithologiques.

Cette richesse, alliée à une grande abondance, a conduit à proposer un classement qui respecte les classifications établies⁽²⁾ mais qui nous a paru plus pratique. Il s'appuie sur deux critères principaux : les textures (critère de 1^{er} ordre) et les associations minéralogiques (critère de second ordre). On a défini ainsi 3 groupes texturaux subdivisés en sous-groupes par leurs assemblages minéralogiques.

Il ressort de ce travail qu'à l'exception des éclogites, tous les principaux types d'enclaves UB-B connus en domaines continentaux et océaniques, existent à Kerguelen dont l'origine purement océanique est à présent bien établie⁽³⁾.

Certaines enclaves méritent une attention accrue car c'est à Kerguelen qu'elles apparaissent pour la première fois en milieu océanique. Il s'agit des granulites basiques⁽⁴⁾⁽⁵⁾ dont l'une des particularités est de posséder de la saphirine. Ce minéral, inconnu jusqu'à présent dans les domaines marins, n'avait été trouvé dans des roches basiques comparables que dans quelques gisements continentaux⁽⁶⁾.

Le cortège de xénolithes UB-B des Kerguelen représente en quelque sorte un forage profond que l'on peut estimer à 50 Km.

(1) : Hawaï : White, 1966 ; Schilling, 1966 ; Jackson, 1968 ; Kuno, 1969 ; Jackson et Whrigh, 1970 ; Frey, 1980 ; Kirby et Green, 1980 ; Leeman *et al.*, 1980 ; Roedder, 1983 ; Sen, 1983 , 1987, 1988 ; Clague *et al.*, 1985 ; Sen et Presnall, 1986 ; Frey et Roden, 1987 - Canaries : Frisch et Schmincke, 1969 ; Fuster *et al.*, 1969 ; Borley *et al.*, 1971 ; Amundsen, 1987 ; Neumann, 1991 ; Siena *et al.*, 1991 - Islande : Griffin et Kersten, 1987.

(2) : Wilshire et Shervais, 1975 ; Frey et Prinz, 1978 ; Berger, 1981.

(3) : Lameyre *et al.*, 1976 ; Giret, 1983, 1987, 1990, 1993 ; Weis *et al.*, 1987, 1993 ; Storey *et al.*, 1988 ; Gautier *et al.*, 1990 ; Recq *et al.*, 1990 ; Leyrit, 1992 ; Weis, 1992.

(4) : Le métamorphisme granulitique en domaine océanique a cependant déjà été invoqué, notamment dans le cas de l'ophiolite de Yakuno au Japon. Cette dernière est le témoin d'une croûte océanique caractéristique d'un bassin d'arrière arc (Ischiwatari, 1985 a, b), alors qu'à Kerguelen, les granulites (Grégoire *et al.*, 1992 ; 1993 a et b ; Hassler, 1993) apparaissent actuellement dans un domaine océanique intraplaque et se sont vraisemblablement formés en milieu purement océanique en dehors de tout contexte de subduction.

(5) : les enclaves gabbroïques et de cumulats UB, témoins de la croûte océanique classique de Kerguelen n'ont pas été étudiées dans ce travail. Elles viendraient encore étoffer ce cortège xénolithique.

(6) Lensch, 1971 ; Seifert, 1974 ; Ackermann *et al.*, 1975 ; Meyer et Brookins, 1976 ; Sill *et al.*, 1983 ; Nicollet, 1985 ; Griffin et O'Reilly, 1986 ; Christy, 1989.

II - Les enclaves de type I, une information sur le manteau des Kerguelen

1) - les harzburgites : fusion partielle du manteau ou interaction manteau-magmas ?

Les harzburgites des Kerguelen représentent sans ambiguïté des témoins directs d'un manteau supérieur rééquilibré dans le domaine des "péridotites à spinelle". Leurs caractères pétrographiques, minéralogiques et chimiques sont identiques à ceux des enclaves mantelliques de "type I" ou à "diopside chromifère" (Wilshire et Shervais, 1975 ; Frey et Prinz, 1978 ; Nixon, 1987 ; Menzies et Hawkesworth, 1987). Ils soulignent également des propriétés réfractaires, que confirment par ailleurs des compositions semblables à celles des enclaves harzburgitiques de Lanzarote aux Canaries (Siena *et al.*, 1991) et du Loihi Seamount à Hawaï (Clague, 1988) comme à celles des harzburgites des associations ophiolitiques (Montigny, 1975 ; Coleman, 1977 ; Prinzhofer, 1981 ; Prinzhofer et Allègre, 1985 ; Nicolas, 1989) ou des bandes de même nature dans les massifs lherzolitiques orogéniques (Boudier, 1976 ; Conquéré, 1978 ; Obata, 1980 ; Bodinier, 1989 ; Downes *et al.*, 1991 ; Fabriès *et al.*, 1991). L'habitus et la composition chimique du clinopyroxène permettent de distinguer deux types de harzburgites à Kerguelen. Le premier (type I α .1) possède un diopside chromifère tandis que dans le second (type I α .2) l'augite magnésienne est enrichie en Na, Cr et à un degré moindre en Al et Ti ; elle est maclée, poëcilitique, dépourvue de déformation et elle englobe souvent l'orthopyroxène et le spinelle. De tels clinopyroxènes, couronnant l'Opx, n'ont été que rarement décrits, en particulier dans les enclaves de harzburgites mantelliques des laves alcalines des îles Canaries (Neuman, 1991) et dans la partie péridotitique (mantellique) des enclaves composites de Tallante (Boivin, 1982).

Le caractère très "déprimé" des deux types de harzburgites pourrait être associé à la notion de résidus de fusion partielle. En revanche, l'enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares plus lourdes, illustré fréquemment par des spectres en "U", n'est pas compatible avec un modèle unique de fusion partielle, comme l'indique aussi le Cpx poëcilitique, riche en Na et Cr corrodant l'Opx, et la phlogopite qui apparaît dans les harzburgites de type I α .2. Cette dualité des harzburgites est conforme à celle qui est décrite dans la majorité des enclaves harzburgitiques des basaltes alcalins (Frey et Green, 1974 ; Stosch et Seck, 1980 ; Dautria, 1988 ; Siena *et al.*, 1991) et des harzburgites des massifs mantelliques orogéniques ou ophiolitiques (Frey, 1984 ; Mc Donough et Frey, 1989 ; Bodinier *et al.*, 1991).

Deux modèles, souvent proposés, visent à expliquer l'origine des harzburgites mantelliques. Comme dit précédemment, ces deux modèles interviennent à deux niveaux du manteau supérieur :

modèle 1 : Il comporte deux grandes étapes. D'abord un processus de fusion partielle de fort degré (> 15 %) des régions asthénosphériques sources

des basaltes tholéitiques et notamment des MORB (Menzies, 1983 ; Menzies et Hawkesworth, 1987 ; Neumann, 1991 ; Siena *et al.*, 1991). Ensuite un métasomatisme produit par le mélange et/ou l'interaction des résidus de fusion avec des magmas et/ou des fluides souvent d'affinité alcaline (Frey et Green, 1974 ; Menzies, 1983 ; Nixon, 1987 ; Song et Frey, 1989 ; Mc Donough et Frey, 1989 ; Neumann, 1991 ; Siena *et al.*, 1991) ou, plus rarement, d'affinité carbonatitique (Green et Wallace, 1988). Ce métasomatisme peut être modal (Dawson, 1984) et produire de nouvelles phases minérales comme des minéraux hydroxylés (amphibole et/ou mica) et parfois du Cpx (Boivin, 1982 ; Meen, 1987 ; Neumann, 1991). Il peut aussi être cryptique et donc se limiter à des modifications chimiques, comme l'enrichissement en éléments modérément ou fortement incompatibles, terres rares légères par exemple. Dans ce modèle, les harzburgites sont des résidus de fusion tholéitique transformés par le passage de magmas alcalins.

modèle 2 : Cette fois, le matériau de départ est une lherzolite plus ou moins résiduelle dont la transformation en harzburgite se fait en une seule étape qui correspond à l'interaction de liquides basaltiques d'origine profonde (asthénosphérique), traversant et percolant le manteau lithosphérique (Kelemen, 1986 ; Bodinier, 1989 ; Bodinier *et al.*, 1991 ; Vasseur *et al.*, 1991 ; Kelemen *et al.*, 1992 ; Takasawa *et al.*, 1992 ; Takahashi, 1992). La "harzburgitisation" est donc intense dans les conduits de percolation où des réactions entre les liquides et l'encaissant péridotitique produisent une fusion partielle et l'apparition ou la dissolution de phases minérales. Cette fusion est favorisée par des fluides, par un réchauffement et par une baisse de pression due à la formation de fissures (Takasawa *et al.*, 1992 ; Takahashi, 1992). On peut cependant aussi envisager des processus de dissolution du cpx et de précipitation de l'olivine et de l'orthopyroxène⁽¹⁾, selon la réaction :

[1] $\text{cpx} + \text{liquide1} \rightarrow \text{opx} (\pm \text{ol}) + \text{liquide2}$ (Kelemen *et al.*, 1992 ; Remaidi, 1993).

L'encaissant est alors radicalement modifié. Toramaru et Fuji (1986) ont montré par ailleurs que la percolation est favorisée lorsque la péridotite est riche en olivine, ce qui favorise encore plus la "harzburgitisation". Des modifications chimiques importantes affectant surtout les éléments incompatibles accompagnent ces processus. Les terres rares, par exemple, peuvent être fractionnées par un effet chromatographique de l'encaissant péridotitique si les liquides percolants ne subissent plus d'échanges avec les conduits magmatiques (Navon et Stolper, 1987 ; Bodinier, 1989 ; Vasseur *et al.*, 1991). Cela peut expliquer, non seulement,

(1) : le liquide interactif peut ensuite dans certaines conditions évoluer vers des compositions saturées en cpx qui permettraient donc à nouveau sa cristallisation (Kelemen *et al.*, 1992).

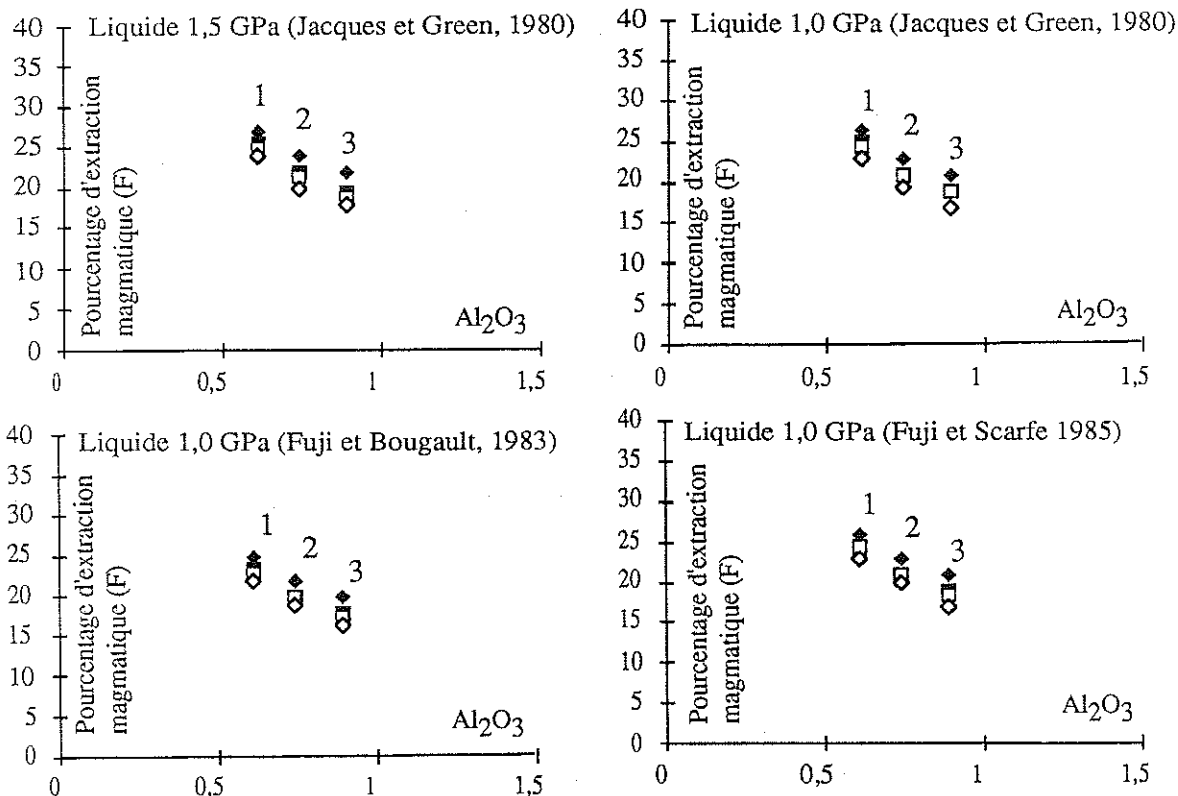
les spectres de terres rares en forme de "U", mais également l'apparition de minéraux hydroxylés dans l'encaissant périclétique. Dans ce modèle, les harzburgites sont des purs produits d'interaction lherzolites mantelliques-magmas basaltiques et elles se forment autour des conduits de circulation magmatique, sur des épaisseurs de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres (Bodinier, 1989 ; Takahashi, 1992 ; Takasawa *et al.*, 1992 ; Remaidi, 1993).

Nous avons vu que les îles Kerguelen se sont formées sous l'action d'une ride et d'un point chaud, ce qui rappelle l'Islande et implique une production magmatique très abondante (Mc Kenzie et Bickle, 1988 ; White et Mc Kenzie, 1989 ; Weis *et al.*, 1992). Nous avons vu également que le magmatisme avait persisté pendant près de 50 Ma, évoluant de tholéitique (M.I.O.R.B) à alcalin (O.I.B). Des magmas ont donc transité dans le manteau supérieur pendant très longtemps. Cela donne le choix entre les deux modèles que nous venons d'exposer.

Si l'on opte pour le premier modèle, les harzburgites seraient des résidus de fusion partielle des sources des séries tholéitiques-transitionnelles témoins des stades précoces de l'édification de l'extrémité Nord du plateau de Kerguelen. On conçoit en effet que la production des grands volumes de magmas nécessaires, soit liée à un fort taux de fusion partielle dans le manteau asthénosphérique, lequel se transforme alors en harzburgites. Pour tester cette hypothèse, nous avons calculé les taux de fusion partielle⁽¹⁾. Dans le cas des harzburgites de type I α .1 (les plus réfractaires), on obtient un taux de fusion compris entre 15 et 30% (figure 112), ce qui correspond effectivement à un magmatisme abondant. Par la suite, lorsque Kerguelen s'est trouvé en position intraplaque, les magmas alcalins auraient "métasomatisé" les résidus de la fusion précédente. Selon cette hypothèse, les harzburgites de type I α .1 exprimeraient à la fois des processus de fusion partielle et de métasomatisme cryptique (simple enrichissement en terres rares légères) alors que les harzburgites de type I α .2 souligneraient un métasomatisme plus intense, modal, avec enrichissement en terres rares légères, apparition de la phlogopite et du Cpx pœcilitique riche en Cr et Na.

On peut aussi opter pour le second modèle et considérer alors une "harzburgitisation" de lherzolites préexistantes par suite de la très longue durée de la percolation des liquides basaltiques (tholéitiques-transitionnels puis alcalins).

(1) : ces taux ont été estimés en utilisant des calculs de bilan de masse par la méthode des moindres carrés (Bryan, 1986), dans l'hypothèse d'une fusion partielle à l'équilibre. Les sources périclétiques et les liquides en équilibre avec des assemblages à Ol-Opx-Cpx-Sp sont issus de la littérature (Ringwood, 1966 ; Green *et al.*, 1979 ; Jagoutz *et al.*, 1979 ; Jacques et Green, 1980 ; Fuji et Bougault, 1983 ; Fuji et Scarfe, 1985 ; Mc Donough et Frey, 1989), car on ne les connaît pas à Kerguelen (cf. annexe).

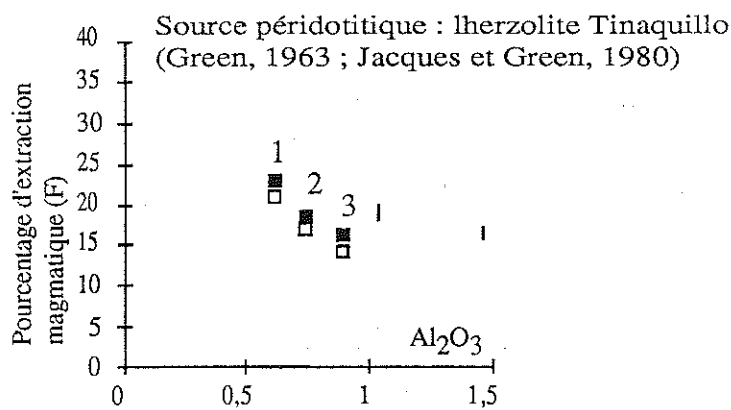


Sources péridotitiques utilisées

- Pyrolite (Ringwood, 1966)
- Pyrolite (Green *et al.*, 1979)
- ◆ Pyrolite (Mc donough et Frey, 1989)
- ◇ lherzolites fertiles (Jagoutz *et al.*, 1979)

Résidus utilisés, harzburgites I α .1

- 1 : échantillon DR 2
- 2 : moyenne
- 3 : échantillon MG-91-38



- liquide 1,5 GPa (Jacques et Green, 1980)
- liquide 1,0 GPa (Jacques et Green, 1980)

Taux d'extraction magmatique estimés pour les péridotites abyssales (harzburgites) du forage ODP 670A (Komor *et al.*, 1990)

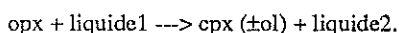
Figure 112 : estimations des taux de fusion partielle des harzburgites de type I α .1 (méthode, voir annexe)

Dans ce cas on aurait d'abord une transformation de lherzolites en harzburgites selon la réaction [1] (voir ci dessus) puis la réapparition du Cpx⁽¹⁾ et de la phlogopite [harzburgites de type Iα.2].

Le choix entre les deux modèles n'est pas simple mais les compositions modales des harzburgites offrent une argumentation intéressante. En effet, il semble que le manteau primitif ne peut produire, par simple fusion partielle, des harzburgites contenant plus de 32 % d'Opx (Kostopoulos, 1991 ; Kelemen *et al.*, 1992). Or il en existe à Kerguelen qui ont entre 33 et 38 % d'Opx en poids (compteur de points). Cet argument, favorable au modèle 2, doit cependant être manié avec prudence. Nous avons confronté les modes mesurés par compteur de points à ceux calculés par inversion des données des éléments majeurs (Tarantolla et Valette, 1982) dans le cas des échantillons qui ont été analysés à la fois à la microsonde électronique (phases minérales) et par fluorescence X (roches totales). Aucun des résultats obtenus ne donne plus de 28 % d'Opx en poids (tableau 24). Cela tend à minimiser le résultat précédent mais on se gardera d'une interprétation définitive car les comptages donnent presque toujours des proportions d'Opx plus faibles que les modes calculés et parce qu'il nous manque encore des analyses, en particulier pour les faciès qui contiennent ces quelques % d'Opx susceptibles de faire la différence. Il apparaît donc prématuré d'opter pour l'un ou l'autre modèle tant que l'on n'aura pas les résultats d'un complément analytique sur l'ensemble des harzburgites récoltées, ceux des études isotopiques en cours (N. Mattielli) et ceux des études détaillées sur les concentrations en éléments incompatibles et notamment en terres rares, aussi bien sur roche totale que sur minéraux (collab. en cours, N. Shimizu). Il faut aussi garder à l'esprit que les enclaves étudiées proviennent de la province S-E des îles Kerguelen qui, par leur taille, sont susceptibles de fournir de nouveaux matériaux. On ne peut donc exclure définitivement l'existence de lherzolites magnésiennes mantelliques qui pourraient constituer des évidences de la préexistence d'un manteau supérieur plus ou moins fertile⁽²⁾.

Il reste cependant que les collections d'enclaves mantelliques de Kerguelen étudiées sont caractérisées par la nette prédominance des harzburgites. Cela rappelle certains contextes géodynamiques caractérisés par la production de grands volumes de

(1) : la réaction permettant l'apparition du cpx qui corrode l'opx dans les harzburgites de type Iα.2 pourrait être celle proposée par Remaidi (1993) à partir de l'étude des harzburgites et des dunités du massif lherzolitique orogénique de Ronda, en Espagne :



(2) par la méthode du mode calculé, seul un échantillon de péridotite mantellique pourrait correspondre à la frontière entre harzburgites et lherzolites (5 % en volume de Cpx). Comme pour les Opx, la confrontation des deux méthodes d'estimation modale laisse supposer que les pourcentages en volume de Cpx mesurés sont probablement très proches de la réalité, corroborant le caractère général harzburgitique de l'ensemble des enclaves de type Iα de Kerguelen

magmas telles les rides médio-océaniques (Michael et Bonatti, 1982 ; Dick et Fisher , 1984 ; Dick et Bryan, 1984 ; Dick, 1989 ; Bonatti et Michael, 1989 ; Siena *et al.*, 1991). Si l'hypothèse de fort degré de fusion partielle apparaît évidente à l'aplomb des Kerguelen, il est clair que les processus d'interactions manteau-magmas à différentes échelles ont été très actifs et ont conduit à la "harzburgitisation" de péridotites déjà fortement déprimées par fusion partielle.

Echantillons	Olivine	Orthopyroxène	Clinopyroxène	Spinelle
MG-91-38 (type Ia.1)	67,5 (67,5)	28 (27)	4 (3)	0,5 (2,5)
MG-91-8 (type Ia.1)	70,5 (76,5)	26,5 (17)	2,5 (3)	0,5 (3,5)
DR 4 (type Ia.1)	75 (77,5)	20,5 (16)	2,5 (5)	2 (1,5)
DR 2 (type Ia.1)	81,5 (78,5)	15,5 (18)	1,5 (1,5)	1,5 (2)
GM-92-512 (type Ia.2)	80,5 (86,5)	15,5 (10)	2,5 (2)	1,5 (1,5)
GM-92-493 (type Ia.2)	77,5 (85,5)	18,5 (11)	3 (2)	1 (1,5)
MG-91-216 (type Ia.2)	74,5 (79,5)	20,5 (16)	5 (3,5)	- (1)

Tableau 24 : Modes calculés en poids % des harzburgites (les modes mesurés par compteur de points sont indiqués entre parenthèses)

2) - les dunités : produits ultimes d'interactions manteau-magmas basaltiques ou cumulats déformés ?

Rappelons à propos des dunités de Kerguelen (type I β) que :

- le Cpx et le spinelle, bien qu'en faibles proportions, sont présents systématiquement,
- l'Opx n'est présent que rarement,
- les compositions chimiques des roches et de leurs minéraux sont hétérogènes,
- par rapport à leurs équivalents dans les harzburgites de type I α .1, le spinelle est généralement moins chromifère, l'olivine plus ferrifère et le Cpx (diopside ou augite magnésienne) plus sodique, alumineux et titanifère,
- elles sont plus riches en fer que les harzburgites et leurs teneurs en alumine, calcium et chrome sont contrôlées par les variations des proportions modales du Cpx et du spinelle,
- leurs phases minérales ont des variations chimiques beaucoup plus grandes que dans les enclaves dunitiques de Hawaï (Jackson *et al.*, 1981 ; Sen, 1981),

- elles ont des concentrations en terres rares (spectres en "U) similaires à celles des harzburgites de Kerguelen et à celles des corps dunitiques des massifs lherzolitiques orogéniques et des associations ophiolitiques (Frey, 1984 ; Bodinier, 1989 ; Mc Donough et Frey, 1989),

- elles constituent la quasi totalité des enclaves composites. Dans ce cas, elles sont recoupées par des filons d'origine magmatique d'affinité tholéiitique-transitionnelle (webstérites ± olivine de type IIa.) ou d'affinité alcaline (hornblendites à ilménite et clinopyroxénites à biotite). L'amphibole et la phlogopite, disséminées dans ces dunites, sont liées à la mise en place des filons alcalins. Dans les zones de contact les échanges chimiques se manifestent essentiellement par des enrichissements en Cr et Mg dans les filons et par des augmentations des teneurs en Fe, Ti et alcalins dans l'encaissant dunitique.

Ces caractères excluent la possibilité que les dunites de Kerguelen puissent représenter des résidus de fusion partielle de degré très élevé comme cela a pu être proposé pour les enclaves dunitiques associées aux harzburgites de Lanzarote (Siena *et al.*, 1991) ou pour des dunites des massifs lherzolitiques ou ophiolitiques (Boudier et Nicolas, 1972, 1977 ; Dick, 1977 a,b ; Jackson et Ohnenstetter, 1981 ; Quick, 1981 ; Nicolas et Prinzoffer, 1983).

Une autre origine a été proposée pour les dunites de Hawaii. Il s'agit de processus d'accumulation précoce à partir de magmas basaltiques tholéiitiques, picritiques (Sen, 1983, 1987 ; Sen et Presnall, 1986) ou alcalins (Best, 1975 ; Ludden, 1977 ; Clague, 1988).

Cette hypothèse ne semble pas non plus pouvoir être retenue pour expliquer les enclaves dunitiques des provinces S-E de Kerguelen, car :

- toutes les dunites de Kerguelen ont des textures de tectonites mantelliques et elles n'ont jamais conservé de reliques magmatiques ou des concentrations de chromites,
- elles ne montrent pas de ressemblance avec la suite d'enclaves péridotites - webstérites - gabbros (type IIa) qui, elle, a une origine magmatique. En effet, dans les dunites, le Cpx et le spinelle sont plus chromifères et moins alumineux, l'Opx est presque toujours absent et les compositions chimiques globales, bien que très variables, ne s'apparentent pas aux lignées évolutives dessinées par les enclaves de type IIa,
- les teneurs en terres rares sont très faibles et leur type de fractionnement s'apparentent plus à ceux des harzburgites qu'à ceux de cumulats.

Comme pour d'autres dunites en enclaves dans des basaltes alcalins ou observées "in situ" dans les massifs lherzolitiques orogéniques, l'ensemble de ces arguments milite plutôt en faveur d'un modèle d'interactions manteau-magmas particulièrement efficace. Aux épontes mantelliques de conduits magmatiques, l'infiltration de magmas dans le réseau intergranulaire se traduit par une disparition

(fusion incongruente ou réaction solide-liquide) des pyroxènes et du spinelle alumineux des péridotites mantelliques et par une recristallisation d'olivine souvent accompagnée d'un spinelle chromifère (Boudier et Nicolas, 1972 ; Irvine, 1974 ; Dick, 1977 a, b ; Quick, 1981 a, b ; Nicolas et Prinzhofer, 1983 ; Berger et Vannier, 1984 ; Reuber, 1985 ; Kelemen, 1987, 1990 ; Bodinier *et al.*, 1991). Si le magma percolant est saturé en olivine et en Cpx, cette interaction pourra également se traduire par l'apparition de dunites à Cpx (\pm chromite - Kelemen, 1990 ; Remaidi, 1993). Les magmas subissent alors au cours de leur percolation un important fractionnement des terres rares dû à l'effet chromatographique décrit par Navon et Stolper (1987). La rééquilibration, au moins partielle, des dunites avec ces magmas se traduit par un enrichissement préférentiel en terres rares légères, ce qui permet d'expliquer les spectres en "U" de ces roches (Bodinier, 1989).

Ce modèle, qui privilégie l'interaction par rapport à la fusion partielle ou à la cristallisation fractionnée, permet de comprendre à la fois la coexistence de Cpx et de chromite magnésienne et alumineuse ainsi que les évolutions des teneurs en terres rares des dunites de type I β de Kerguelen. Il est conforté par le fait que les dunites constituent les épontes de la quasi totalité des enclaves composites des provinces S-E de l'archipel.

3) - Conclusions

L'étude pétrologique des péridotites mantelliques (type I α) a mis en évidence que sous les provinces S-E de Kerguelen le manteau supérieur lithosphérique est essentiellement harzburgitique. Au vue de l'étude préliminaire des enclaves récoltées récemment (Frappa, comm. pers. 1992 ; Brisse, comm. pers. 1993), cette constatation semble d'ailleurs pouvoir s'appliquer également à la péninsule Courbet et à l'Est du Plateau Central. Ces harzburgites ne sont pas de simples résidus d'une importante fusion partielle. En effet, l'histoire de l'archipel implique de très fortes productions de magmas durant une très longue période, et il est probable qu'il y ait eu superposition de processus de fusion partielle et d'interactions manteau-magmas. Si l'on retenait le second processus ("harzburgitisation" par pure interaction manteau-liquides) il faudrait envisager l'existence de lherzolites déjà très appauvries par fusion partielle, et comme aucune véritable lherzolite mantellique n'a encore été découverte, il faudrait envisager que la "harzburgitisation" du manteau supérieur eut été complète à Kerguelen.

Pour confronter les deux hypothèses (fusion-métasomatisme, pure interaction), nous avons utilisé le diagramme Cpx/Opx - Ol (en poids %) proposé par Remaidi (1993). Dans ce diagramme (figure 113) où apparaît un modèle de fusion partielle (Kostopoulos, 1991) et les courbes correspondant aux trois principaux modèles de réaction péridotites-magmas à volume magmatique constant (Berger et Vannier, 1984 ; Kelemen, 1990 ; Kelemen *et al.*, 1992 ; Remaidi, 1993), les harzburgites de Kerguelen montrent de larges variations autour de la courbe de fusion (Kostopoulos, 1991). On se

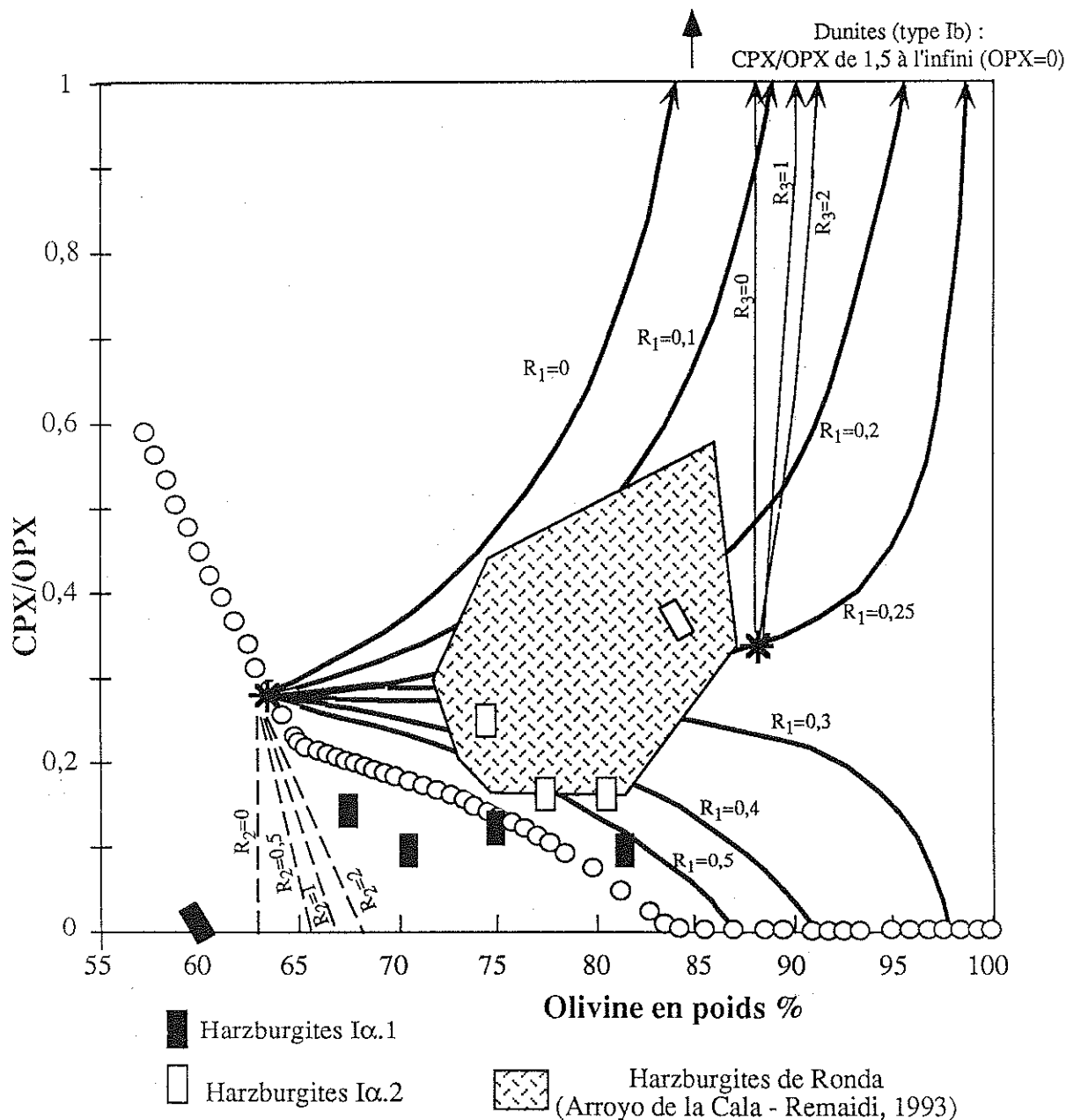


Figure 113 : Variation du rapport cpx/opx en fonction du pourcentage d'olivine en poids dans les harzburgites de Kerguelen (adapté d'après Remaidi, 1993)

Dans ce diagramme sont reportés un modèle de fusion partielle (cercles vides - Kostopoulos, 1991) et les modèles de réaction magma-péridotites à volume magmatique constant (Remaidi, 1993) :

* traits continus épais : réaction (R1) entraînant la précipitation d'olivine secondaire (Berger et Vannier, 1984 ; Kelemen, 1990). $R_1 = \text{rapport cpx/opx dissous au cours de la réaction } \text{opx} (\pm \text{cpx}) + \text{liq}_1 \rightarrow \text{ol} + \text{liq}_2$

* traits discontinus : réaction (R2) à précipitation d'opx secondaire (Kelemen *et al.*, 1992). $R_2 = \text{rapport ol/opx produits par la réaction } \text{cpx} + \text{liq}_1 \rightarrow \text{opx} (\pm \text{ol}) + \text{liq}_2$

* traits continus fins : réaction (R3) à précipitation de cpx secondaire (Remaidi, 1993). $R_3 = \text{rapport ol/cpx produits par la réaction } \text{opx} + \text{liq} \rightarrow \text{cpx} (\pm \text{ol}) + \text{liq}_2$

Les flèches indiquent que le rapport cpx/opx tend vers l'infini

Les modes des harzburgites de Kerguelen utilisés sont les modes calculés (voir texte).

Les deux modes mesurés (compteur de points) extrêmes reportés (rectangles inclinés), sont purement indicatifs

retrouve donc encore une fois en situation de choix. Toutefois, la dispersion n'est pas quelconque puisqu'elle indique une influence importante des processus d'interactions manteau-magmas qui permettraient l'apparition d'Opx secondaire (réaction R2) dans les harzburgites I α .1 et d'olivine secondaire (réaction R1) dans les harzburgites I α .2. Les choses sont en revanche plus claires pour les dunités de Kerguelen qui se projettent toutes en dehors du diagramme (rapports Cpx/Opx systématiquement supérieur à 1,5) dans les prolongements des courbes des modèles de réactions manteau-liquides R1 et R3 qui expliquent respectivement l'apparition d'olivine et de Cpx secondaires, ce qui témoigne indubitablement de l'importance des processus d'interactions.

Si la génèse des harzburgites apparaît complexe, il semble en revanche plus aisé de relier la formation des dunités des provinces S-E de l'archipel de Kerguelen aux processus d'interaction entre un manteau péridotitique (lherzolitique ou harzburgitique) et les liquides basaltiques qui l'ont traversé. On a montré également que les dunités ont pu se former aussi bien lors de la percolation de liquides d'affinité alcaline (épontes des filons de hornblendites et de clinopyroxénites à biotite) que de liquides d'affinité subalcaline (filons de webstérites \pm Ol de type IIa).

III - Importance des processus de ségrégation magmatique en profondeur (interface croûte-manteau et manteau supérieur): les enclaves de type II

1) - L'origine magmatique des enclaves de type II

Les enclaves de type II ont des textures métamorphiques granoblastiques (type IIa et IIc) ou porphyroclastiques recristallisées (type IIb) mais on y trouve toujours d'anciennes textures magmatiques (litages et textures cumulatives) préservées localement.

La suite à deux pyroxènes + spinelle (IIa)¹ a plus de diopside alumineux que d'enstatite (Cpx/Opx > 1) et a toujours un pléonaste \pm chromifère qui est le seul oxyde présent. Elle est très magnésienne ($mg^*(\text{Roche Totale}) > 76$), riche en Ni (UB) ou Sr (B) et pauvre en TiO₂, K₂O, P₂O₅ et en éléments traces incompatibles (Y, Rb, Nb, Zr et terres rares). Ses variations chimiques correspondent aux variations modales qui sont liées à une compétition entre l'olivine, les pyroxènes et le plagioclase. Elle montre d'importants rééquilibres subsolidus, particulièrement spectaculaires dans les faciès à

(1) : parmi les enclaves UB de type IIa, les wehrlites sont toujours en moins grand nombre et sont associées dans les différents gisements aux lherzolites et aux webstérites. En outre, elles ont des caractères pétrographiques, minéralogiques et géochimiques identiques. Elles ne présentent donc parmi les enclaves UB de Kerguelen, aucune particularité minéralogique ou géochimique qui permettrait de les individualiser et de les comparer, dans l'état actuel de nos connaissances aux intrusions wehrlitiques des associations ophiolitiques. Ces dernières, plus tardives que les zones cumulatives liées à Ol - Pl proviendraient d'un second épisode de fusion par rééquilibrage d'un fragment de lithosphère déjà appauvri par un premier épisode de fusion partielle au niveau d'une ride (Benn et Laurent, 1987 ; Nicolas, 1989 ; Komor et Elthon, 1990 ; Tangay *et al.*, 1990 ; Lachize, 1993).

plagioclase puisqu'ils se traduisent par deux grandes associations réactionnelles : Opx II + Cpx II + Sp II (témoin de la déstabilisation de l'assemblage Ol + Pl), et Cpx II ± Gt ± Sa (témoin de la déstabilisation de l'assemblage Opx + Pl + Sp). Ces deux paragenèses caractérisent le faciès granulite ($0,5 \leq P \leq 1,6$ GPa et $850 \leq T \leq 1000$ °C). De telles suites d'enclaves, qui associent étroitement des roches ultrabasiques et basiques riches en plagioclase en conditions relativement profondes ($P > 0,5$ GPa), n'ont été décrites qu'en domaine continental⁽¹⁾ ; celle de Kerguelen présente des affinités avec certains ensembles UB-B décrits dans les massifs lherzolitiques orogéniques et les massifs ophiolitiques. Les compositions des phases minérales et notamment celle du spinelle rappellent fortement celles de ségrégats magmatiques mis en place dans le manteau supérieur (Lherz - Conquére, 1978) et l'évolution des compositions chimiques globales est similaire à celle des ségrégats magmatiques qui forment des lits pyroxéniques et des filons gabbroïques dans les lherzolites des Alpes Italiennes et des Apennins (Lensch, 1975 ; Piccardo, 1976 ; Boudier, 1976 ; Cottin, 1978 ; Ottonello *et al.*, 1979, 1984). De même, les concentrations en terres rares de nos métagabbros à spinelle sont très voisines de celles des filons gabbroïques "in situ de Lanzo" à affinité de MORB (Bodinier, 1989) et des cumulats plagioclasiques échantillonnés au niveau de la ride médio océanique Indienne (Engel et Fisher, 1975 ; Hedge *et al.*, 1979). Ces caractères et ces analogies indiquent clairement que les enclaves de type Iia de Kerguelen proviennent de la cristallisation de magmas basaltiques suivie de recristallisation subsolidus dans les conditions du manteau supérieur ou dans celles du faciès granulite. L'origine de ces roches cumulatives⁽²⁾ se trouve vraisemblablement dans des magmas d'affinité tholéiitique-transitionnelle, voir picritique pour les faciès les plus ultrabasiques, comme l'indiquent les premières reconstitutions des liquides théoriques en équilibre avec ces cumulats (figure 109) ainsi que les résultats isotopiques préliminaires (N. Mattielli, comm. pers.).

La suite à Cpx + Ilm + Sp (Iib) regroupe des clinopyroxénites avec ou sans grenat et des métagabbros à Ilm + Sp. Elle est caractérisée par un diopside titanifère et alumineux et par deux oxydes, ilménite magnésienne et pléonaste (dépourvu de chrome), qui atteignent de grandes proportions modales (jusqu'à 15 % d'Ilm et 30 % de Sp). Le grenat est toujours tardif. Les estimations thermobarométriques (faciès à grenat)

(1) : notamment dans un sill d'analcimite à Boomi Creek, dans les nouvelles Galles du Sud en Australie (Wilkinson, 1975 ; Wilkinson et Taylor, 1980). La série à "Al-spinelle" de Boomi Creek est constituée de lherzolites, de pyroxénites (webstérite ± Ol ou Pl, rares orthopyroxénites et clinopyroxénites) et de granulites à deux pyroxènes et plagioclase. Le spinelle alumineux apparaît dans la majorité de ces roches interprétées comme les témoins d'un pluton lité d'affinité tholéiitique différencié à des pressions voisines de 0,8 GPa (Wilkinson, 1975 ; Wilkinson et Taylor, 1980).

(2) : Le terme de cumulat est utilisé ici dans le sens général de ségrégation minérale à partir de magma, sans tenir compte du processus à l'origine de la formation de ces cumulats (gravité, filtre presse, connexions différenciation-écoulement...)

fournissent un intervalle de pression de 0,7 à 1,35 GPa pour des températures allant de 850 à 1000 °C. Les compositions des roches et des minéraux, notamment pour les terres rares, correspondent à celles des enclaves mantelliques dites "de type II" (Frey et Prinz, 1978) mais aussi à celles des filons de pyroxénites à amphibole de Lherz (Conquéré, 1978). Aussi peut-on, comme dans ces gisements, interpréter les enclaves de type IIb en tant que ségrégats profonds de magmas alcalins mis en place dans les conditions du manteau supérieur (Frey et Prinz, 1978 ; Berger, 1981 ; Nixon, 1987 ; Menzies et Hawkesworth, 1987 ; Bodinier, 1989 ; Mac Donough et Frey, 1989 ; Fabriès *et al.*, 1989, 1991). Dans le contexte magmatique de Kerguelen, cela doit être relié aux séries alcalines, ce qui est corroboré par les premières études isotopiques de N. Mattielli (comm. pers.).

La suite des métagabbros à ilménite (type IIc) est très homogène. Les compositions de ses roches et de ses phases minérales diffèrent de celles des deux ensembles précédents. Elle possède en effet un diopside alumineux plus sodique, l'ilménite et le grenat coronitique y sont systématiques et beaucoup moins magnésiens que dans les enclaves de type IIb. Elle présente, elle aussi, des caractères pétrologiques de ségrégats basaltiques, mais cette fois les compositions chimiques la rapprochent des liquides basaltiques d'affinité tholéiitique de l'archipel (Watkins *et al.*, 1974 ; Gautier, 1987 ; Storey *et al.*, 1988 ; Gautier *et al.*, 1990) et des MORB Indiens (Hedge *et al.*, 1979 ; Dosso *et al.*, 1988 ; Le Roex *et al.*, 1988). Comme les enclaves à plagioclase de type IIa, les roches de cette suite ont été rééquilibrées dans le domaine des granulites, mais limité au faciès des granulites à grenat ($0,9 \leq P \leq 1,6$ GPa et $850 \leq T \leq 950$ °C).

2) - Le problème des Iherzolites

Qu'elles soient en enclaves dans des basaltes alcalins ou qu'elles forment les massifs Iherzolitiques orogéniques, les Iherzolites représentent un manteau supérieur plus ou moins fertile (Frey et Green, 1974 ; Frey et Prinz, 1978 ; Obata, 1980 ; Hawkesworth et Norry, 1983 ; Sen, 1983 ; Kornprobst, 1984 ; Nixon, 1987 ; Menzies et Hawkesworth, 1987 ; Bodinier, 1989 ; Mac Donough et Frey, 1989 ; Fabriès *et al.*, 1991 ; Bodinier *et al.*, 1991). Aussi la présence de telles roches, incorporées dans une suite d'enclaves d'origine magmatique (type IIa), comme celle de véritables tectonites mantelliques harzburgitiques (type I α), conduit à s'interroger sur la nature du manteau à Kerguelen. Avant toute discussion concernant ces Iherzolites des provinces S-E de Kerguelen, il convient d'en souligner les différences avec ces tectonites Iherzolitiques à spinelle et à l'inverse, les étroites similitudes avec les wehrlites et les webstérites de la suite IIa. Il s'agit donc de caractères qui les éloignent de ceux que l'on s'attendrait à rencontrer dans un manteau plus ou moins fertile :

- des reliques de textures magmatiques identiques à celles observées dans les autres enclaves de type IIa,

- un clinopyroxène qui est toujours en plus forte proportion modale que l'orthopyroxène ($C_{xp}/O_{px} > 1$),
- un Cpx (diopside alumineux) et un spinelle (pléonaste chromifère), très proches de ceux des webstérites et totalement différents de ceux des harzburgites ou des dunités,
- l'absence de termes intermédiaires entre les harzburgites et les lherzolites, aussi bien d'un point de vue modal et minéralogique que géochimique,
- une localisation bien circonscrite à l'intérieur des champs évolutifs de l'ensemble IIa, avec des teneurs en Al_2O_3 (dépassant parfois 7 %) que l'on n'a jamais rencontrées dans les lherzolites mantelliennes magnésiennes, même les plus fertiles (Green *et al.*, 1979 ; Jagoutz *et al.*, 1979 ; Nixon, 1987b ; Mc Donough et Frey, 1989).
- l'existence de plagioclase attestée, malgré sa disparition, par des associations Opx + Cpx + Sp qui proviennent d'assemblages à Ol + Pl ainsi que par une légère anomalie positive en Eu.

Certains des caractères pétrologiques des lherzolites de type IIa les rapprochent aussi d'une catégorie de lherzolites mantelliennes ("lherzolites riches en fer" - $mg^* < 88$, "lherzolites enrichies en Cpx") qui sont interprétées comme des témoins de processus de métasomatisme et/ou d'interactions manteau-magmas (Conquéré, 1978 ; Berger, 1981 ; Kelemen, 1986 ; Menzies et Hawkesworth, 1987 ; Bodinier, 1989 ; Fabriès *et al.*, 1989). La comparaison doit cependant se limiter à cet aspect puisqu'il n'y a pas de lherzolites magnésiennes dans les provinces S-E de Kerguelen. C'est pourquoi, comme s'y prêtent leurs caractères minéralogiques et géochimiques particuliers, nous rattachons ces lherzolites à la suite d'enclaves de type IIa⁽¹⁾⁽²⁾.

3) - Débats autour des granulites

a) - La question d'une vieille croûte continentale

Il y a vingt ans, Watkins *et al.* (1974) posaient la question : "Kerguelen, continental fragment or oceanic island ?". Les travaux effectués depuis (voir Chapitre 2) ont montré que toutes les roches magmatiques de Kerguelen ont une signature

(1) : des enclaves lherzolitiques riches en Cpx ont déjà été interprétées comme des produits magmatiques (lherzolites de Boomi Creek et de la province de Victoria, en Australie coexistant avec des lherzolites mantelliennes de type I - Wilkinson, 1975 ; Wilkinson et Taylor, 1980 ; Griffin *et al.*, 1984). De plus, de telles lherzolites sont également connues au sein de la croûte océanique (Hodge et Papike, 1976) et dans les complexes d'accumulation de certaines associations ophiolitiques (Bay of Island à Terre Neuve - Elthon *et al.*, 1982, 1984 et Yakuno au Japon - Ishiwatari, 1985). L'abondance de cumulats précoces riches en Ol + Cpx ± Opx (lherzolites, wehrilites, webstérites) est également une des caractéristiques de l'intrusion de Muskox (Canada), qui s'est différenciée à partir de magmas d'affinité tholéïtique (Irvine, 1975, 1980).

(2) : dans l'hypothèse de lherzolite à spinelle et plagioclase mantellique, la composition du spinelle serait beaucoup plus chromifère (Dick, 1989)

typiquement mantellique, ce qui exclut l'hypothèse continentale. Les basaltes possèdent cependant des caractères isotopiques particuliers, anomalie DUPAL, qui pourraient refléter une complexité apportée par la présence de composants continentaux complètement recyclés. Des travaux inédits (Shimizu, comm. pers., 1993) sur le couple Re/Os dans les harzburgites de Kerguelen semblent confirmer cette signature lithosphérique des isotopes du Pb dans les basaltes de l'archipel (Weis *et al.*, 1989 ; Weis *et al.*, 1992 ; Weis, 1992 ; Storey *et al.*, 1992). La question de l'existence d'un fragment gondwanien sous les basaltes de Kerguelen ne semble donc plus devoir être posée. En revanche une autre question émerge, celle des proportions et du rôle de la vieille croûte précambrienne qui est complètement assimilée au manteau de l'Océan Indien. Pourtant, les enclaves granulitiques basiques méritent de revenir un peu sur la première question puisque de telles roches sont classiquement considérées comme des témoins de la croûte inférieure continentale (Griffin *et al.*, 1979 ; Kay et Kay, 1981 et 1983 ; Griffin et O'Reilly, 1987 ; Rudnick et Taylor, 1987 ; Dodge *et al.*, 1988 ; Leyreloup, 1992).

Les fragments continentaux qui sont associés à des îles ou à des plateaux océaniques étayent cette discussion⁽¹⁾. Pour la plupart, ce sont des témoins des marges continentales passives qui ont été étirées et morcelées au cours de processus de rifting (Carlson *et al.*, 1980 ; Nur et Ben Avraham, 1982).

Examinons la possibilité d'un tel scénario à Kerguelen. Nous avons vu que la terminaison Nord du plateau de Kerguelen se serait formée dans un domaine océanique franc, à la faveur de la synergie d'une ride et d'un point chaud. Cet épisode se situe entre 56 et 43 Ma, c'est à dire bien après la création d'un océan entre les blocs Inde et Australie-Antarctique et la formation du paléoplateau de Kerguelen, événements qui démarrent entre 130 et 110 Ma (Storey *et al.*, 1992 ; Royer et Coffin, 1992). Pour accrédiiter l'hypothèse continentale, il faudrait donc concevoir que des fragments gondwaniens aient été bloqués et remobilisés cinquante millions d'années après la dislocation, mais ni avant ni après, et sous Kerguelen et pas ailleurs, ce qui paraît bien fortuit. Un autre argument aurait pu étoffer cette hypothèse, c'est l'épaisseur de la croûte (14-20 Km) reconnue en sismique ; mais les vitesses correspondent ici à une lithosphère océanique (Recq et Charvis, 1986 ; Recq *et al.*, 1990). A cette argumentation déductive s'ajoutent à présent des matériaux prélevés par les laves jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 50 Km. Nous avons vu que l'ensemble des enclaves de type II, notamment les granulites basiques, regroupe des ségrégats magmatiques recristallisés qui présentent de nombreuses affinités avec les basaltes soit tholéiitiques-transitionnels soit alcalins de l'archipel.

(1) : de telles reliques continentales en milieu océanique existent dans l'archipel des Seychelles (socle granitique précambrien - Ben Avraham *et al.*, 1981), aux îles Paracel dans la mer de Chine (socle granitique - Ben Avraham *et al.*, 1981), dans le plateau d'Agulhas au large de l'Afrique de Sud (roches granitiques - Ben Avraham *et al.*, 1981) ou encore au niveau des plateaux de Rockall et de Voering dans l'Atlantique Nord (Merriman *et al.*, 1988 ; Vierck *et al.*, 1989).

Les premières études isotopiques confirment ces affinités et montrent qu'en aucun cas les granulites basiques ne pourraient constituer un pôle de contamination continentale permettant d'expliquer les anomalies isotopiques des roches magmatiques de l'archipel (Mattielli, comm. pers.). Cela exclut donc définitivement⁽¹⁾ l'existence de fragments continentaux gondwaniens. De ce fait, il nous faut expliquer autrement l'existence des granulites.

b) - Les mécanismes dynamiques associés

Les enclaves de type II ont été rééquilibrées entre 0,5 et 1,6 GPa, soit à des profondeurs de 15 à 50 Km. Comme la croûte océanique a ici une épaisseur de 14 à 20 Km, il est clair que ces roches proviennent de la croûte inférieure, de l'interface croûte-manteau et du manteau supérieur. Ces enclaves ont des assemblages minéralogiques et des compositions de phases minérales qui se rencontrent classiquement, nous l'avons vu, dans les granulites basiques associées à d'autres contextes géodynamiques, notamment dans des zones de croûte amincie et lors de sous-plaquage en domaine continental. Les assemblages minéralogiques que nous avons décrits appartiennent aux trois grands types de granulites basiques : "granulite de basse pression", "granulite à pyroxènes" et "granulite à grenat" (figure 114). Ils démontrent ainsi que les rééquilibrages se sont produits à des profondeurs différentes. On peut ajouter que la présence d'associations réactionnelles (couronnes et symplectites) indique que certaines roches ont traversé différents climats P-T. Ainsi la réaction $Ol + Pl \rightarrow Opx + Cpx + Sp$ marque le passage du champ de stabilité des "granulites de basse pression" à celui des "granulites à pyroxènes" tandis que les associations à grenat marquent le passage du domaine des "granulites à pyroxènes" à celui des "granulites à grenat", de plus haute pression. Ces évolutions métamorphiques sont toutes compatibles avec une baisse de température associée ou non à une augmentation de pression comme l'ont montré les comparaisons avec les travaux expérimentaux et les résultats de l'étude topologique. Ces considérations nous amènent à nous interroger sur les rôles respectifs de la température et de la pression. Il serait intéressant de reconnaître avec certitude l'état initial (avant recristallisation) de ces roches. Les paragenèses successives nous orienteraient alors soit vers un lent refroidissement isobare de magmas dans la lithosphère, soit vers un enfouissement lié à l'accrétion crustale en surface. Malheureusement, l'état de recristallisation rend cette démarche très difficile. Cependant certaines textures magmatiques ont pu être préservées localement et, bien que les minéraux aient subi des réhomogénéisations subsolidus importantes, cette voie doit être exploitée.

(1) ; ou alors il faudrait admettre que lors de leur ascension, les laves alcalines auraient sélectionné nos enclaves et remonté systématiquement des métamagmatites granulitiques en évitant d'autres types de roches continentales (métasédiments, granites, gneiss...). En effet, ces dernières n'ont jamais été trouvées à Kerguelen (Edwards, 1938 ; Talbot *et al.*, 1963 ; Nougier, 1970 ; Mc Birney et Aoki, 1973 ; Giret, 1983 ; Gautier, 1987 ; Leyrit, 1992).

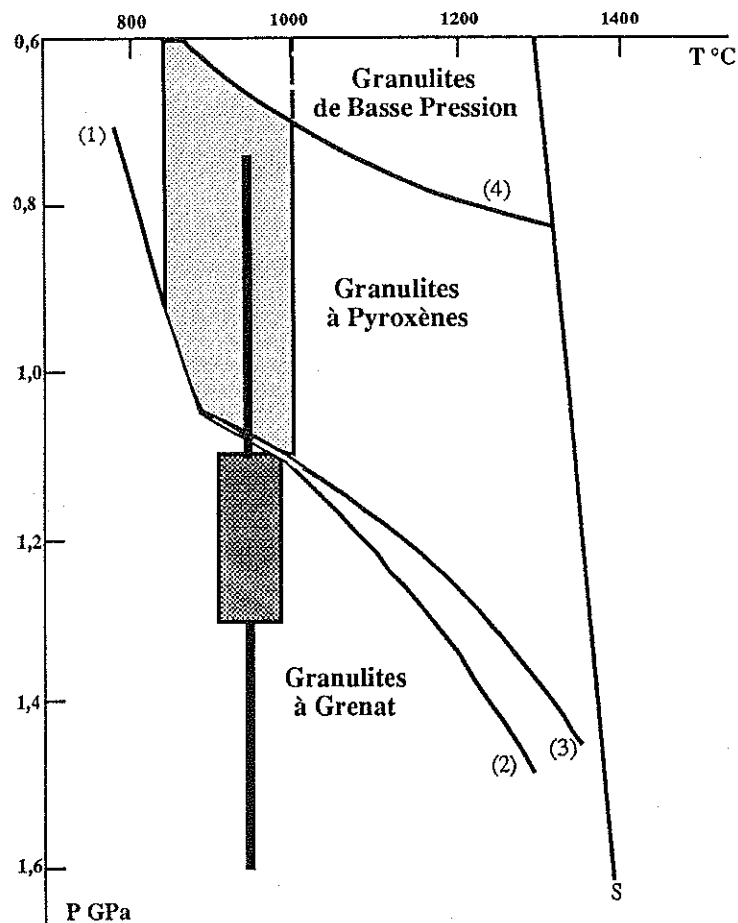


Figure 114 : estimations P-T des granulites de type IIa des îles Kerguelen. Le domaine gris-foncé représente la moyenne des conditions P-T calculées pour les métagabbros à grenat (\pm saphirine). Les déviations par rapport à cette moyenne sont indiquées par les traits gras. Le domaine blanc indique, dans le champs des "granulites à pyroxènes" du système CMAS, l'intervalle de température calculé pour les métagabbros à pyroxènes. Le trait en tiretés indique les températures maximales calculées pour les webstérites à Ol + Pl.
 Réaction (1) : $\text{Opx} + \text{Pl} + \text{Sp} \rightarrow \text{Sa} + \text{Cpx}$, réaction (2) : $\text{Opx} + \text{Pl} + \text{Sp} \rightarrow \text{Cpx} + \text{Gt}$, réaction (3) : $\text{Opx} + \text{Pl} + \text{Sp} + \text{Sa} \rightarrow \text{Gt}$, réaction (4) : $\text{Ol} + \text{Pl} \rightarrow \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Sp}$, S : solidus basaltique.

Extrait de *Oceanic Mafic Granulite Xenoliths From the Kerguelen Islands*
 by Gregoire M., Mattielli N., Nicollet C., Cottin J.Y., Leyrit H., Weis D., Shimizu N. and Giret A.
 (Nature, 1994).

Il n'y a pas d'ambiguïté pour les enclaves de type IIb qui sont similaires aux enclaves mantelliques de type II de la littérature (Frey et Prinz, 1978 ; Sen, 1988 ; Nixon, 1987 ; Dautria, 1988) et qui représentent donc des ségrégats intramantelliques de magmas alcalins recristallisés. L'interprétation des enclaves de type IIa et IIc est en revanche plus délicate, notamment pour les granulites. Il est toutefois attrayant de relier les affinités pétrologiques, géochimiques et isotopiques que présentent ces enclaves et les séries tholéiitiques-transitionnelles à l'édification de l'archipel. En effet, cette étape (40 à 45 Ma), que nous avons comparée à l'Islande, correspond à un empilement magmatique tholéiitique-transitionnel très abondant. Ce mécanisme engendre forcément une surcharge et un surépaississement crustal. La fusion liée au point chaud perdure

jusqu'à des époques historiques (Giret *et al.*, 1987 ; Storey *et al.*, 1988 ; Gautier *et al.*, 1990 ; Weis, 1992 ; Weis *et al.*, 1993 ; Giret, 1993 ; Mc Kenzie et Bickle, 1988 ; White et Mc Kenzie, 1989 ; Storey *et al.*, 1991) et elle est de plus en plus profonde. Les magmas alcalins tardifs échantillonneront donc logiquement les ensembles magmatiques préexistants qui se trouvent au-dessus d'eux et auxquels nous rattachons notamment les enclaves IIa et IIc. Il apparaît donc nécessaire d'envisager aussi bien l'hypothèse de l'enfouissement que celle du refroidissement.

L'hypothèse d'une évolution par simple enfouissement, résultant d'une augmentation de l'épaisseur de la croûte et du poids de la pile magmatique sus-jacente se heurte à l'argumentation géodynamique. En effet, la longévité exceptionnelle de l'activité du point chaud sous les îles Kerguelen exclut la possibilité d'une subsidence thermique importante de la lithosphère océanique. Ceci semble d'ailleurs attesté par les faibles valeurs des anomalies gravimétriques à l'air libre (+ 50 mGal) et de Bouguer (+46 mGal) mesurées sur l'archipel (Rouillon, 1963 ; Recq et Charvis, 1987). De plus une déflexion de la plaque rigide en réponse isostasique à la surcharge magmatique a également été exclue (Recq et Charvis, 1987 ; Recq *et al.*, 1990). Ces auteurs considèrent au contraire que l'archipel est isostatiquement compensé par rapport aux bassins océaniques environnants grâce à la présence de matériel de faible densité dans le manteau superficiel jusqu'à environ 50 km de profondeur. Une explication ne faisant intervenir que l'enfouissement ne résiste donc pas à l'argumentation géodynamique.

L'hypothèse d'un simple refroidissement isobarique qui correspond à une cristallisation directe en profondeur semblerait donc devoir s'imposer. Quelques arguments pétrologiques lui sont favorables. En effet, dans les minéraux primaires, on reconnaît un Cpx alumineux et magnésien qui se place dans le champ des enclaves et granulites de Kushiro et Yoder (1968). Le pléonaste (\pm chromifère) primaire associé au Cpx a, quant à lui, une composition voisine de ceux des ségrégats mantelliques de Hawaï (Sen, 1988) et de Lherz (Conquéré, 1978) et il diffère en revanche totalement des chromites que l'on trouve dans les intrusions stratiformes ou dans les cumulats océaniques (Irvine, 1967 ; Hébert *et al.*, 1989). Les compositions des minéraux primaires (Cpx et spinelle) s'accordent donc mieux avec une cristallisation en profondeur qu'en surface⁽¹⁾. L'absence d'olivine ou de témoins de sa présence (réaction $Ol + Pl \rightarrow Opx + Cpx + Sp$) dans les reliques de textures magmatiques de la majorité des métagabbros à spinelle va dans le même sens puisqu'elle peut être due à une cristallisation en profondeur comme le suggèrent (figures 115 et 116) les travaux expérimentaux⁽²⁾ dans le système $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ de Presnall *et al.* (1978) et sur les systèmes tholéïtiques naturels de Green (1982). D'autres études expérimentales

(1) : Aoki et Kushiro, 1968 ; Green *et al.*, 1972 ; Sigurdsson et Schilling, 1976 ; Wass, 1979 ; Jacques et Green, 1980 ; Boivin, 1982 ; Dick et Bullen, 1984 ; Elthon *et al.*, 1982, 1984 ; Elthon, 1987, 1993 ; Ballhaus et Berry, 1991.

(2) : au cours de la cristallisation des magmas basaltiques à des pressions supérieures à 0,7 GPa, l'assemblage $Ol + Pl + Cpx +$ liquide est remplacé par des assemblages à $Cpx + Sp + Pl +$ liquide (Presnall *et al.*, 1978). L'olivine disparaît entre le solidus et le liquidus basaltique pour une P voisine de 0,7 GPa (Green, 1982). Les assemblages observés sont, dans ce cas, à $Cpx + Pl +$ Liquide.

démontrent que l'association Ol + Pl n'existe pas dans les séquences de cristallisation des MORB et des basaltes très magnésiens à des pressions supérieures ou égales à 1.0 GPa⁽¹⁾. Il faut enfin signaler que l'existence d'enclaves composites qui associent des dunites au type IIa ou des roches de type IIa au type IIb implique une mise en place de roches de type IIa dans le manteau supérieur.

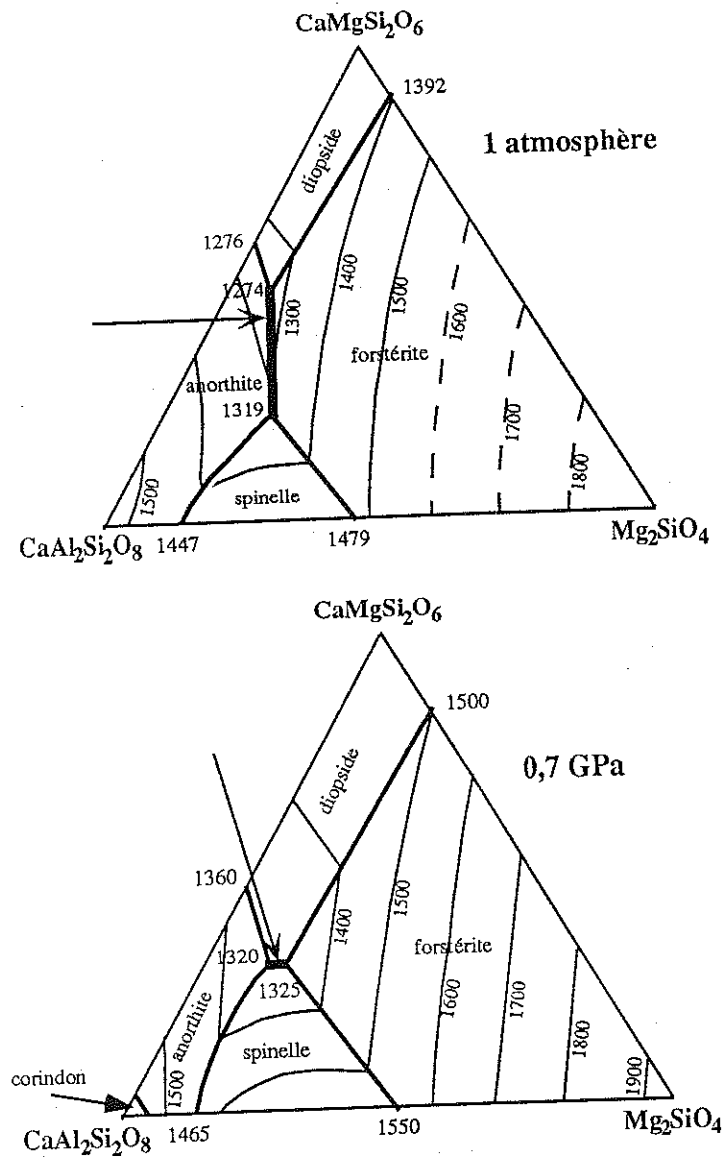


Figure 115 : Relations en phase liquide à 1 atm et à 0,7 GPa dans le système CMAS (Presnall *et al.*, 1978). Le cotectique anorthite-forstérite (a), stable à 1 atmosphère, est remplacé par le cotectique diopside-spinelle à 0,7 GPa.

(1) : Fuji et Kushiro, 1977 ; Bender *et al.*, 1978 ; Green *et al.*, 1979 ; Maaloe et Jakobsson, 1980 ; Fuji et Bougault, 1983 ; Elthon et Scarfe, 1984.

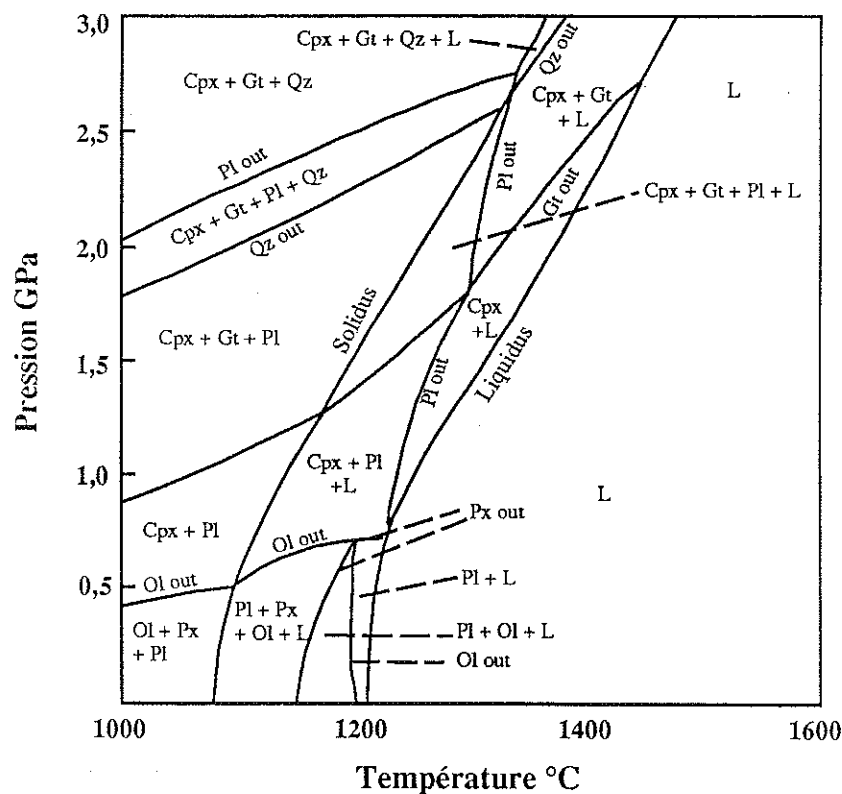


Figure 116 : Diagramme pression-température pour les compositions tholéiitiques anhydres naturelles (Green, 1982).

En conclusion, les enclaves de type II résultent de processus de ségrégations magmatiques et de leurs rééquilibrages dans des niveaux structuraux profonds de l'archipel de Kerguelen (croûte inférieure, interface croûte-manteau et manteau supérieur). Les enclaves de type IIa sont des ségrégats tholéiitiques-transitionnels rééquilibrés sans doute sous l'effet d'un lent refroidissement à partir des températures magmatiques. Cependant, la dynamique d'enfouissement produite par l'augmentation de l'épaisseur de la pile magmatique sus-jacente n'est certainement pas nulle (figure 117). En effet, les métagabbros à Sa + Gt (type IIa), recristallisés à des pressions qui peuvent être supérieures ou égales à 1 GPa, ont des normes C.I.P.W. et des teneurs en éléments en trace (minéraux - N. Shimizu, comm. pers.) de vrais troctolites (Ol + Pl), ce qui implique, compte tenu des résultats de la pétrologie expérimentale, des pressions inférieures à 1 GPa avant la recristallisation (cf. page précédente). Les évolutions subsolidus des enclaves de type IIc, dont la formation est également liée aux stades précoces d'édification de l'archipel, sont similaires à celles des enclaves de type IIa.

L'abondance des enclaves de type II (60 % des échantillons récoltés au niveau des provinces S-E de l'archipel) suggère un volume important de ségrégats magmatiques précoces en profondeur (sous-placage). Cela expliquerait enfin le caractère déjà très différencié ($MgO < 6\%$) de tous les basaltes tholéiitiques-transitionnels de l'archipel (Gautier, 1987 ; Gautier *et al.*, 1990 ; Weis, 1992). Cela

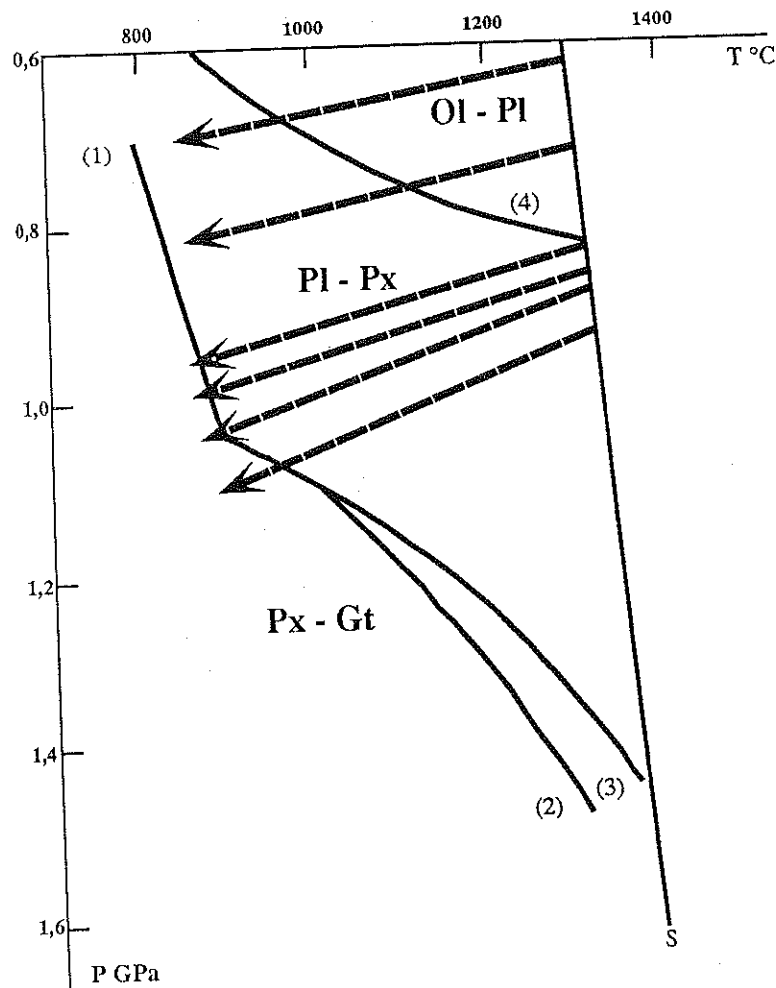


Figure 117 : Diagramme P-T illustrant l'évolution subsolidus des faciés à plagioclase (granulite) de type IIa sous les effets conjugués d'un lent refroidissement et d'un enfouissement progressif (pour le détail des réactions, voir figure 114)

expliquerait aussi pourquoi les compositions des enclaves de type IIc sont proches de celles des basaltes tholéiitiques-transitionnels. Ces enclaves pourraient en effet représenter le piégeage presque in situ des liquides différenciés par la ségrégation de l'assemblage Ol + Px + Pl qui constitue principalement la suite IIa.

Dans un tel schéma, le métamorphisme granulitique succéderait immédiatement à la cristallisation des magmas et son âge pourrait donc être voisin de 45 Ma. La lenteur du refroidissement responsable des évolutions métamorphiques serait liée à la longévité du point chaud qui aurait maintenu un fort gradient thermique au niveau de l'archipel (Giret, 1987 ; Gautier, 1987 ; Gautier *et al.*, 1990 ; Weis, 1992)

Bien que nous soyons favorables à ce scénario, l'incertitude concernant la structure profonde de la partie Nord du plateau de Kerguelen et la proximité de sa limite avec le paléoplateau crétaé ne permettent pas d'exclure totalement l'existence de granulites plus anciennes. En tout état de cause, ces granulites n'auraient pas plus de 110 à 130 Ma, date de l'océanisation indienne précoce, ce qui ne remet donc pas en question leur caractère à la fois jeune et océanique.

c) - Vitesses sismiques

L'existence de granulites basiques au niveau des îles Kerguelen offre un regard nouveau sur la structure profonde de ce site géodynamique particulier et permet une confrontation entre les données sismologiques et les données pétrologiques

Les études sismologiques ont révélé l'existence d'une première couche épaisse de 9 à 10 km caractérisée par une vitesse moyenne des ondes de compression (V_p) de 5,5 Km/s qui correspondrait à la couche océanique 2 (Recq et Charvis, 1986 ; Recq *et al.*, 1990 ; Charvis *et al.*, 1993). La couche océanique 3 sous-jacente est caractérisée par des V_p de 6,6 km/s et une épaisseur qui varie de 4 à 10 km. L'épaississement par rapport à une croûte océanique standard (6 à 8 km) serait donc lié essentiellement à l'accumulation de laves dans la partie supérieure de la croûte de Kerguelen (couche 2). En dessous de cette croûte océanique épaissie, une zone de faible épaisseur d'environ 2 km, caractérisée par des vitesses sismiques anormalement basses de 7,2 à 7,5 km/s, a été également reconnue comme étant une zone d'interface flou et progressif entre le manteau et la croûte. Il n'y aurait donc pas de discontinuité de Mohorovici franche à l'aplomb de l'archipel de Kerguelen (Recq *et al.*, 1990). Pour expliquer cette anomalie sismique en base de croûte, les géophysiciens ont proposé soit l'existence de péridotites fortement serpentinisées, soit l'abondance de produits magmatiques correspondant à un vaste sous-placage. En se référant aux modèles avancés pour des rifts continentaux (Furlong et Fountain, 1986 ; White et Mc Kenzie, 1989) ou pour des traps basaltiques continentaux (Coffin et Eldhom, 1993). Recq *et al.* ont relié les vitesses observées d'environ 7,2 km/s au processus de sous-placage de grande quantité de magmas picritiques contenant environ 16 % de MgO. De plus, leurs études sismologiques ont montré que les vitesses des ondes de compression sont relativement faibles dans le manteau supérieur (7,8-7,9 Km/s), ce qui indiquerait la présence de matériaux de faible densité qui participeraient également à la compensation isostatique de l'archipel.

Au regard des vitesses des ondes P mesurées dans les minéraux (Hall, 1986 ; Furlong et Fountain, 1986), il apparaît que les granulites basiques sont compatibles avec les intervalles de vitesse (V_p : 7,2-7,5 km/s) observées dans la zone sous-jacente à la couche 3 océanique des îles Kerguelen. Par exemple, les vitesses calculées pour deux granulites à pyroxènes sont de 7,2 km/s pour celle qui contient 60 % de plagioclase et 40 % de pyroxènes, et de 7,5 km/s pour celle qui contient 30 % de plagioclase et 70 % de pyroxènes. Cela s'explique par le fait que les vitesses sont plus faibles dans le plagioclase (6,8 km/s) que dans les pyroxènes (7,8 km/s).

Des modèles récents en domaine continental, notamment au niveau des provinces S-E de l'Australie ou dans la zone d'Ivrée dans les Alpes Italiennes, proposent que les processus de sous placage magmatique correspondent à la mise en place au niveau de l'interface manteau-croûte de grandes quantités de produits basaltiques (Newton *et al.*, 1980 ; Rivalenti *et al.*, 1981 ; Herzberg *et al.*, 1983 ; Wass et

Hollis, 1983 ; Griffin et O'Reilly, 1987 ; O'Reilly *et al*, 1989 ; Johnson *et al.*, 1989). La proportion de ces intrusions magmatiques profondes diminuerait progressivement de part et d'autre de la limite "manteau-croûte", qui correspondrait alors en fait à la zone où le volume de péridotites mantelliques deviendrait prépondérant par rapport à celui des intrusions basiques (Griffin et O'Reilly., 1985, 1987 ; Johnson *et al.*, 1989 - figure 118). Les témoins de ces processus de sous-placage magmatique sont essentiellement des granulites basiques (Wass et Hollis, 1983 ; Rivalenti *et al.*, 1984; Griffin et O'Reilly, 1987 ; O'Reilly *et al*, 1989 ; Johnson *et al.*, 1989).

Section croûte/manteau
basée sur l'étude des xénolithes
(Griffin et O'Reilly, 1985)

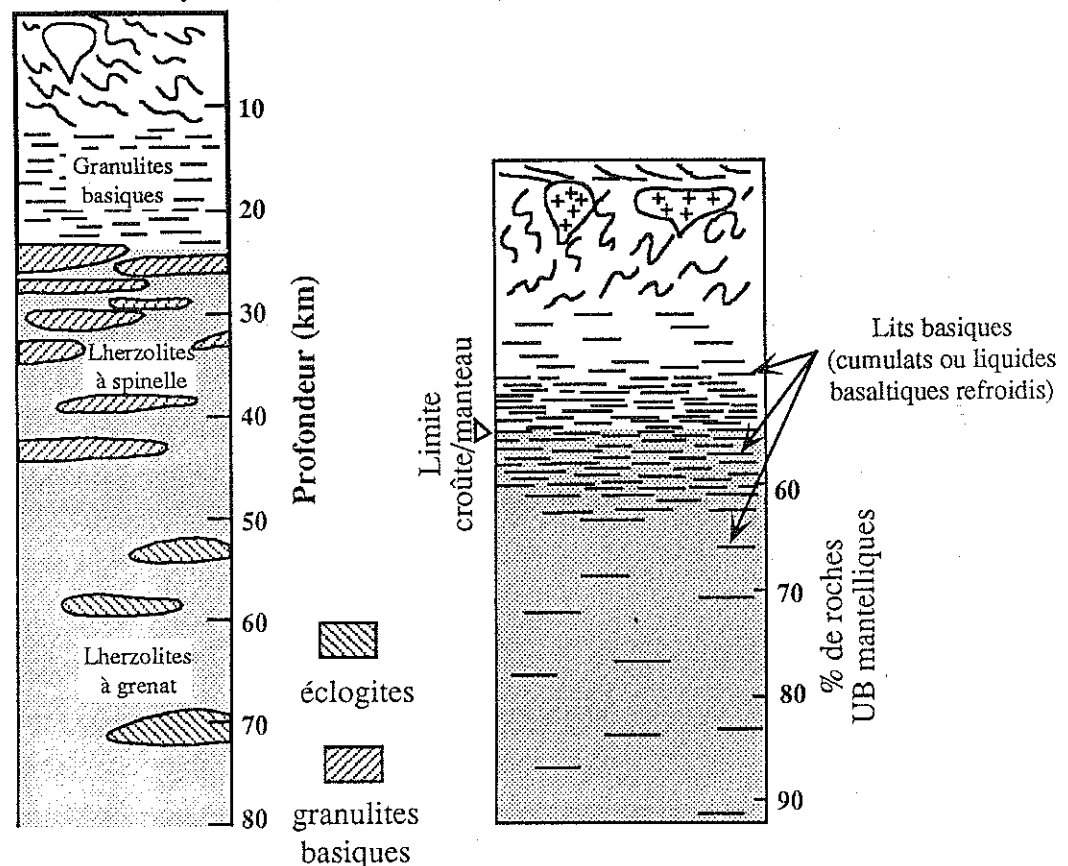


Figure 118 : Modèles proposés pour l'interface croûte-manteau à partir de l'étude des enclaves UB-B des provinces Est de l'Australie (Griffin et O'Reilly, 1985, 1987, Johnson *et al.*, 1989).

A la vue de ces données, les assemblages minéralogiques, les compositions chimiques (minéraux et roches totales) et les conditions P-T de rééquilibres permettent de considérer les enclaves basiques de type IIa et IIc comme des produits basaltiques rééquilibrés à différentes profondeurs, de part et d'autre de l'interface croûte-manteau. En effet, les pressions de rééquilibre s'échelonnent depuis un minimum d'environ 0,5 GPa, pour les granulites de basse pression jusqu'à un

maximum d'environ 1,5 GPa dans le cas des granulites à grenat ce qui correspond à un intervalle de profondeur compris entre 15 et 45 Km environ, situant bien à Kerguelen les recristallisations dans les conditions de la croûte inférieure et du manteau supérieur, ce qui inclut l'interface entre ces deux domaines. En plus de ces observations, aucune enclave de péridotite serpentinisée n'a été découverte jusqu'à présent à Kerguelen. Nous proposons donc que les enclaves granulitiques de Kerguelen représentent les témoins de la zone de faibles vitesses sismiques en base de croûte ce qui confirme l'existence d'une zone de sous-placage magmatique en pur milieu océanique (Recq *et al.*, 1990 ; Grégoire *et al.*, 1992 , 1993).

La mise en évidence de granulites, provenant du rééquilibrage en profondeur de ségrégats magmatiques, à l'aplomb des îles Kerguelen constitue un test particulièrement positif pour les études sismologiques qui restent, dans tous les cas, des méthodes indirectes empreintes d'incertitudes. Cette parfaite confrontation entre Pétrologie et Géophysique contribue donc largement à considérer les îles Kerguelen comme un véritable laboratoire naturel pour l'étude du Moho au niveau des zones de croûte océanique épaissie, en particulier sous les vastes plateaux océaniques. En effet, des zones dénommées alternativement "zones mantelliques à faibles vitesses sismiques" ou "zones de croûte inférieure à grandes vitesses sismiques" ont été mises en évidence au niveau de l'interface manteau-croûte sous d'autres îles ou plateaux océaniques⁽¹⁾. En se basant sur le modèle que suggère l'étude des enclaves UB-B des îles Kerguelen, nous proposons que les granulites basiques représentent un constituant majeur de ces zones océaniques dont la formation est reliée à d'intenses productions magmatiques (White et Mc Kenzie, 1989 ; Larson, 1991 ; Coffin et Eldhom, 1992, 1993).

En conclusion, un modèle d'évolution du manteau et de la croûte aux îles Kerguelen (figure 119)

Compte-tenu des différentes hypothèses pétrogénétiques que nous venons de formuler sur l'origine et l'histoire des enclaves UB-B des provinces Sud-Est des îles Kerguelen, nous proposons de replacer ces dernières dans un modèle géodynamique global.

Il y a environ 40 à 45 Ma, une activité synergique de la ride Sud-Est Indienne et du point chaud de Kerguelen ont induit une intense production de magma en domaine franchement océanique. Cela a pu se faire rapidement (quelques Ma) comme on le montre pour les énormes émissions basaltiques de type trap en milieu continental (Courtillot *et al.*, 1988 ; Richards *et al.*, 1989 ; White et Mc Kenzie, 1989 ; Duncan et Richards, 1991) ou de type plateau océanique (Richards *et al.*, 1989, 1991). Ce brusque

(1) : c'est le cas aux îles Marquises (Caress *et al.*, 1992), sous le plateau océanique d'Ontong Java où cette couche atteint 16 Km d'épaisseur (Furumoto *et al.*, 1976 ; Coffin et Eldhom, 1993) et sous la ride océanique aiséismique de Broken Ridge (= 6 Km d'épaisseur - Francis et Raitt, 1967 ; Coffin et Eldhom, 1993).

et rapide empilement basaltique initial est à l'origine du début de l'épaississement de la croûte océanique de cette zone de l'Océan Indien (stade Islande - Giret *et al.*, 1987 ; Storey *et al.*, 1988 ; Gautier *et al.*, 1990 ; Giret, 1990, 1993 ; Leyrit, 1992 ; Weis, 1992 ; Weis *et al.*, 1993). C'est dans un tel contexte que l'on peut envisager le blocage de magmas en profondeur, car sans épaississement préalable la majorité des magmas gagnerait la surface comme on le voit dans les centres d'expansion océanique classiques. Cette phase précoce correspond au magmatisme tholéitique-transitionnel de l'archipel. Elle s'accompagnerait, en profondeur, de sous-placage avec mise en place d'intrusions UB-B dans la croûte inférieure, à l'interface croûte-manteau et au sein même du manteau supérieur (figure 119). Comme de tels processus impliquent une croûte (océanique) préexistante épaissie, ils ont probablement eu lieu, non pas sur la ride médio océanique elle-même, mais à proximité de celle-ci. Les enclaves de type IIa et IIc représenteraient les témoins de cet épisode.

L'archipel et l'extrême partie Nord du plateau se sont ensuite éloignés de la ride et ont dérivé progressivement vers leur position intraplaque actuelle (stade Hawaï - Giret *et al.*, 1987 ; Storey *et al.*, 1988 ; Gautier *et al.*, 1990 ; Giret, 1990, 1993 ; Leyrit, 1992 ; Weis, 1992 ; Weis *et al.*, 1993). Le magmatisme est donc devenu peu à peu franchement alcalin (prépondérance du composant OIB) et le volume de produits émis diminue. Au cours de leur trajet mantellique, les magmas alcalins ont subi eux aussi d'importants fractionnements profonds. Les enclaves de type IIb, ainsi que les filons de hornblendite et de clinopyroxénite à phlogopite représenteraient les témoins de ces ségrégations alcalines à différentes profondeurs. Au cours de ces 45 Ma d'activité magmatique épisodique ou continue, l'épaississement crustal et un refroidissement lent ont permis le rééquilibrage progressif des produits magmatiques initiaux à plagioclase dans les conditions du faciès granulite.

En définitive, l'épaississement d'une croûte océanique accompagné de la persistance d'un fort gradient géothermique dû à la présence d'un point chaud rappelle les conditions thermobarométriques des processus d'amincissement de croûte continentale (contexte de rifting continentaux) dans lesquels se sont formées des intrusions stratifiées granulitiques comme celles des Alpes Italiennes (Balmuccia, Finero - Lensch, 1975 ; Sill *et al.*, 1983 ; Rivalenti *et al.*, 1981) ou comme celles que révèlent les enclaves des provinces Sud-Est de l'Australie (Wilkinson, 1975 ; Wilkinson et Taylor, 1980 ; Griffin et O'Reilly, 1987 ; O'Reilly *et al.*, 1989 ; Johnson *et al.*, 1989). Une telle convergence pétrologique entre ces deux types de sites géotectoniques a déjà été envisagée à Kerguelen sur la base de l'étude des plutons superficiels de l'archipel (Giret, 1983 ; Giret et Lameyre, 1985).

Cette très longue histoire magmatique, qui s'échelonne sur environ 50 Ma, a contribué à l'élaboration d'un manteau supérieur, à caractère très réfractaire essentiellement harzburgitique (enclaves de type I α). La composition harzburgitique du manteau trouve elle aussi son explication dans les grands volumes de magmas et dans la

durée très longue du magmatisme. En effet dans ces conditions, le manteau supérieur, que l'on peut imaginer comme une véritable "autoroute à magmas", a dû subir d'important processus de fusion partielle et surtout d'interactions avec les magmas tholéiitiques-transitionnels et alcalins qui ont transité en son sein. Les processus d'interactions ont permis l'enrichissement du manteau lithosphérique préalablement appauvri en éléments incompatibles. Ils viennent de trouver un nouvel argument avec les inclusions fluides et vitreuses des harzburgites "métasomatisées" des îles Kerguelen qui témoignent elles aussi de la percolation de magmas alcalins liés à l'activité du point chaud de Kerguelen (Hassler *et al.*, 1993 ; Clocchiati *et al.*, 1993). Ce schéma expliquerait aussi les dunites (type I β) qui représenteraient les épontes péridotitiques réactionnelles des conduits de transfert de ces magmas vers les niveaux superficiels.

L'ensemble de ces nouveaux éléments sont de nature à modifier l'idée que l'on a des Kerguelen.

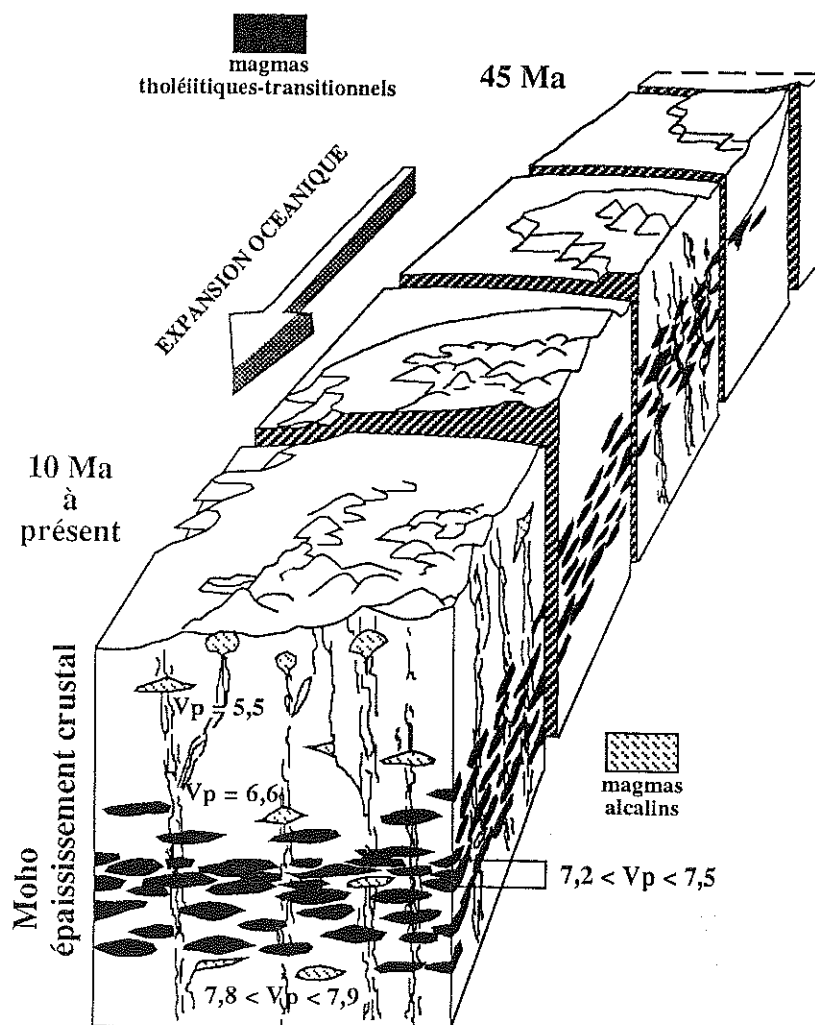
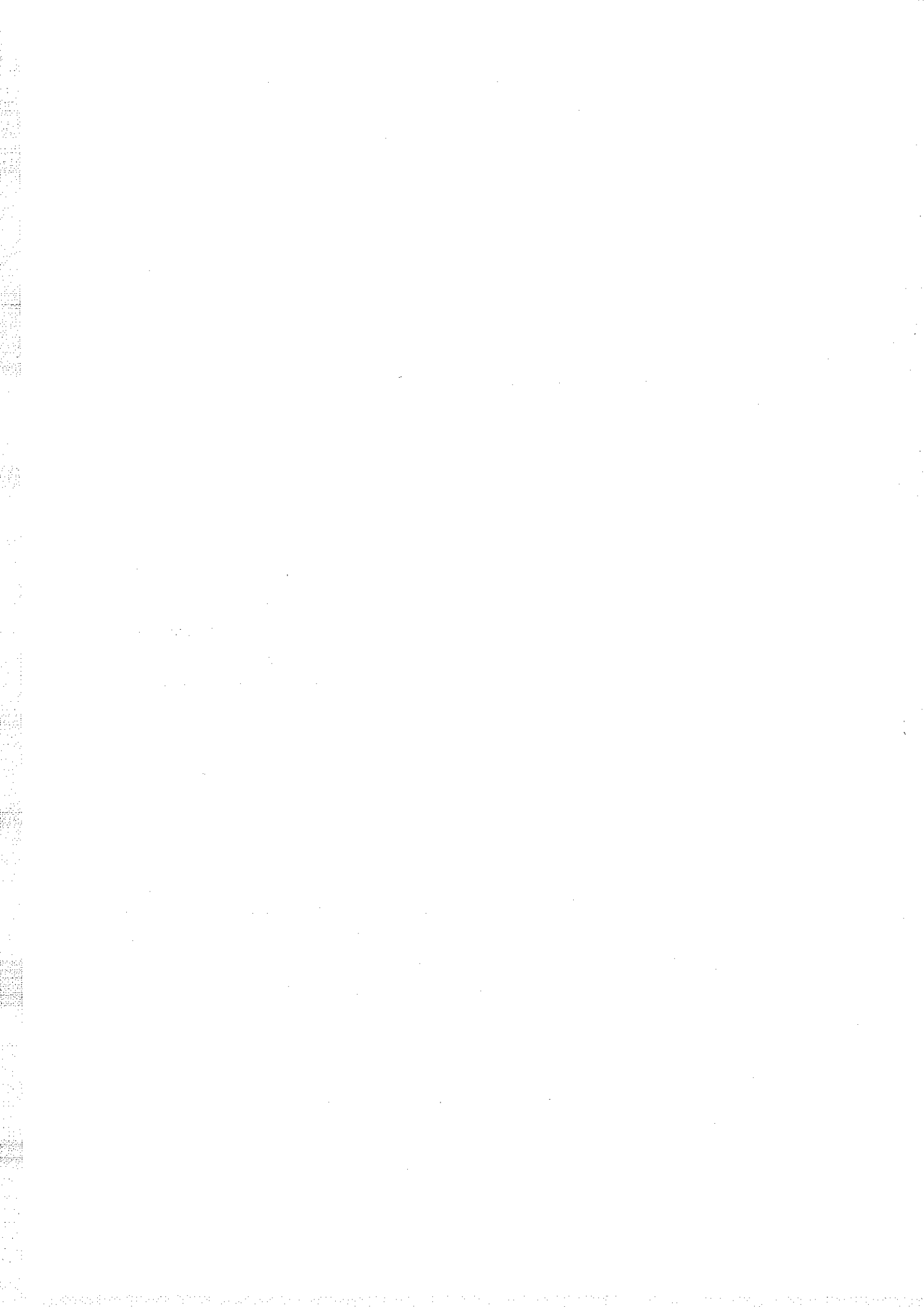


Figure 119 : Modèle d'évolution géodynamique des îles Kerguelen à partir de l'étude des enclaves ultrabasiques et basiques (les vitesses sismiques sont données en km.s⁻¹)

- Conclusion -



Parmi les enclaves UB-B des Kerguelen, les granulites sont celles qui apportent le message le plus important. Elles ont été trouvées dans les presqu'îles Jeanne d'Arc et Ronarc'h qui ont déjà livré les roches les plus alcalines du domaine océanique⁽¹⁾. Cette province S-E des Kerguelen, qui évoque une Auvergne dénudée, attirera sans aucun doute de nombreux géologues encore.

Les granulites ne sont pas limitées à cette portion de l'archipel. On les a trouvées⁽²⁾ dans la péninsule Courbet, dans le Plateau Central, et il est probable que les leviers cartographiques en cours permettront d'envisager leur extension à l'ensemble de l'archipel. Ces métamagmatites, nous l'avons vu, participent à une accréation infracrustale qui provoque l'épaississement important de la croûte sous les îles Kerguelen. Par ailleurs, les empilements basaltiques superficiels sont le siège de mises en place plutoniques, d'origine mantellique et de compositions intermédiaires et acides, qui contribuent largement à la diminution de la densité de l'archipel⁽³⁾. Avec cela et avec un important volume de roches magmatiques "granulitiques" aux frontières du Moho, l'ensemble "manteau-croûte-archipel" présente vraisemblablement une densité anormalement faible dans son contexte océanique, ce qui en fait un fragment lithosphérique "insubductable". Cette propriété physique est déduite essentiellement de l'existence de rééquilibrages de cumulats basiques dans le faciès granulite comme il en existe dans la croûte continentale inférieure⁽⁴⁾. Il apparaît donc possible de comparer la lithosphère océanique des Kerguelen à une lithosphère continentale amincie.

Etant donné que l'hypothèse d'un héritage gondwanien est exclue, les analogies avec une lithosphère continentale sont argumentées par des caractères acquis. Elles suggèrent un processus de nucléation continentale et, bien que cela dépasse largement l'objet de notre étude, on est tenté de placer ces caractères dans le débat concernant l'origine et la formation de la croûte continentale.

On considère que la croûte continentale est le produit d'une différenciation chimique irréversible de matériaux provenant du manteau. On controve sur la vitesse de ce processus au cours des temps géologiques. Pour certains le taux de croissance continentale est relativement constant⁽⁵⁾, pour d'autres il est devenu très lent (voire nul) après avoir été très rapide au Précambrien⁽⁶⁾. On peut aussi évoquer une solution intermédiaire faite d'une alternance de crises productives et de repos comme le suggèrent quelques grands ensembles volcaniques. Cette discussion doit forcément s'appuyer sur les mécanismes. Là encore différentes idées s'affrontent. Il y a celles qui privilégient les zones de convergence de plaques et en particulier les arcs insulaires et

(1) : H. Leyrit - thèse (1992) -

(2) : CARTOKER, programme I.F.R.T.P. n°252 (1991-96)

(3) : Giret, 1983

(4) : Wass et Hollis, 1983 ; Kay et Kay, 1981 ; 1983 ; Griffin et O'Reilly, 1987 ; Arculus et Ruff, 1988 ; Pin, 1988 ; Johnson et al., 1989

(5) : Hurley et Rand, 1969 ; Michard et al., 1985

(6) : Armstrong, 1968 ; Allègre et Rousseau, 1984 ; Gurnis et Davies, 1986

les marges actives qui auraient fonctionné depuis l'Archéen⁽¹⁾, celles qui préfèrent des processus d'enfouissement et de remobilisation partielle de matériaux basiques indépendants des concepts actuels de la tectonique des plaques⁽²⁾, et celles qui proposent des sous-placages dans les rifts continentaux⁽³⁾ ou les grands épanchements basaltiques⁽⁴⁾. C'est dans ce dernier courant que s'inscrit l'idée que des plateaux océaniques ont pu jouer un rôle dans la création et le développement de croûte continentale au Précambrien. Il a ainsi été proposé⁽⁵⁾ qu'un protolithe continental mafique insubductable ait été créé sous l'action d'un point chaud en plein océan, et à de grandes distances de tout continent. Ensuite, par le jeu de l'expansion océanique, de subuctions ou de collisions, la dynamique lithosphérique a intégré ce protolithe (allochtonous terrane) à d'anciens continents. Les plateaux océaniques seraient donc susceptibles de participer directement à la croissance continentale, c'est à dire sans passer par une remobilisation et un recyclage dans le manteau.

Ce modèle conviendrait bien à Kerguelen qui en représenterait alors la première étape. Ce sera peut-être un des prochains chapitres géologiques que cet archipel permettra d'écrire.

(1) : Taylor, 1967 ; Glickson, 1979 ; Weaver et Tarney, 1984 ; Patchett et Arndt, 1986 ; Arculus et Ruff, 1988

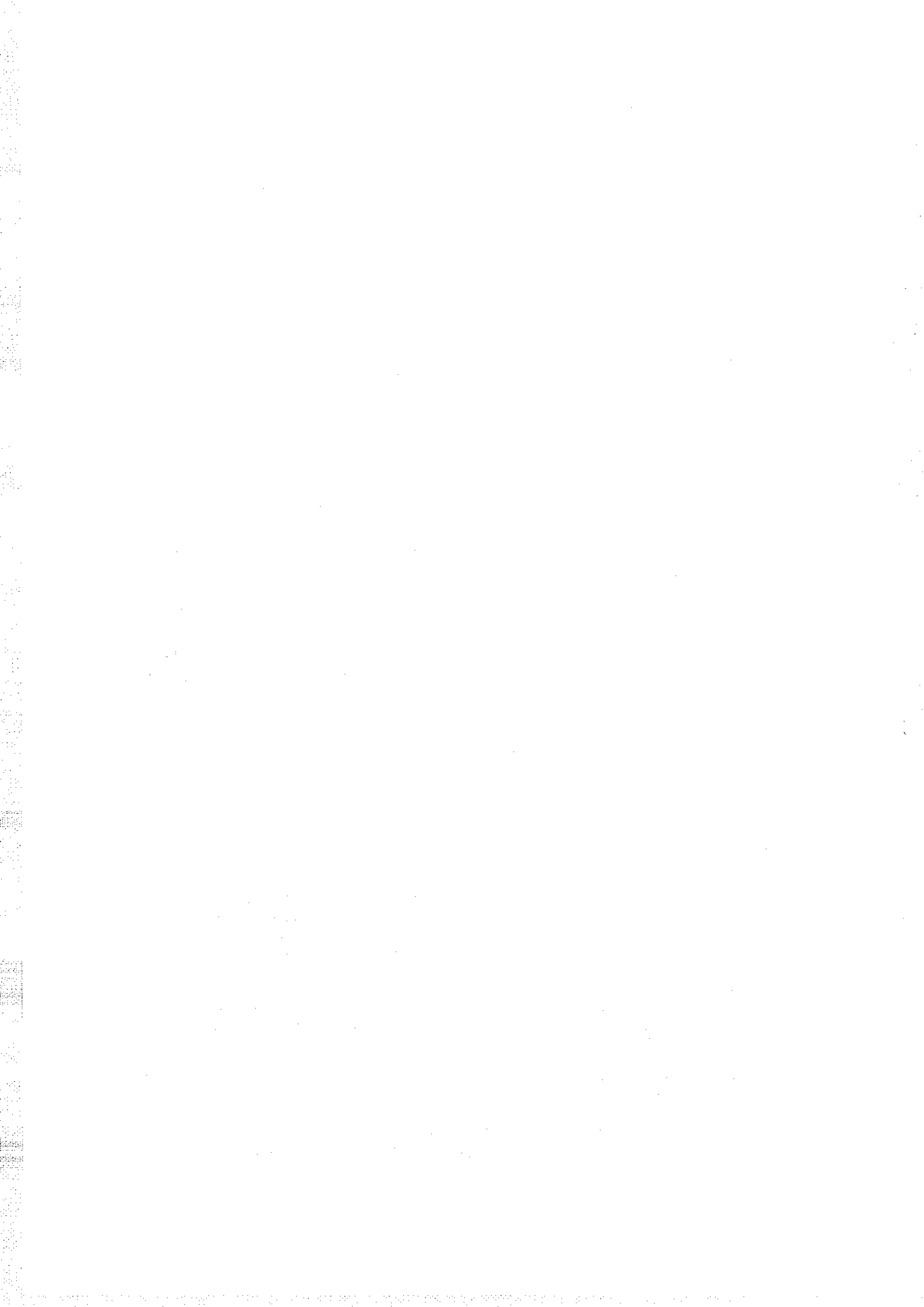
(2) : Taylor et McLennan, 1985

(3) : Lambert, 1981 ; Kröner, 1984

(4) : Trapps et Plateau océanique - Cox, 1980 ; Arndt et Goldstein, 1989 ; Abouchami *et al.*, 1990

(5) : Boher *et al.*, 1992

Bibliographie



Abouchami, W., Boher, M., Michard, A. et Albarède, F. (1990): A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West Africa : An early stage of crustal accretion. *J. Geophys. Res.*, 95, 17605-17629.

Ackermann, D., Seifert, F. et Schreyer, N. (1975): Instability of sapphirine at high pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, 79-92.

Agrinier, P., Javoy, M., Smith, D.C. et Pineau, F. (1985): Carbon and oxygen isotopes in eclogites, amphibolites, veins and marbles from the Western Gneiss Region, Norway. In "Isotope Geochemistry and Geochronology of Eclogite". Smith D.C. et Vidal P. eds., *Isotope Geoscience* 52, 145-162

Alaoui, H.C.(1992): Influence de la concentration en Al^{IV} dans le Cpx sur la répartition Fe-Mg entre Cpx et Grenat. *DEA*, Univ. de Clermont-Ferrand, 46 p.

Albee, A.L. (1965): A petrogenetic grid for the Fe-Mg silicates of pelitic schists. *Amer. J. Sci.*, 263, 512-536.

Alibert, C. (1991): Mineralogy and geochemistry of a basalt from Site 738 : implications for the tectonic history of the southernmost part of the Kerguelen Plateau. In "*Proc. ODP, Sci. Results 120*". Barron J. Larsen B. et al. eds., 293-298

Allègre, C.J. et Rousseau, D. (1984): The growth of continents through geological time studied by Nd isotope analysis of shales. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67, 19-34.

Allègre, C.J. et Turcotte, D. L. (1986): Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature.*, 323, 123-127.

Allègre, C.J., Shimizu, N. et Rousseau, D. (1982b): History of the continental lithosphere recorded by ultramafic xenoliths. *Nature*, 296, 732-735.

Allègre, C.J., Treuil, M., Minster, J.F., Minster, B. et Albarède, F. (1977): Systematic use of trace element in igneous process. Part 1 : Fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 60, 57-75.

Amundsen, H.E.F. (1987): Peridotite xenoliths from Gran Canaria, Canary Islands. Evidence for metasomatic processes and partial melting in the lower oceanic crust. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 156, 121-140.

Aoki, K. (1966): Phenocrystic spineliferous titanomagnetites from trachyandesites, Iki Island, Japan. *Amer. Mineral.*, 51, 1799.

Aoki, K. et Kushiro, K. (1968): Some clinopyroxenes from Ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18, 326-337.

Arculus, R.J., Ferguson, J., Chappel, B.W., Smith, D., Mc Culloch, M.T., Jackson, I., Hensel, H.D., Taylor, S.R., Knutson, J. et Gust, D.A. (1988): Trace element and isotopic characteristics of eclogites and other xenoliths derived from the lower continental crust of Southeastern Australia and Southwestern Colorado Plateau. In "*Eclogites and eclogite-facies Rocks*". ed. Smith D.C. ed., Elsevier, Amsterdam. 335-380

Arculus, R.J. et Ruff, L.J. (1988): Genesis of continental crust : evidence from island arcs, granulites and exospheric processes. In "*Granulites and Crustal Evolution*". Vielzeuf D. et Vidal P. eds., NATO ASI Series Kluwer Acad. Publ., Dordrecht. 7-24

Armstrong, M.L. (1968): A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth. *Rev. Geophys.*, 6, 175-199.

Arndt, N.T. et Goldstein, S.L. (1989): An open boundary between lower continental crust and mantle : Its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics*, 161, 201-212.

- Aubert de la Rüe, E. (1932).**: Etude géologique et géographique de l'archipel de Kerguelen. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 5,1, 231 p.
- Aubert de la Rüe, E. (1956).**: Sur les différentes séries de laves et les roches intrusives associées dans la péninsule Courbet (archipel de Kerguelen). *Bull. Volcanol.*, 18, 133-137.
- Avé Lallemant, H.G., Mercier, J.-C.C., Carter, N.L. et Ross, J.V. (1980).**: Rheology of the upper mantle : interferences from peridotite xenoliths. *Tectonophysics*, 70, 85-113.
- Babkine, J., Conquéré, F. et Vilminot, J.C. (1966).**: Nodules de péridotites et cumulats d'olivine. *Bull. Soc. Mineral. Cristallogr.*, LXXXIX, 262-268.
- Ballhaus, C. et Berry, R.F. (1991).**: Crystallization Pressure and Cooling History of the Giles Layered Igneous Complex, Central Australia. *J. Petrol.*, 32, 1-28.
- Beaux, J.-F. (1986).**: Le complexe volcano-plutonique de la presqu'île de la Société de géographie (îles Kerguelen). Structure et Pétrologie. *Thèse doct.*, Univ. Paris VI, 203 p.
- Ben-Avraham, Z., Nur, A., Jones, D. et Cox, A. (1981).**: Continental Accretion : From Oceanic Plateaus to Allochthonous Terranes. *Science*, 213, 47-54.
- Bender, J.F., Hodge, F.N. et Bence, A.E. (1978).**: Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS area : experimental study from 0 to 15 Kbars. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, 277-302.
- Benn, K. et Laurent, R. (1987).**: Intrusive suite documented in the Troodos ophiolite plutonic complex, Cyprus. *Geology*, 15, 821-824.
- Berger, E.T. (1978).**: Origine cumulative des enclaves de péridotites à structure pœcilitique 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. Miner.*, 101(506-514),
- Berger, E.T. (1981).**: Enclaves ultramafiques, mégacrystaux et leurs basaltes-hôtes en contexte océanique (Pacifique Sud) et continental (Massif Central Français). *Thèse d'état*, Univ. Paris VI, 470p.
- Berger, E.T. et Gelugne, P. (1987).**: Première découverte à Tahiti de harzburgites mantelliques en enclaves dans une coulée basaltique. *C. R. Acad. Paris*, 307, 903-906.
- Berger, E.T. et Vannier, M. (1984).**: Les dunites en enclaves dans les basaltes des îles océaniques : approche pétrologique. *Bull. Miner.*, 107, 649-663.
- Bergman, S.C. (1982).**: Petrogenetic aspects of the alkali basaltic lavas and included megacrysts and nodules from the lunar crater volcanic field, Nevada USA. Ph. D. Thesis, Univ. de Princeton (USA),
- Bertrand, H. et Coffrand, D. (1977).**: Geochemistry of tholeiites from North-East American margin : correlation with Morocco. A statistical approach. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 65-74.
- Bertrand, P. et Mercier, J.C.C. (1986).**: The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene : toward an absolute geothermometer for the natural system ? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79, 109-122.
- Bertrand, P., Sotin, C., Gaullier, J.M. et Mercier, J.C.C. (1987).**: La solubilité de l'aluminium dans l'orthopyroxène : inversion globale des données expérimentales du système chimique MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 111, 821-835.
- Best, M.G. (1975).**: Amphibole-bearing cumulate inclusion, Grand Canyon, Arizona and their bearing on silica-undersaturated hydrous magmas in the upper mantle. *J. Petrol.*, 16, 212-236.
- Bodinier, J.L. (1988).**: Geochemistry and petrogenesis of the Lanzo peridotite body, Western Alps. *Tectonophysics*, 149, 67-88.

Bodinier, J.L. (1989): Distribution des Terres rares dans les massifs lherzolitiques de Lanzo et de l'Ariège. *Documents et Travaux du Centre Géologique et Géophysique de Montpellier*, n° 22, 177 p.

Bodinier, J.L., Fabries, J., Lorand, J.P., Dostal, J. et Dupuy, C. (1987a): Petrogenesis of amphibole pyroxenite veins from the Lherz and Freychinède ultramafic bodies (Ariege, French Pyrenees). *Bull. Miner.*, 110, 345-359.

* **Bodinier, J.L., Guiraud, M., Dupuy, C. et Dostal, J. (1986):** Geochemistry of basic dykes in the Lanzo Massif (Western Alps) : petrogenetic and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 128, 77-95.

Bodinier, J.L., Menzies, M.A. et Thirwall, M.F. (1991): Continental to Oceanic Mantle transition-REE and Sr-Nd Isotopic Geochemistry of the Lanzo Lherzolite Massif. *J. Petrol.*, (special volume "Orogenic Lherzolites and Mantle Processes"), 175-189.

Boettcher, A.L. et O'Neil, J.R. (1980): Stable isotope, chemical and petrographic studies of high pressures amphiboles and micas : evidence for metasomatism in the mantle source regions of alkali basalts. *Amer. J. Sci.*, 280A, 594-621.

Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarède, F. et Arndt, N.T. (1992): Crustal Growth in West Africa at 2.1 Ga. *J. Geophys. Res.*, 97, 345-369.

Bohrson, W.A. et Clague, D.A. (1988): Origin of ultramafic xenoliths containing exsolved xenoliths from Hualalai volcano, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 139-155.

Boivin, P.(1982): Intéractions entre magmas basaltique et manteau supérieur. Arguments apportés par les enclaves basiques des basaltes alcalins. Exemple du Devès (Massif Central Français) et du volcanisme quaternaire de Carthagène (Espagne). *Thèse d'état*, Univ. Clermont II, 344 p.

Bonatti, E. et Michael, J. (1989): Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 91, 297-311.

Bonatti, E., Ottonello, G. et Hamlyn, P.R. (1986): Peridotites from the Island of Zabargad (St John), Red Sea. Petrology and geochemistry. *J. Geophys. Res.*, 91, 599-631.

Bonin, B. (1982): Les granites des complexes annulaires. ed. B.R.G.M., coll. Manuels et Méthodes, n°4,

Bonin, B. et Giret, A. (1984): The plutonic alkaline series : the problem of their origin and differentiation, the role of their mineralogical assemblage. *Phys. Earth Planet. Intern.*, 35, 212-221.

Bonin, B. et Giret, A. (1985a): Contrasting roles of rockforming mineral in alkaline ring complex. *J. Afr. Earth Sci.*, 2, 41-49.

Bonin, B. et Giret, A. (1985b): Clinopyroxene compositionnal trends in oversaturated and undersaturated aluminous ring-complexes. *J. Afr. Earth Sci.*, 3, 175-183.

Borley, G.D., Suddiby, P. et Scott, P. (1971): Some xenoliths from the alkalic rocks of Tenerife, Canary Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31, 102-114.

Boudier, F.(1976): Le massif lherzolitique de Lanzo (Alpes piémontaises). Etude structurale et pétrologique. *Thèse d'état*, Univ. de Nantes, 175 p.

Boudier, F. et Nicolas, A. (1972): Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 52, 39-46.

Boudier, F. et Nicolas, A. (1977): Structural controls on partial melting in the Lanzo peridotites. In "Magma Genesis". Dick H.J.B. ed., Ore. Dept. Geol. Min. Ind. Bull.96, 59-62

Boudier, F. et Nicolas, A. (1985): Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 84-92.

- Brown, G.M., Pinsent, R.H. et Coisy, P. (1980).**: The petrology of spinel - peridotite xenoliths from the Massif Central, France. *Amer. J. Sci.*, 280A, 471-496.
- Bryan, W.D. (1986).**: Linked evolutionary data arrays : a logical structure for petrologic modeling of multisource, multiprocess magmatic system. *J. Geophys. Res.*, 91, 5891-5900.
- Bryhni, I. (1966).**: Reconnaissance studies of gneisses, ultrabasites, eclogites and anorthosites in Outer Nordfjord, Western Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 241, 1-68.
- Cabanes, N.(1988)**: Contribution à l'étude de zones de cisaillement dans le manteau supérieur. Analyse textural, pétrologique et géochimique de deux gisements de péridotites en enclaves dans les basaltes alcalins. *Thèse d'Université*, Univ. du Languedoc, Montpellier, 264 p.
- Cailleux, F. et Pages, J.P. (1976)**: Introduction à l'analyse des données. Hum. Soc. Math. appl. Sc., Paris, 616 p.
- Cantagrel, J.M., Giret, A. et Nougier, J.(1990)**: Datations K-Ar des laves et des plutons des îles Kerguelen. *Comm. Séance spécialisée Soc. Géol. France Paris*, 8
- Caress, D.W., Mutter, J.C., Mc Nutt, M.K. et Detrick, R.S. (1992).**: *EOS*, 73, 489-490.
- Carlson, R., Christensen, N. et Moore, R. (1980).**: Anomalous crustal structure in ocean basins : continental fragments and ocean plateaus. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 171-180..
- Carriol, R.P., Leyrit, H. et Giret, A. (1992).**: Balanoïdea (Crustacea, Cirripedia) du Miocène des Kerguelen. *Geobios*, 25, 3, 383-388.
- Carswell, D.A., Dawson, J.B. et Gibbs, F.G.F. (1981).**: Equilibration conditions of upper mantle eclogites : implications for kyanite-bearing and diamondiferous varieties. *Mineral. Mag.*, 44, 79-89.
- Charvis, P.(1984)**: Etude de la structure profonde de deux rides asismiques de l'Océan Indien : les plateaux sous-marins de Kerguelen- Heard et de Crozet. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Paris VI, 125 p.
- Charvis, P., Operto, S., Konnecke, L.K., Recq, M., Hello, Y., Houdry, F., Lebellegarde, P., Louat, R. et Sage, F. (1993).**: Structure profonde du domaine nord du plateau de Kerguelen (Océan Indien austral) : résultats préliminaires de la campagne MD66/KcOBS. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, 341-347.
- Chatterjee, W.D. et Terhart, L. (1985).**: Thermodynamic calculations of peridotite phase relations in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-Cr₂O₃, with some geological applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 273-284.
- Christy, A.G. (1989).**: The stability of sapphirine + clinopyroxene : implications for phase relations in the CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ system under deep-crustal and upper-mantle conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102, 422-428.
- Clague, D.A. (1987).**: Hawaiian xenoliths populations magmas rates, and development of magma chambers. *Bull. Volcanol.*, 49, 577-587.
- Clague, D.A. (1988).**: Petrology of Ultramafic Xenoliths from Loihi Seamount, Hawaii. *J. Petrol.*, 29, 1161-1186.
- Clocchiatti, R., Schiano, P., Mattielli, N. et Weis, D. (1993).**: Melt and Fluid Inclusions in Xenoliths from Kerguelen. *E.U.G. VII*, Strasbourg, Abstract.
- Coffin, M.F. et Eldhom, O. (1992)**: Volcanism and continental breakup : A global compilation of large igneous provinces. In "Magmatism and the causes of continental breakup". Storey B.C. et al. eds., Geological Society of London Special Publication 68., 21-34

- Coffin, M.F. et Eldhom, O. (1993).**: Scratching the surface : Estimating dimensions of large igneous provinces. *Geology*, 21, 515-518.
- Coisy, P.(1977)**: Structure et chimisme des péridotites en enclaves dans les basaltes du Massif Central. Modèle géodynamique du manteau supérieur. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. de Nantes, 121 p.
- Coisy, P. et Nicolas, A. (1978).**: Structure et géodynamique du manteau supérieur sous le Massif Central (France) d'après l'étude des enclaves des basaltes. *Bull. Miner.*, 4, 424-436.
- Coleman, R.G. (1977)**: Ophiolites : ancient oceanic lithosphere ? Heidelberg-Berlin-New-York, 229 p.
- Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatly, L.B. et Brannock, W.W. (1965).**: Eclogites and eclogites : Their differences and similarities. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76, 483-508.
- Conquéré, F. (1977).**: Pétrologie des pyroxénites litées dans les complexes ultramafiques de l'Ariège (France) et autres gisements de lherzolites à spinelle. *Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 100, 123-137.
- Conquéré, F.(1978)**: Pétrologie des complexes ultramafiques de l'Ariège (France). *Thèse d'état*, Univ. Paris VI, 333 p.
- Conquéré, F. et Fabriès, J. (1984)**: Chemical disequilibrium and its thermal significance in spinel peridotites from Lherz and Freychinède Ultramafic bodies (Ariege, French Pyrenees). In *"Kimberlites II : The Mantle and Crust-Mantle Relationships"*. Kornprobst J. ed., Elsevier, Amsterdam. 312-332
- Conquéré, F. et Kornprobst, J. (1974).**: Pétrogénèse des roches ultrabasiqes. *Revue de la Haute-Auvergne*, 44, 357-379.
- Cottin, J.-Y.(1978)**: L'association ultramafique-mafique de la région du Bracco (Apennin Ligure, Italie). *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Paris VII, 211 p.
- Cottin, J.Y. (1984).**: Les gabbros filoniens recoupant les lherzolites à spinelle et plagioclase du Bracco (Apennins-Ligures, Italie). *Bull. Soc. Géol. France*, 5, 935-944.
- Courtillot, V., Feraud, G., Maluski, H., Vandamme, D., Moreau, M.G. et Besse, J. (1988).**: Deccan flood basalts and the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*, 333, 843-846.
- Cox, K.G. (1980).**: A model for flood basalt vulcanism. *J. Petrol.*, 21, 629-650.
- Danckwerth, P.A. et Newton, R.C. (1978).**: Experimental determination for the spinel peridotite to garnet peridotite reaction in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂ in the range 900 °C to 1100 °C and Al₂O₃ isopleths of enstatite in the spinel field. *Contrib. Mineral. petrol.*, 66, 189-202.
- Darot, M. et Boudier, F. (1975).**: Mineral lineations in deformed peridotites : kinematic meaning. *Petrologie*, 1/3, 225-236.
- Dautria, J.M.(1988)**: Relations entre les hétérogénéités du manteau supérieur et le magmatisme en domaine continental distensif. Exemple des basaltes alcalins du Hoggar (Sahara Central) et de leurs enclaves. *Thèse d'état*, Univ. du Languedoc, Montpellier, 421 p.
- Dautria, J.M. et Girod, M. (1986).**: Les enclaves de lherzolites à spinelle et plagioclase du volcan de Didi (Amadoua, Cameroun) : des témoins d'un manteau supérieur anormal. *Bull. Mineral.*, 109, 275-288.
- Dautria, J.M. et Girod, M. (1987)**: Cenozoic volcanism associated with swells and rifts. In *"Mantle Xenoliths"*. P.H. Nixon ed., John Wiley et Sons, Chichester. 195-214
- Davies, H.L., Sun, S.-S., Frey, F.A., Gautier, I., Mc Culloch, M.T., Price, R.C., Bassias, Y., Klootwijk, C.T. et Leclaire, L. (1989).**: Basalt basement from the Kerguelen Plateau and the trail of a Dupal plume. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103, 457-469.

- Dawson, J.B. (1980): Kimberlites and their xenoliths. Heidelberg-Berlin-New-York, 252 p.
- Dawson, J.B. (1984): Contrasting types of upper-mantle metasomatism. In "Kimberlites II. The mantle and crust-mantle Relationships". Kornprobst J. ed., Elsevier, Amsterdam. 289-294
- Dawson, J.B. et Smith, J.V. (1975c): Chromite-silicate intergrowths in upper-mantle peridotites. *Phys. Chem. Earth*, 9, 339-350.
- De Waard, D. (1965): A proposed subdivision of the granulite facies. *Amer. J. Sci.*, 263, 455-461.
- Den Tex, R. (1969): Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history : a contribution to the discussion of the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P.J. Wyllie. *Tectonophysics*, 7, 457-488.
- Dick, H.J.B. (1977a): Partial melting in the Josephine peridotite, Part 1 : The effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry. *Am. J. Sci.*, 277, 801-832.
- Dick, H.J.B. (1977b): Evidence of partial melting in the Josephine peridotite. In "Magmas Genesis". Dick H.J.B. ed., Ore Dept. Geol. Min. Ind. Bull. 96, 59-62
- Dick, H.J.B. (1989): Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In "Magmatism in the Ocean Basins". Saunders A.D. et Norry M.J. eds., Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 42, 71-105
- Dick, H.J.B. et Bryan, W.L. (1984): Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69, 88-106.
- Dick, H.J.B. et Bullen, T. (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 54-76.
- Dick, H.J.B. et Fisher, R.L. (1984): Mineralogic studies of the residues of mantle melting : abyssal and alpine-type peridotites. In "Kimberlites II : The Mantle and Crust-Mantle Relationships". Kornprobst J. ed., Elsevier, Amsterdam. 295-308
- Dodge, F.C.W., Lockwood, J.P. et Calk, L.C. (1988): Fragments of the mantle and crust from beneath the Sierra Nevada batholith : xenoliths in a volcanic pipe near Big Creek, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100, 938-947.
- Dosso, L. et Murthy, V.R. (1980): A Nd isotopic study of the Kerguelen islands : inferences on enriched oceanic mantle sources. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48, 268-276.
- Dosso, L., Bougault, H., Beuzart, P., Calvez, J.Y. et Joron, J.L. (1988): The geochemical structure of the South-East Indian ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88, 47-59.
- Dosso, L., Vidal, P., Cantagrel, J.M., Lameyre, J., Marot, A. et Zimine, S. (1979): Continental fragment or oceanic island ? Petrology and isotopic geochemistry evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43, 46-60.
- Dostal, J., Dupuy, C. et Leyreloup, A. (1980): Geochemistry and petrology of meta-igneous granulitic xenoliths in Neogene volcanic rocks of the Massif Central, France - implications for the Lower Crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50, 31-40.
- Downes, H. (1987): Relationships between geochemistry and textural type in spinel lherzolite, Massif Central and Languedoc, France. In "Mantle Xenoliths". P.H. Nixon ed., John Wiley et Sons, Chichester.
- Downes, H., Bodinier, J.L., Thirwall, M.F., Lorand, J.P. et Fabriès, J. (1991): REE and Sr-Nd Isotopic Geochemistry of Eastern Pyrenean Peridotite Massifs : Sub-Continental Lithospheric Mantle Modified by Continental Magmatism. *J. Petrol.*, (special volume "Orogenic Lherzolites and Mantle Processes"), 97-116.

- Duncan, M.A. et Avé Lallemant, H.G. (1977): Formation of small dunite bodies by metasomatic transformation of harzburgite in the Canyon Mountain Ophiolite, Northeast Oregon. In "Magma Genesis". Dick H.J.B. ed., Ore department Geol. Soc. India Bull., 96, 109-128
- Duncan, R.A. et Richards, M.A. (1991): Hotspots, Mantle Plumes, Flood Basalts and True Polar Wander. *Rev. Geophys.*, 29, 31-50.
- Dupré, B. et Allègre, C.J. (1983): Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean and mixing phenomena. *Nature*, 303, 142-146.
- Dupuy, C., Dostal, J. et Dautria, J.M. (1986): Geochemistry of spinel peridotite inclusions in basalts from Hoggar (Algeria). *J. African Earth. Sci.*, 5, 209-215.
- Edwards, A.B. (1938): Tertiary lavas from the Kerguelen archipelago. B.A.N.Z. Antarctic expedition, (D. Dawson) 1929-1931, Rep. A, 5, 2, 72-100.
- Ellis, D.J. et Green, D.H. (1979): An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 13-22.
- Elthon, D. (1987): Mineral chemistry of gabbroic rocks from the Mid-Cayman Rise spreading center. *J. Geophys. Res.*, 92, 658-682.
- Elthon, D. (1993): Crystallization of mid-ocean ridge basalts. *Eur. J. Mineral.*, 5, 1025-1037.
- Elthon, D.E., Casey, J.F. et Komor, S.C. (1982): Mineral chemistry of ultramafic cumulates from the North Arm Mountain massif of the Bay of Islands ophiolite : evidence of high-pressure crystal fractionation of oceanic basalts. *J. Geophys. Res.*, 97, 8717-8734.
- Elthon, D.E., Casey, J.F. et Komor, S.C. (1984): Cryptic mineral chemistry variations in a detailed traverse through the cumulative ultramafic rocks of the North Arm Mountain Massif of the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland. In "Ophiolites and Oceanic Lithosphere". Gass I.G. Lippard S.J. et Shelton A.W. eds., Blackwell Publications, Oxford. 83-100
- Elthon, D. et Scarfe, C.M. (1984): High-pressure phase equilibria of a high magnesia basalt and the primary oceanic basalts. *Am. Mineral.*, 69, 1-15.
- Engel, C.G. et Fisher, R.L. (1975): Granitic to ultramafic rocks complexes of the Indian Ocean system, Western Indian Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 1553-1578.
- Ernst, W.G. (1981): Petrogenesis of eclogites and peridotites from the Western and Ligurian Alps. *Amer. Mineral.*, 66, 443-472.
- Fabriès, J. (1979): Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 329-336.
- Fabriès, J. (1984): Utilisation des échanges Fe-Mg en géothermométrie. Application aux roches mafiques et ultramafiques. In "Thermométrie et barométrie géologiques". Lagache ed.. Soc. Fr. Mineral. et Cristall. Publ., vol.1, 203-233
- Fabriès, J., Bodinier, J.L., Dupuy, C., Lorand, J.P. et Benkerrou, C. (1989): Evidence for modal metasomatism in the orogenic spinel lherzolite body from Caussou (Northeastern Pyrennees, France). *J. Petrol.*, 30, 176-199.
- Fabriès, J., Lorand, J.P., Bodinier, J.L. et Dupuy C. (1991): Evolution of the Upper Mantle beneath the Pyrennees : Evidence from Orogenic Spinel Lherzolite Massifs. *J. Petrol.*, (special volume "Orogenic Lherzolites and Mantle Processes"), 55-76.
- Fletcher, H.O. (1938): Marine Tertiary fossils and a description of a recent Mytilus from Kerguelen Islands. B.A.N.Z. Antarctic Mes. Repts, A, 2, (6), 101-116.

- Fowler, M.B. et Harmon, S. (1990):** The oxygen isotope composition of lower crustal granulite xenoliths. In *"Granulites and Crustal Evolution"*. Vielzeuf D. et Vidal P. eds., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 493-506
- Francis, D.M. (1976a):** The origin of amphibole in lherzolite xenoliths from Nunivak Island, Alaska. *J. Petrol.*, 17, 357-378.
- Francis, D.M. (1976c):** Corona-bearing pyroxene granulite xenoliths and the lower crust beneath Nunivak Island, Alaska. *Canad. Mineral.*, 14, 291-298.
- Francis, T.J.G. et Raitt, R.W. (1977):** Seismic refraction measurements in the southern Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 72, 3015-3041.
- Frey, F.A. (1980):** The origin of pyroxenites and garnet pyroxenites from Salt Lake Crater, Oahu, Hawaii : trace element evidence. *Amer. J. Sci.*, 280-A, 427-449.
- Frey, F.A. (1984):** Rare Earth Element abundances in upper mantle rocks. In *"Rare Earth Element Geochemistry"*. Henderson P. ed., Elsevier, Amsterdam. 153-196
- Frey, F.A. et Green, D.H. (1974):** The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victoria basanites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 1023-1054.
- Frey, F.A., Green, D.H. et Roy, S.D. (1978):** Integrated models of basalt petrogenesis : A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from southeastern Australia utilizing geochemical and experimental data. *J. Petrol.*, 19, 463-513.
- Frey, F.A. et Prinz, M. (1978):** Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona. Petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 139-176.
- Frey, F.A. et Roden, M.F. (1987):** The mantle source for the Hawaiian islands. In *"Mantle Metasomatism"*. Menzies M.A. et Hawkesworth C.J. eds., Academic Press, London. 423-463
- Frey, F.A., Suen, C.J. et Stockman, H.W. (1985):** The Ronda high temperature peridotite : geochemistry and petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2469-2491.
- Frisch, T. et Schmincke, H.U. (1969):** Petrology of clinopyroxene-amphibole inclusions from the Roque Nubio volcanics, Gran Canaria, Canary Islands. *Bull. Volc.*, 33, 1073-1088.
- Fröhlich, F. Caulet, J.P., Clement, P., Fellah, N., Giannesini, P.J., Wicquart, E., Averous, P., Blanc, G., Giannoni, A., Martin, L. Philippot, F. et Prost, S. (1983):** Mise en évidence d'une série sédimentaire pélagique du Paléogène et du Crétacé supérieur sur le plateau de Kerguelen : résultats préliminaires de la campagne océanographique MD35/D.R.A.K.A.R. (mars 83) du M/S Marion-Dufresne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 297, 153-156.
- Fujii, T. et Bougault, H. (1983):** Melting relations of a magnesian abyssal tholeiite and the origin of MORBs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 283-295.
- Fujii, T. et Kushiro, I. (1977):** Melting relations and viscosity of abyssal tholeiite. *Yearbook Carnegie Inst.* Washington, 76, 461-465.
- Fujii, T. et Scarfe, C.M. (1985):** Compositions of liquids coexisting with spinel lherzolite at 10 Kbar and the genesis of MORBs. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90, 18-28.
- Furlong, K.P. et Fountain, D.M. (1986):** Continental crustal underplating : thermal considerations and seismic-petrologic consequences. *J. Geophys. Res.*, 91, 8285-8294.
- Furumoto, A.S., Webb, J.P., Odegard, M.E. et Hussong, D.M. (1976):** Seismic studies on the Ontong Java Plateau, 1970. *Tectonophysics*, 34, 71-90.
- Fuster, J.M., Perez, A., Sagredo, J. (1969):** Significance of basic and ultramafic rocks inclusions in the basalts of Canary Islands. *Bull. Volcanol.*, 33, 665-693.

- Gasparik, T. (1984).**: Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87, 87-97.
- Gautier, I. (1987)**: Les basaltes des îles Kerguelen (T.A.A.F.). *Thèse Doct.*, Univ. Paris VI, 382 p.
- Gautier, I., Weis, D., Mennessier, J.P., Vidal, P., Giret, A. et Loubet, M. (1990).**: Petrology and geochemistry of the Kerguelen Archipelago basalts (South Indian Ocean) : evolution of the mantle sources from ridge to intraplate position. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 100, 59-76.
- Giret, A. (1979).**: Genèse des roches feldspathoïdiques par la déstabilisation des amphiboles : Massif des Montagnes Vertes, Kerguelen (T.A.A.F.). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289, 379-382.
- Giret, A. (1983)**: Le plutonisme océanique intraplaque. *Thèse d'état*, Univ. Paris VI, 290 p.
- Giret, A. (1986).**: Géologie des Terres Australes Françaises. *C. N. F. R. A.*, 58, 17-40.
- Giret, A. (1990).**: Typology, evolution, and origin of the Kerguelen Plutonic Series, Indian Ocean : a review. *Geol. J.*, 25, 239-247.
- Giret, A. (1993).**: Les étapes magmatiques de l'édification des îles Kerguelen. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Mem. n° 163, Bull. A.P.B.G., n° spécial, 273-282.
- Giret, A., Bonin, B. et Léger, J.M. (1980).**: Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes. *Canad. Miner.*, 18, 481-495.
- Giret, A. et Beaux, J.F. (1984).**: Le pluton du Val Gabbro (îles Kerguelen), un complexe tholeiitique témoin de l'activité de la paléo-ride Est-Indienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 299, 965-970.
- Giret, A., Cantagrel, J.M. et Nougier, J. (1981).**: Nouvelles données sur les complexes volcano-plutoniques des îles Kerguelen (Terres Australes et Antarctiques Françaises). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 293, 191-194.
- Giret, A., Chotin, P. et Verdier, O. (1988).**: Des laves aux roches plutoniques. L'exemple du mont Ross, îles Kerguelen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, 381-386.
- Giret, A. et Lameyre, J. (1985)** : Inverted alkaline-tholeiitic sequences related to lithospheric thickness in the evolution of continental rifts and oceanic islands. *J. African Earth Sc.*, 3, 261-268.
- Giret, A., Lameyre, J., Beaux, J.F., Gautier, I., Verdier, O., Chotin, P. et Cantagrel, J.M. (1987)**: Géologie, deux siècles de recherche dans les îles Kerguelen. Actes du colloque sur la Recherche Française dans les Terres Australes, *C.N.F.R.A. ed.*, Paris, 345-355.
- Giret, A., Lameyre, J., Marot, A. et Zimine, S. (1980).**: Carte géologique au 1/50000 de la péninsule Rallier du Baty, Iles Kerguelen, TAAF, C.N.F.R.A., n°45, 1 carte, 1 notice 12 p.
- Giret, A., Verdier, O. et Nativel, P. (1992)**: The Zeolitization model of Kerguelen Islands. In *"Recent Progress in Antarctic Earth Sciences"*. Kaminuma K. et Shiraishi K. eds., Tokyo. 457-463
- Glikson, A.Y. (1979).**: Early Precambrian Tonalite-Trondhjemite Sialic Nuclei. *Earth Sci. Rev.*, 15, 1-73.
- Glücklich, M. (1987)**: Contribution à l'étude du manteau lithosphérique : caractérisation d'hétérogénéités chimiques et thermiques à partir des éléments majeurs. *DEA*, Univ. Paris VII,
- Goslin, J. et Diament, M. (1987)**: Origine des plateaux sous-marins de l'Océan Indien occidental et austral : isostasie mécanique et thermique. Actes du colloque sur la recherche française dans les Terres Australes et à partir des navires qui les desservent, Territoire des Terres Australes et Antarctiques Françaises", *C.N.F.R.A. ed.*, Paris, 339-343

Green, D.H. (1982): Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. In *"Andesites : Orogenic Andesites and Related Rocks"*. Thorpe R.S. ed., John Wiley et Sons, Chichester. 465-487

Green, D.H. et Guegen, Y. (1974): Origin of kimberlites pipes by diapiric upwelling in the upper mantle. *Nature*, 249, 617-620.

Green, D.H. et Hibberson, W. (1970): The instability of plagioclase in peridotite at high pressure. *Lithos*, 3, 209-221.

Green, D.H., Hibberson, W.D. et Jacques, A.L. (1979): Petrogenesis of mid-ocean ridge basalts. In *"The Earth : its origin, structure and evolution"*. Mc Elhinny ed., Academic Press, London. 265-290

Green, D.H. et Ringwood, A.E. (1967): An experimental investigation of the gabbro eclogite transformation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 787-833.

Green, D.H., Ringwood, A.E., Ware, N.G. et Hibberson, W.O. (1972): Experimental petrology and petrogenesis of Apollo 14 basalts. In *"Proceedings of the 3rd Lunar Science Conference"*. suppl.2 *Geochim. Cosmochim. Acta*, MIT Press 1.

Green, D.H. et Wallace, M. (1988): Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. *Nature*, 336, 459-462.

Grégoire, M., Leyrit, H., Cottin, J.Y., Giret, A. et Mattielli, N. (1992a): Les phases précoces et profondes du magmatisme des îles Kerguelen révélées par les enclaves basiques et ultrabasiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314, 1203-1209.

Grégoire, M., Mattielli, N., Nicollet, C., Cottin, J.Y., Leyrit, H., Weis, D., Shimizu, N. et Giret, A. (1993a): Oceanic Mafic Granulite from the Kerguelen Archipelago. *Nature*, 367, 360-363.

Grégoire, M., Nicollet, C., Giret, A. et Mattielli, N. (1992b) : Les enclaves de métagabbros granulitiques à saphirine et grenat du Mt Tizard (îles Kerguelen) : Refroidissement isobarique au sein de la lithosphère océanique. *Bull. Liaison Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 412, 28 (Abstract)

Grégoire, M., Nicollet, C., Cottin, J.Y., Mattielli, N., Weis, D., Shimizu, N. et Giret, A. (1993b): Sapphirine bearing xenoliths of Kerguelen (Indian Ocean) : Evidence for continental nucleation in oceanic within-plate setting. *E.U.G. VII*, Strasbourg, Abstract.

Griffin, W.L. et Carswell, D.A.(1981): Geochronological setting of in situ eclogite metamorphism in Western Norway (Abstract). Uppsala Caledonide Symposium, 48, *Terra Cognita* 1, 1.


Griffin, W.L., Carswell, D.A. et Nixon, P.H. (1979): Lower-crustal granulites and eclogites from Lesotho, southern Africa. In *"Kimberlites, diatremes and diamonds : their geology, petrology and chemistry (Proc Int. Kimberlites Conf., N°2, Vol. 1)"*. Boyd F.R. et Meyer H.O.A. eds, American Geophysical Union, Washington D.C. 59-86

Griffin, W.L. et Carswell, D.A.(1985): In situ metamorphism of Norwegian eclogites : an exemple. In : *"The Caledonide Orogen"*, Gee D.G. et Sturt B.A. eds., J. Wiley et Sons, New-York, 813-822.

Griffin, W.L. et Heier, K.S. (1973): Petrological implications of some corona structures. *Lithos*, 6, 315-335.

Griffin, W.L. et Kresten, P. (1987): Scandinavia - the carbonatite connection. In : *"Mantle Xenoliths"*. P.H. Nixon ed., John Wiley et Sons, Chichester. 101-106

- Griffin, W.L. et O'Reilly, S.Y. (1986a): The lower crust in eastern Australia : xenolith evidence. *In* : "Nature of the Lower Continental Crust". Dawson J.B. Carswell D.A., Hall J. et Wedepohle K.H. eds., Geol. Soc. London Spec. Publ. n° 24, 363-374
- Griffin, W.L. et O'Reilly, S.Y. (1986b): Mantle-derived sapphirine. *Mineral. Mag.*, 50, 635-640.
- Griffin, W.L. et O'Reilly, S.Y. (1987): The composition of the lower crust and the nature of the continental Moho-xenolith evidence. *In* : "Mantle Xenoliths". P.H. Nixon ed., John Wiley et Sons, Chichester. 413-430
- Griffin, W.L., Wass, S.Y. et Hollis, J.D. (1984): Ultramafic xenoliths from Bullenmeri and Gnotuk maars, Victoria, Australia : petrology of a subcontinental crust-mantle transition. *J. Petrol.*, 25, 53-87.
- Gurney, J.J. et Harte, B. (1980): Chemical variations in upper mantle nodules from Southern african kimberlites. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, London, A297, 273-293.
- Gurnis, M. et Davies, G.F. (1986): Apparent episodic crustal growth arising from a smoothly evolving mantle. *Geology*, 14, 396-399.
- Haggerty, S.E. (1981): Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. *In* "Oxides Minerals". Reviews in Mineralogy vol.3. Rumble D. III ed. Mineral. Soc. Amer. Publ.
- Hall, J. (1986): The physical properties of layered rocks in deep continental crust. *In* : "The Nature of the Lower Continental Crust". Dawson J.B. Carswell D.A., Hall, J. et Wedepohl K.H. eds., Geol. Soc. Spec. Publ. Blackwell Sci. Publ., Oxford. 51-62
- Hanson, G.N. (1989): An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. *In* : "Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements". Lipin B.R. et McKay G.A. eds., Mineralogical Society of America, Washington D.C. 79-97
- Harley, S.L. (1984a): An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 359-373.
- Harley, S.L. (1984b): The solubility of alumine in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *J. Petrol.*, 25, 665-696.
- Harley, S.L. et Green, D.H. (1982): Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. *Nature*, 300, 697-701.
- Harris, C. (1983): The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension island. *J. Petrol.*, 24, 424-470.
- Hart, S.R. et Zindler, A. (1986): In search of a bulk earth composition. *Chem. Geol.*, 87, 247-267.
- Harte, B. (1977): Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths. *J. Geol.*, 85, 279-288.
- Harte, B. (1987): Metasomatic events recorded in mantle xenoliths : an overview. *In* "Mantle Xenoliths". P.H. Nixon, John Wiley et Sons, Chichester. 625-640
- Haskin, L.A. (1984): Petrogenetic modelling - use of Rare Earth Elements. *In* : "Rare Earth Element Geochemistry". Henderson P. ed., Elsevier, Amsterdam. 115-148
- Hassler, D., Shimizu, N., Frey, F.A., Weis, D., Cottin, J.Y. et Giret, A. (1993): Geochemistry of peridotite and granulite xenoliths from the Courbet Peninsula, Northeastern Kerguelen Islands. *A.G.U.*, San Francisco, Abstract.

- Hawkesworth, C.J. et Norry, M.J. (1983): Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Publishing Ltd. Nantwich Cheshire, 272 p.
- Hebert, R., Serri, G. et Hekinian, R. (1989): Mineral chemistry of ultramafic tectonites and ultramafic to gabbroic cumulates from the major oceanic basins and Northern Apennine ophiolites (Italy) - A comparison. *Chem. Geol.*, 77, 183-207.
- Hedge, C.E., Futa, K., Engel, C.G. et Fisher, R.L. (1979): Rare Earth Abundances and Rb-Sr Systematic of basalts, gabbro, anorthosite and minor granitic rocks from the Indian Ocean Ridge System, Western Indian Ocean. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 373-376.
- Heezen, B.C. et Tharp, M. (1965): Tectonic fabric of the Atlantic and Indian Oceans and Continental drift. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A-258, 90-106.
- Helgeson, H.C., Delaney, J.M., Nesbitt, H.W. et Bird, D.K. (1978): Summary and critique of the thermodynamic properties of rocks-forming minerals. *Amer. J. Sci.*, 278A, 1-228.
- Helmstaedt, H. et Schulze, D.J. (1988): Eclogite-facies ultramafic xenoliths from Colorado Plateau Diatreme breccias : Comparison with eclogites in crustal environments, evaluation of the subduction hypothesis, and implications for eclogite xenoliths from diamondiferous kimberlites. In : "Eclogites and eclogite-facies Rocks". Smith D.C. ed., Elsevier, Amsterdam. 387-444
- Herzberg, C.T., Fyfe, W.S. et Carr, M.J. (1983): Density constraints on the formation of the continental Moho and Crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 84, 1-5.
- Hodges, F.H. et Papike, J.J. (1976): DSDP Site 334 : Magmatic cumulates from oceanic layer 3. *J. Geophys. Res.*, 81, 4135-4151.
- Hurley, P.M. et Rand, J.R. (1969): Pre-drift continental nuclei. *Science*, 164, 1229-1242.
- Irvine, T.N. (1967): Chromian spinel as a petrogenetic indicator ; Part 2 Petrologic applications. *Can. J. Earth Sci.*, 4, 71-103.
- Irvine, T.N. (1974): Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 138, 240 p.
- Irvine, T.N. (1975): Crystallization 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, 991-1020.
- Irvine, T.N. (1980): Magmatic infiltration metasomatism, double-diffusive fractional crystallization, an adcumulus growth in the Muskox intrusion and other layered intrusions. In : "Physics of Magmatic Process". Hargraves ed., Princeton Univ. Press, 325-383
- Irvine, T.N. (1982): Terminology for layered intrusions. *J. Petrol.*, 23, 127-162.
- Irving, A.J. (1974a): Geochemical and high pressure experimental studies of garnet pyroxenite and pyroxene granulite xenoliths from the Delegate basaltic pipes, Australia. *J. Petrol.*, 15, 1-40.
- Irving, A.J. (1974b): Pyroxene-rich ultramafic xenoliths in the Newer Basalts of Victoria, Australia. *Neues Jb. Mineral. Abh.*, 120, 147-167.
- Irving, A.J. (1978): A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 743-770.
-  Irving, A.J. (1980): Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle. *Amer. J. Sci.*, 280-A, 389-426.
- Ishiwatari, A. (1985a): Granulite-facies metacumulates of the Yakuno ophiolite, Japan : evidence for unusually thick oceanic crust. *J. Petrol.*, 26, 1-30.

- Ishiwatari, A. (1985b):** Igneous Petrogenesis of the Yakuno ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 155-167.
- Jackson, E.D.(1968):** The character of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian islands. *23rd Int. Geol. Congr.*, 135-150
- Jackson, E.D. (1971):** The origin of ultramafic rocks by cumulus processes. *Fortschr. Mineral.*, 48, 128-174.
- Jackson, E.D., Clague, D.A., Engleman, E., Friesen, W.B. et Norton, D. (1981):** Xenoliths in the alkalic basalts flows from Hualalalā Volcano, Hawaii. *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.*, 81-131.
- Jackson, E.D. et Wright, T.L. (1970):** Xenoliths in the Honolulu volcanic series. *J. Petrol.*, 11, 405-430.
- Jackson, M.D. et Ohnenstetter, M. (1981):** Peridotite and gabbroic structures in the Monte Maggiore Massif, Alpine Corsica. *J. Geol.*, 89, 703-719.
- Jacques, A.L. et Green, D.H. (1980):** Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 287-310.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhauser, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V. and Wänke, H. (1979):** The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 10th*, 2031-2050.
- Jauzein, P.(1981):** Les granitoïdes des séries tholéiitiques sur les exemples d'Islande, de Corse et de la Brévenne. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Paris VI, 230 p.
- Johnson, C.A. et Essene, E.J. (1982):** The formation of garnet in olivine bearing metagabbros from the Adirondacks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81, 240-251.
- Johnson, R.W. (1989):** Intraplate Volcanism in eastern Australia and New Zealand. Cambridge University Press. Cambridge, 408 p.
- Juteau, T. (1975):** Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides Occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte tethysienne. *Mem. Sci. Terre*, 32, 692 p.
- Kay, S.M. et Kay, R.W. (1981):** The nature of the lower continental crust : inferences from geophysical, surface geology and crustal xenoliths. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 19, 271-297.
- Kay, S.M. et Kay, R.W. (1983):** Thermal history of the deep crust inferred from granulite xenoliths, Queensland, Australia. *Amer. J. Sci.*, 283A, 486-513.
- Kelemen, P.B. (1986):** Assimilation of ultramafic rocks in subduction related magmatic areas. *J. Geol.*, 94, 829-843.
- Kelemen, P.B. (1990):** Reaction between ultramafic rocks and fractionating basaltic magma I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *J. Petrol.*, 31, 51-98.
- Kelemen, P.B. (1990):** Reaction between ultramafic rocks and fractionating basaltic magma II. Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150-1050 °C and 5 Kb. *J. Petrol.*, 31, 99-134.
- Kelemen, P.B., Dick, H.J.D. et Quick, J.E. (1992):** Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 358, 635-641.

- Kelemen, P.B. et Ghiorso, M.S. (1986):** Assimilation of peridotite in calc-alkaline plutonic complexes : evidence for the Big Jim complex, Washington Cascades. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, 12-28.
- Kempton, P.D., Menzies, M.A. et Dungan, M.A. (1984):** Petrography, petrology and geochemistry of xenoliths and megacrysts from the Geronimo Volcanic field, southeastern Arizona. In : *"Kimberlites : II, the mantle and crust-mantle relationships"*. Kornprobst J.ed., Elsevier, Amsterdam.
- Kempton, P.D. (1987):** Metasomatism and enrichment in lithosphere peridotites. In : *"Mantle Metasomatism"*. Menzies M.A. et Hawkesworth C.J.eds., Academic Press Inc, London. 45-90.
- Kempton, P.D., Harmon, R.S., Hawkesworth, C.J. et Moorbath, S. (1990):** Petrology and geochemistry of lower crustal granulites from the Geronimo Volcanic Field, southeastern Arizona. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 3401-3426.
- Kirby, S.H. et Green, H.W.II. (1980):** Dunite xenoliths from Hualalai Volcano : evidence for mantle diapiric flow beneath the Island of Hawaii. *Am. J. Sci.*, 280A, 550-575.
- Kiseleva, I.A. (1976):** Thermodynamic parameters of natural, ordered, sapphirine and synthetic, disordered specimens. *Geochem. Int.*, 13, 113-122.
- Komor, S.C., Grove, T.L. et Hebert, R. (1990):** Abyssal peridotites from ODP Hole 670A (21° 10' N, 45° 02' W) : Residue of mantle melting exposed by non-constructive axial divergence. In : *"Proc. ODP, Sci. Results, 106/109"*. Detrick R. Honnorey J. Bryan W.B. Juteau, T. et al. eds, 85-101
- Kornprobst, J. (1969):** Le massif ultrabasique de Beni-Bouchera (Rif Interne, Maroc) : étude des péridotites de haute température et de haute pression et des pyroxénolites à grenat et sans grenat qui leur sont associées. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 23, 283-322.
- Kornprobst, J. (1970):** Les péridotites et les pyroxénolites du massif ultrabasique de Beni-Bouchera : une étude expérimentale entre 1100 et 1500 °C, sous 15 à 30 Kilobars de pression sèche. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29, 290-309.
- Kornprobst, J. (1984):** Kimberlite II : The Mantle and Cust-Mantle relationships. Elsevier, Amsterdam, 393 p.
- Kornprobst, J., Ohnenstetter, D. et 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.
- Kornprobst, J., Piboule, M. et Tabit, A. (1990):** Corundum-bearing Garnet Clinopyroxenites at Beni Bousera (Morocco) : Original Plagioclase-rich Gabbros Recrystallized at Depth within the Mantle ? *J. of Petrol.*, 31, 717-745.
- Kostopoulos, D.K. (1991):** Melting of the Shallow Upper Mantle : a New Perspective. *J. Petrol.*, 32, 671-699.
- Kröner, A. (1984):** Evolution, growth and stabilization of the Precambrian lithosphere. *Phys. Chem. Earth*, 15, 69-106.
- Kuno, H. (1969):** Mafic and ultramafic nodules in basaltic rocks of Hawai. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 115, 189-234.
- Kushiro, I. (1969):** Clinopyroxene solid solutions formed by reaction between diopside and plagioclase at high pressure. *Min. Soc. Am. Spec. Paper*, 2, 179-191.
- Kushiro, I. et Yoder, H.S. (1966):** Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. *J. Petrol.*, 7, 337-362.

Lachize, M.(1993): La chambre magmatique fossile d'Haymiliyah (massif de Haylayn, ophiolite de Semail) (Sultanat d'Oman) : Un cas de précipitation de sulfures magmatiques dans la couche 3 de la lithosphère océanique. *Thèse de Doctorat*, Univ. de Brest, 314 p.

Lacroix, A. (1924): Les roches éruptives grenues de l'archipel de Kerguelen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 179, 3, 113-119.

Lambert, R.Sr.J. (1981): Earth tectonics and thermal history : Review and a hot-spot model for the Archean. *In* : "Precambrian Plate Tectonic". Kröner A.ed., Elsevier, New-York. 453-467

Lameyre, J., Marot, A., Zimine, S., Cantagrel, J.M., Dosso, L. et Vidal, P. (1976): Chronological evolution of the Kerguelen islands syenite-granite ring complex. *Nature*, 263, 306-307.

Lameyre, J. et Nougier, J. (1982): Geology of "Ile de l'Est", Crozet Archipelago (T.A.A.F.). *In* : "Antarctic Geosciences". Craddock C.ed., 767-770

Larson, R.L. (1991): Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19, 963-966.

Le Maitre, R.W. (1965): The significance of the gabbroic xenoliths from Gough Island, South Atlantic. *Min. Mag*, 4134, 303-317.

Le Roex, A.P., Dick, H.J.B. et Fisher, R.L. (1989): Petrology and Geochemistry of MORB from 25° E to 46° E along the Southwest Indian Ridge : Evidence for Contrasting Styles of Mantle Enrichment. *J. Petrol.*, 30, 947-986.

Leake, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineral.*, 63, 1023-1052.

Lebart, L. et Fenelon, J.P. (1971): Statistique et informatique appliquée. Dunod. Paris, 426 p.

Leblanc, M., Dautria, J.M. et Girod, M. (1982): Magnesian ilmenite xenoliths in a basanite from Tahalra, Ahaggar (Southern Algeria). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 347-354.

Leclaire, L., Denis-Clochiatti, M., Davies, H.L., Gautier, I., Genson, B., Giannesini, P.J., Morand, F., Patriat, F., Segoufin, J., Tesson, M. et Wannesson, J. (1987): Nature et âge du plateau de Kerguelen-Heard, secteur sud. Résultats préliminaires de la campagne "N.A.S.K.A., MD48". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 304, 23-28.

Leeman, W.P., Budahn, J.R., Gerlach, D.C., Smith, D.C. et Powell, B.N. (1980): Origin of Hawaiian tholeiites : trace element constraints. *Am. J. Sci.*, 280A, 796-821.

Lehman, J. (1983): Diffusion between olivine and spinel : application to geothermometry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64, 123-138.

Lensch, G. (1971): Das Vorkommen von Sapphirin im Peridotitkörper von Finero (Zon von Ivrea, Italienische Westalpen). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31(145-153),

Lensch, G. (1975): Ariegite und websterite im Iherzololith von Balmuccia (Val Sesia, Zone von Ivrea). *Neues. Jb. Mineral. Abh.*, 128, 189-208.

Leyreloup, A.F.(1992): La croûte métamorphique du sud de la France (Massif Central, Languedoc) : Géologie de surface et des enclaves remontées par les volcans Cénozoïques : Le rôle des intrusions mafiques basicrustales dans la croûte inférieure. *Thèse d'état*, Univ. de Montpellier, 805 p.

Leyreloup, A., Bodinier, J.L., Dupuy, C. et Dostal, J. (1982): Petrology and Geochemistry of granulite xenoliths from central Hoggar (Algeria)--implications for the Lower Crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 68-75.

Leyrit, H.(1992): Kerguelen : cartographie et magmatologie des presqu'îles Jeanne d'Arc et Ronarc'h. Place des laves différenciées. *Thèse d'Université*, Univ. Paris XI-Orsay, 236 p.

- Leyrit, H., Bardtintzeff, J.M., Verdier, O., Giret, A. et Brousse, R. (1990): Les presqu'îles Jeanne d'Arc et Ronarc'h : zone test pour une cartographie géologique au 1/100 000 des îles Kerguelen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, 561-566.
- Lorand, J.P. (1983): Les minéraux opaques des lherzolites à spinelle et des pyroxénites associées : une étude comparative dans les complexes orogéniques et dans les enclaves des basaltes alcalins. *Thèse de 3ème cycle*, Univ. Paris VI, 260 p.
- Lorand, J.P. et Cottin, J. Y. (1987): Na- Ti- Zr- H₂O- rich mineral inclusions indicating postcumulus chrome-spinel dissolution and recrystallization in the Western Laouni mafic intrusion. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97, 251-263.
- Loubet, M. et Allègre, C.J. (1979): Trace elements studies in the Alpine peridotite of Beni-Bouchera (Morocco). *Geochem. J.*, 13, 69-75.
- Ludden, J.N. (1977): The mineral chemistry and origin of xenoliths from the lavas of Anjouan, Comores Archipelago, Western Indian Ocean. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 64, 91-107.
- Maaloe, S. et Jakobsson, S.P. (1980): The PT phase relations of a primary oceanite from the Rekjanes peninsula, Iceland. *Lithos*, 13, 237-246.
- Marot, A. et Zimine, S. (1976): Les complexes annulaires de syénites et granites alcalins dans la péninsule Rallier du Baty, îles Kerguelen (TAAF). *Thèse de 3ème cycle*, Univ. Paris VI, publiée par C.N.F.R., n°49, p 15-114 en 1981,
- Martin, H. (1993): The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust - comparison with modern processes. *Lithos*, 30, 373-388.
- Masuda, A., Nakamura, N. et Tanaka, T. (1973): Fine structure of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 239-248.
- Mc Birney, A. et Aoki, K.I. (1973): Factors governing the stability of plagioclase at high-pressures as shown by spinel-gabbro xenoliths from the Kerguelen Archipelago. *Amer. Min.*, 58, 271-276.
- Mc Donough, W.F. et Frey, F.A. (1989): Rare Earth Elements in Upper Mantle Rocks. In : "Geochemistry and mineralogy of Rare Earth Elements, Reviews in Mineralogy vol. 21". Lipi B.R. et Mc Kay G.A. eds., Mineralogical Society of America Publ., 99-139
- Mc Gregor, I.D. (1974): The system MgO-Al₂O₃-SiO₂ : Solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite composition. *Amer. Mineral.*, 59, 110-119.
- Mc Guire, A.V. et Stern, R.G. (1993): Granulite xenoliths from western Saudi Arabia the lower crust of the late Precambrian Arabian-Nubian Shield. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 114, 395-408.
- Mc Kenzie, D.P. et Bickle, M.J. (1988): The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol.*, 29, 625-679.
- Mc Kenzie, D.P. et O'Nions, R.K. (1991): Partial Melt Distributions from Inversion of Rare Earth Elements Concentration. *J. Petrol.*, 32, 1021-1091.
- Mc Lelland, J. et Whitney, P.R. (1980a): A generalized garnet-forming reaction for metaigneous rocks in the Adirondacks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, 111-122.
- Mc Lelland, J. et Whitney, P.R. (1980b): Compositional control on spinel clouding and garnet formation in plagioclase of olivine metagabbros, Adirondacks Mountains, New York. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 243-251.
- Meen, J.K. (1987): Mantle metasomatism and carbonatites. An experimental study of a complex relationship. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 215, 91-99.

- Menzies, M.A. (1983):** Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas : evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity. *In* : "Continental basalts and mantle xenoliths". Hawkesworth C.J. et Norry M.J. eds., Shiva Publ., Lt. Cheshire. 92-110
- Menzies, M.A., Arculus, R.J., Best, M.G., Bergman, S.C., Ehrenberg, S.N., Irving, A.J., Roden, M.F. et Schulze, D.J. (1987):** A record of subduction processes and within-plate volcanism of the southwestern USA. *In* : "Mantle Xenoliths". P.H. Nixon ed., John Wiley et Sons, Chichester. 41-58
- Menzies, M.A. et Hawkesworth, C.J. (1987):** Mantle Metasomatism, London, 472 p.
- Menzies, M.A. et Hawkesworth, C.J. (1987):** Upper mantle processes and composition. *In* : "Mantle Xenoliths". Nixon P.H. ed., John Wiley et Sons, Chichester. 725-738
- Mercier, J.-C.C. (1972):** Structure des péridotites en enclaves dans quelques basaltes d'Europe et d'Hawaï. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. de Nantes, 229 p.
- Mercier, J.C.C. (1976):** Single pyroxene geothermometry and geobarometry. *Amer. Mineral.*, 61, 603-615.
- Mercier, J.-C.C. (1977):** Natural peridotites. *P.D.Thesis*, Stony Brook, N.Y., 650 p.
- Mercier, J.C.C. (1980):** Single pyroxene thermobarometry. *Tectonophysics*, 70, 1-37.
- Mercier, J.C.C. et Carter, N.L. (1975):** Pyroxene geotherms. *J. Geophys. Res.*, 85, 3349-3362.
- Mercier, J.-C.C. et Nicolas, A. (1975):** Textures and fabrics of ultramafic peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *J. Petrol.*, 16, 454-487.
- Merriman, R.J., Taylor, P.N. et Morton, A.C. (1988):** Petrochemistry and isotope geochemistry of early Paleogene basalts forming the dipping reflector sequences SW of Rockall Plateau, NE Atlantic. *In* : "Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic". Morton A.C. et Parson L.M. eds., Geol. Soc. London Spec. Publ. 39, 123-134
- Meyer, H.O.A. et Brookins, D.G. (1976):** Sapphirine, sillimanite and garnet in granulite xenoliths from the Stockdale kimberlite, Kansas. *Am. Mineral.*, 61, 1194-1202.
- Michael, P.J. et Bonatti, E. (1985):** Peridotite composition from the North Atlantic : regional and tectonic variations and implications for partial melting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73, 91-104.
- Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M. et Albarède, F. (1985):** Nd isotopes in French Phanerozoic shales : external vs internal aspects of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 601-610.
- Michard, A., Montigny, R. et Schlich, R. (1986):** Geochemistry of the mantle below the Rodriguez Triple junction and the South-East Indian Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78, 104-114.
- Michon, G. (1987):** Les vauugnérites de l'Est du Massif Central Français : apport de l'analyse statistique multivariée à l'étude géochimique des éléments majeurs. *Bull. Soc. Geol. France*, 3, 591-600.
- Mitchell, R.H. (1978):** Manganoan magnesian ilmenite and titanian clinohumite from the Jacupiranga carbonatite, Sao Paulo, Brazil. *Amer. Mineral.*, 63, 544-547.
- Miyashiro, A. (1978):** Nature of alkalic volcanic rock series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 91-104.
- Montigny, R. (1975):** Géochimie comparée des cortèges de roches océaniques et ophiolitiques. Problème de leur genèse. *Thèse d'état*, Univ. Paris VII,
- Morimoto, M. (1988):** Nomenclatures of pyroxenes. Commission on New Minerals and Mineral Names. International Mineralogical Association. *Amer. Mineral.*, 73, 1123-1133.

- Mork, M.-B.E. et Means, E.W. (1985):** Sm-Nd dating of eclogites and associated gabbros with incomplete metamorphic transition from the Western Gneiss Region, Norway. Second International Eclogite Conference, 434, *Terra Cognita*, 5, n°4
- Munoz, M. et Sagredo, J. (1974):** Clinopyroxenes as geobarometric indications in mafic and ultramafic rocks from Canary Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 44, 139-147.
- Munsch, M., Fritsch, B., Schlich, R., Fezga, F., Rotstein, Y. et Coffin, M.F. (1992):** Structure and evolution of the Central Kerguelen Plateau deduced from seismic stratigraphic studies and drilling at site 747. In: "*Proc ODP, Sci. Results, 120*". Wise S.W.Jr. Schlich R. et al. eds, 881-893
- Munsch, M. et Schlich, R. (1987):** Structure and evolution of the Kerguelen-Heard Plateau (Indian Ocean) deduced from seismic stratigraphy studies. *Mar. Geol.*, 76, 131-152.
- Mysen, B.O. et Kushiro, I. (1977):** Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. *Amer. Mineral.*, 62, 843-845.
- Nakamura, N. (1974):** Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na et K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757-775.
- Navon, O. et Stolper, E. (1987):** Geochemical consequences of melt percolation : the upper mantle as a chromatographic column. *J. Geol.*, 95, 285-307.
- Neumann, E.R. (1991):** Ultramafic and mafic xenoliths from Hierro, Canary Islands : evidence for melt infiltration in the Upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106, 236-252.
- Neumann, E.R., Larsen, B.T. et Sundvoll, B. (1985):** Compositional variations among gabbroic intrusions in the Oslo rift. *Lithos*, 48, 35-59.
- Newton, R.C., Smith, J.V. et Windley, B.F. (1980):** Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature*, 288, 45-50.
- Nicolas, A. (1986):** Structure and petrology of peridotites : clues to their geodynamic environment. *Rev. Geophys.*, 24, 4, 875-895.
- Nicolas, A. (1989):** Structure of ophiolites and dynamics of Oceanic Lithosphere. Kluwer Academic Press. Dordrecht, 367 p.
- Nicolas, A., Boudier, F. et Bouchez, J.L. (1980):** Interpretation of peridotite structures from ophiolitic environments. *Am. J. Sci.*, 280, 192-210.
- Nicolas, A. et Dupuy, C. (1984):** Origin of ophiolitic and oceanic lherzolites. *Tectonophysics*, 110, 177-187.
- Nicolas, A. et Jackson, E.D. (1972):** Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée : implication géotectonique. *Bull. Suisse Mineral. Petrol.*, 52, 479.
- Nicolas, A., Lucazeau, F. et Bayer, R. (1987):** Peridotite xenoliths in Massif Central basalts, France : texture and geophysical evidence for asthenospheric diapirism. In: "*Mantle Xenoliths*". P.H. Nixon ed., John Wiley et Sons, Chichester. 563-574
- Nicolas, A. et Poirier, J.P. (1976):** Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Chichester,
- Nicolas, A. et Prinzhofer, A. (1983):** Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites : structural evidence. *J. Petrol.*, 23, 568-582.
- Nicollet, C. (1985):** Origine des amphibolites à saphirine, corindon et grenat de la formation précambrienne de Volrigny (SW de Madagascar). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 301, 167-170.

- Nicollet, C. (1986).**: Saphirine et staurotide riches en magnésium et chrome dans les amphibolites et anorthosites à corindon du Voltribory Sud. *Bull. Mineral.*, 109, 599-612.
- Nicollet, C. (1988)**: Metabasites granulitiques, anorthosites et roches associées de la croûte inférieure. Exemples pris à Madagascar et dans le Massif Central Français. Arguments en faveur d'un métamorphisme associé à l'extension lithosphérique. *Thèse d'état*, Univ. de Clermont-Ferrand, 315p.
- Nitecki-Novotny, S. (1975)**: Pétrographie et géochimie des roches plutoniques basiques de la caldeira de Tahiti-Nui, Pacifique. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Paris VI, 253 p.
- Nixon, P.H. (1987a)**: *Mantle Xenoliths*, John Wiley et Sons, Chichester. 845 p.
- Nixon, P.H. (1987b)**: Kimberlitic xenoliths and their cratonic setting. *In*: "*Mantle Xenoliths*". P.H. Nixon ed., John Wiley et Sons, Chichester. 215-239
- Nixon, P.H. et Boyd, F.R. (1973a)**: Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlite. *In*: "*Lesotho Kimberlites*". Nixon P.H. ed., Lesotho Development Corporation, Maseru. 356 p.
- Nixon, P.H. et Davies, G.R. (1987)**: Mantle xenolith perspectives. *In*: "*Mantle Xenoliths*". P.H. Nixon ed., John Wiley et Sons, Chichester. 741-756
- Nougier, J. (1970)**: Contribution à l'étude géologique et géomorphologique des îles Kerguelen (T.A.A.F.). *C.N.F.R.A.*, n°27, vol.1 : 440 p., vol.2 : 246 p.
- Nougier, J. et Lameyre, J. (1973)**: Les nordmakites des îles Kerguelen (TAAF) dans leur cadre structural. Problème de leur origine et de celle de certaines roches plutoniques alcalines en domaines océaniques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XV, 3 et 4, 306-311.
- Nougier, J, Pawlowski, D. et Cantagrel, J.M. (1983)**: Chrono-spatial evolution of the volcanic activity in southeastern Kerguelen (T.A.A.F.). *In*: "*Antarctic Earth Sciences*". Oliver R.L. James P.R. et Jago J.B. eds., Austr. Acad. Sci, Adelaïde, 4, 640-645
- Nur, A. et Ben-Avraham, Z. (1982)**: Oceanic plateaus, the fragmentation of continents, and mountain building. *J. Geophys. Res.*, 87, 3644-3661.
- O'Reilly, S.Y. et Griffin, W.L. (1987)**: Eastern Australia-4000 Kilometers of mantle samples. *In*: "*Mantle Xenoliths*". P.H. Nixon ed., John Wiley et Sons, Chichester. 267-280
- O'Reilly, S.Y., Nicholls, I.A. et Griffin, W.L. (1989)**: Xenoliths and Megacrysts of Eastern Australia. *In*: "*Intraplate Volcanism in eastern Australia and New Zealand*". Johnson R.W.ed., Cambridge University Press, Cambridge.
- Obata, M. (1976)**: The solubility of Al₂O₃ in orthopyroxene in spinel and plagioclase peridotites and spinel pyroxenites. *Amer. Mineral.*, 61, 804-816.
- Obata, M. (1980)**: The Ronda peridotite : Garnet-, Spinel-, and Plagioclase lherzolite facies and the P-T trajectories of a high temperature mantle intrusion. *J. Petrol.*, 21, 533-572.
- Operto, S. (1991)**: Structure profonde du bassin de Raggatt (Plateau de Kerguelen, Océan Indien : arguments en faveur de la présence d'un fragment continental. *Mém. de DEA*, Univ Paris VI, 31p.
- Ottonello, G., Piccardo, G.B. et Ernst, W.G. (1979)**: Petrogenesis of some Ligurian peridotites. Part II. Rare earth element geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1273-1284.
- Ottonello, G., Piccardo, G.B. et Joron, J.L. (1984)**: REE and transition elements geochemistry of peridotitic rocks, II. Ligurian peridotites and associated basalts. *J. Petrol.*, 25, 379-393.
- Ozawa, K. (1983)**: Evaluation of olivine spinel geothermometry as an indicator of thermal history for peridotites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82, 52-65.

- Papike, J.J. (1980):** Pyroxenes mineralogy of the Moom and meteorites. *In* : "Pyroxenes - Reviews in Mineralogy Vol. 7". Prewitt C.T.ed., Mineralog. Soc. of America, 495-525
- Patchett, P.J. et Arndt, N.T. (1986):** Nd isotopes and tectonics of 1.9-1.7 crustal genesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78, 329-338.
- Pearce, J.A. (1976):** Statistical analysis of major element patterns in basalts. *J. Petrol.*, 17, 15-43.
- Pearson, N.J. et O'Reilly, S.Y. (1991):** The granulite to eclogite transition in lower crustal xenoliths from eastern Australia. *J. Metam. Geol.*, 9, 349-359.
- Perkins, D., Holland, T.J.B. et Newton, R.C. (1981):** The Al₂O₃ content of enstatite in equilibrium with garnet in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂ at 15-40 Kbar and 900-1600 °C. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 99-109.
- Perkins, D. et Newton, R.C. (1980):** The composition of coexisting pyroxenes and garnet in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ at 900-1100 °C and high pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75, 291-300.
- Piboule, M.(1979):** L'origine des amphibolites : approche géochimique et mathématique, application aux amphibolites du Massif Central Français. *Thèse d'état*, Univ. Lyon I,
- Piccardo, G.B. (1976):** Petrologia del Massiccio lherzolite Di Suvero (La Spezia). *Ofioliti*, 2, 279-317.
- Pike, J.E.N. et Scharwznan, E.C. (1977):** Classification of textures in ultramafic xenoliths. *J. Geol.*, 85, 49-62.
- Pin, C. (1988):** Evolution of the lower crust in the Ivrea zone : a model based on isotopic and geochemical data. *In* : "Granulites and Crustal Evolution". Vielzeuf D. et Vidal P.ed.s., NATO ASI Series Kluwer Acad. Publ., Dordrecht. 87-110
- Podvin, P.(1983):** Remobilisations chimiques successives dans les tectonites ophiolitiques et leurs gisements de chromite. Exemple du massi de Humboldt (Nouvelle-Calédonie). *Thèse Doct.*, Ecole Nat. Sup. des Mines de Paris, 277 p.
- Pognante, U., Rosli, U., et Toscani, L. (1985):** Petrology of ultramafic and mafic rocks from the Lanzo peridotite body (Western-Alps). *Lithos*, 18, 201-214.
- Poulet, A., Menot, R.P. et Piboule, M. (1983):** Le magmatisme alcalin potassique de l'aire volcanique des Virunga (Rift Occidental de l'Afrique de l'Est). Une approche statistique dans la recherche des filiations magmatiques et des mécanismes de différenciation. *Bull. Mineral.*, 106, 607-622.
- Powell, R. (1978b):** The thermodynamics of pyroxene geotherms. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A.*, 288, 457-469.
- Presnall, D.C. (1976):** Alumina content of enstatite as a geobarometer for plagioclase and spinel lherzolites. *Amer. Mineral.*, 61, 582-588.
- Presnall, D.C., Dixon, S.A., Dixon, J.R., O'Donnell, T.H., Brenner, N.L., Schrock, R.L. et Dycus, D.W. (1978):** Liquidus Phase Relations on the Join Diopside-Forsterite-Anorthite From 1 atm to 20 Kbar : Their Bearing on the Generation and Crystallization of Basaltic Magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 203-220.
- Prévoit, M. et Mergoil, J. (1973):** Crystallization trend of titanomagnetites in an alkali basalt from Saint-Clément (Massif Central, France). *Mineral. Mag.*, 39, 474.
- Prinzhofer, A.(1981):** Structure et Pétrologie d'un cortège ophiolitique : Le Massif du Sud (Nouvelle-Calédonie), la transition manteau-croûte en milieu océanique. *Thèse d'ingénieur civil des Mines*, Ecole Nat. Sup. Mines, Paris, 185 p.

- Prinzhofer, A. et Allegre, C.J. (1985).**: Residual peridotites and the mechanism of partial melting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, 251-265.
- Quick, J.E. (1981a).**: Petrology and petrogenesis of the Trinity peridotite, an upper mantle diapir in the eastern Klamath Mountains, northern California. *J. Geophys. Res.*, 86, 11837-11863.
- Quick, J.E. (1981b).**: The origin and significance of larger, tabular dunite bodies in the Trinity peridotite, northern California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 413-422.
- Quilty, P., Shafik, S., Mc Minn, A., Brady, H. et Clarke, I. (1983)**: Microfossil evidence for the age and environment of deposition of sediments on Heard and Mc Donald islands. In : "Antarctic Earth Sci". Oliver R.L. James P.R. et Jago, J.B. eds., Adelaïde. 4, 689-702
- Ramsay, D.C., Colwell, J.B., Coffin, M.F., Davies, H.L., Hil, P.J., Pigram, C.J. et Stagg, H.M.J. (1986).**: New findings from the Kerguelen Plateau. *Geology*, 14, 589-593.
- Recq, M. et Charvis, P. (1986).**: A seismic refraction survey in the Kerguelen Isles, southern Indian Ocean. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 84, 529-559.
- Recq, M. et Charvis, P. (1987).**: La ride asismique de Kerguelen-Heard : Anomalie du géoïde et compensation isostatique. *Mar. Geol.*, 76, 301-311.
- Recq, M., Charvis, P. et Hirn, A. (1983).**: Premières données sur la structure profonde de la ride de kerguelen d'après la réfraction sismique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 297, 903-908.
- Recq, M., Brefort, D., Malod, J. et Veinante, J.L. (1990).**: The Kerguelen Isles (southern Indian Ocean) : New results on deep structure from refraction profiles. *Tectonophysics*, 182, 227-248.
- Reid, J.D. et Geoffrey, A.W. (1978).**: Ocean Mantle beneath the southern Rio Grande rift. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, 302-316.
- Remaidi, M.(1993)**: Etude pétrologique et géochimique d'une association péridotites réfractaires-pyroxénites dans le massif de Ronda (Espagne). Implications pour les mécanismes de circulation des magmas dans le manteau supérieur. *Thèse de Doctorat*, Univ. de Montpellier,
- Renard, A.F. (1889).**: Notes on the rocks of kerguelen Island, report of the scientific results of the voyage of HMS "Challenger". *Physics and Chemistry*, 2, 7, 107-141.
- Reuber, I. (1985).**: Successive generations of coarse grained dikelets in the ophiolite complex of Antalya, Turkey : products of partial fusion and residual liquids. *Ophioliti*, 10, 35-62.
- Richards, M.A., Duncan, R.A. et Courtillot, V. (1989).**: Flood basalts and hotspot tracks : Plume heads and tails. *Science*, 246, 103-107.
- Richards, M.A., Jones, D.L., Duncan, R.A. et DePaolo, D.J. (1991).**: A mantle plume initiation model for the Wrangellia flood basalts and other oceanic plateaus. , *Science*, 254, 263267
- Ringwood, A.E. (1966)**: Composition and petrology of the Earth's Mantle. Graw-Hill Mc. New York,
- Ringwood, A.E. (1975)**: Composition and petrology of the Earth's mantle. New-York, 618 p.
- Ringwood, A.E. (1979)**: Origin of the Earth and Moon. Springer-Verlag. New York, 295 p.
- Rivalenti, G., Garutti, G., Rossi, A., Siena, F. et Sinigoi, S. (1981).**: Existence of different peridotite types and of a layered igneous complex in the Ivrea Zone of the Western Alps. *J. Petrol.*, 22, 127-153.
- Rivalenti, G., Rossi, A., Siena, F. et Sinigoi, S. (1984).**: The layered series of the Ivrea-Verbano igneous complex, Western Alps, Italy. *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 33, 77-99.

- Robinson, P. (1980):** The composition space of Terrestrial Pyroxenes - Internal and External limits. *In* : "Pyroxenes - Reviews in Mineralogy Vol. 7". Prewitt C.T.ed., Mineralog. Soc. of America, 419-475
- Roedder, E. (1983):** Geobarometry of ultramafic xenoliths from Loihi Seamount, Hawaii, on the basis of CO₂ inclusions in olivine. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 369-379.
- Rogers, N.W. et Hawkesworth, C.J. (1982):** Proterozoic age and cumulate origin for granulite xenoliths, Lesotho. *Nature*, 299, 409-413.
- Romeder, J.M. (1973):** Méthodes et programmes d'analyses discriminantes. Dunod. Paris, 274 p.
- Rouillon, G. (1963):** Bouguer gravity anomaly map of Kerguelen Islands. Terres Australes Antarctiques Françaises. *Unpublished data*, ,
- Royer, J.Y. et Coffin, M.F. (1992):** Jurassic to Eocene plate tectonic reconstructions in the Kerguelen Plateau region. *In* : "Proc ODP, Sci. Res. 121". Wise Jr S.W. Schlich R. et al. eds., 917-927.
- Royer, J.Y. et Sandwell, D.T. (1989):** Evolution of the Eastern Indian Ocean since the late Cretaceous : constraints from Geosat altimetry. *J. Geophys. Res.*, 94, 13,755-13,782.
- Rudnick, R.L., Mc Donough, W.F., Mc Culloch, M.T. et Taylor, S.R. (1986):** Lower crustal xenoliths from Queensland, Australia : evidence for deep crustal assimilation and fractionation of continental basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 1099-1115.
- Rudnick, R.L. et Taylor, S.R. (1985):** Petrology and Geochemistry of lower crustal xenoliths from Northern Queensland and inferences on Lower Crustal Composition. *Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.*, 17, 189-208.
- Rudnick, R.L. et Taylor, S.R. (1987):** The composition and petrogenesis of the Lower Crust : a xenolith study. *J. Geophys. Res.*, 92, 13981-14005.
- Scarfe, C.M. et Brearley, M. (1987):** Mantle xenoliths : melting and dissolution studies under volatile-free conditions. *In* : "Mantle Xenoliths". P.H. Nixon ed., John Wiley et Sons, Chichester. 599-608
- Schadler, J. (1913):** Zur Kenntnis der Einschlüsse in den sudsteirischen Basalt tuffen und ihrer Mineralien. *Mineral. Petrogr. Mitt.*, 32, 485-511.
- Schilling, J.-G.(1966):** Rare earth fractionation in Hawaiian volcanic rocks. *Ph. D. Thesis*, M.I.T., Cambridge, Mass., USA,
- Schlich, R. (1975):** Structure et âge de l'Océan Indien Occidental. *C.N.F.R.A.*, Paris, n°38, 103 p.
- Schlich, R. (1982):** The Indian Ocean : aseismic ridges, spreading centers and oceanic basins. *In* : "The Ocean, basins and Margins". Nairn A.E.M. et Stelhi F.G. eds., Pleman Publ. Corp., V.8, 51-135
- Schlich, R., Munschy, M., Boulanger, D., Canties, B., Coffin, M.F., Durand, J., Humler, E., Li, Z.G., Savary, J., Schaming, M. et Tissot, J.D. (1988):** Résultats préliminaires de la campagne océanographique de sismiques réflexion multitraces MD47 dans le domaine sud du plateau de Kerguelen. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, 635-642.
- Schlich, R., Munschy, M., Whitechurch, H., Aubry, M.P. et Scientific Party of Leg 120. (1989):** Résultats préliminaires de la campagne de forage du Joïdes Resolution sur le plateau de Kerguelen (ODP Leg 120). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, 1597-1603.
- Schreyer, W. et Abraham, K. (1975):** Peraluminous sapphirine a reaction product in kyanite-gedrite-talc schist from Sar e Sang, Afghanistan. *Mineral. Mag.*, 40, 171-180.
- Seifert, F. (1974):** Stability of sapphirine : a study of the aluminous part of the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *J. Geol.*, 82, 173-204.

- Sen, G. (1981): Petrology of the ultramafic xenoliths on the Koolau Volcano, Oahu, Hawaii. *Ph. D. Thesis*, Univ. of Texas, Dallas, USA,
- Sen, G. (1983): A petrologic model for the constitution of the upper mantle and crust of the Koolau shield, Oahu, Hawaii, and Hawaiian magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 215-228.
- Sen, G. (1987): Xenoliths associated with the Hawaiian Hot Spot. In: "*Mantle Xenoliths*". P.H. Nixon ed., John Wiley et Sons, Chichester. 359-375
- Sen, G. (1988): Petrogenesis of spinel lherzolites and pyroxenites suite xenoliths from the Koolau shield, Oahu, Hawaii : implications for petrology of the post-eruptive lithosphere beneath Oahu. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 61-91.
- Sen, G., Frey, F.A., Shimizu, N. et Leeman, W.P. (1993): Evolution of the lithosphere beneath Oahu, Hawaii : rare earth element abundance in mantle xenoliths. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 119, 53-69.
- Sen, G. et Leeman, W.P. (1991): Iron-rich lherzolite xenoliths from Oahu : origin and implications for Hawaiian magma sources. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102, 45-57.
- Sen, G. et Presnall, D.C. (1986): Petrogenesis of dunite xenoliths from Koolau Volcano, Oahu, Hawaii : Implications for Hawaiian volcanism. *J. Petrol.*, 27, 197-217.
- Sen, S.K. et Bhattacharya, A. (1984): An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Madras charnockites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88, 64-71.
- Shaw, D.M. (1970): Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 237-243.
- Shimizu, N. (1975b): Geochemistry of ultramafic inclusions from Salt Lake Crater, Hawaii, and from southern African kimberlites. *Phys. Chem. Earth*, 9, 655-669.
- Siena, F., Beccaluva, L., Coltorti, M., Marchesi, S. et Morra, V. (1991): Ridge to Hot-Spot Evolution of the Atlantic Lithosphere Mantle : Evidence from Lanzarote Peridotite Xenoliths (Canary Islands). *J. Petrol.*, (special volume "*Orogenic Lherzolites and Mantle Processes*"), 255-270.
- Sigurdsson, H. et Schilling, J.G. (1976): Spinel in Mid-Atlantic Ridge basalts : chemistry and occurrence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29, 7-20.
- Sills, J.D., Ackermann, D., Herd, R.K. et Windley, D.F. (1983): Bulk composition and mineral parageneses of sapphirine-bearing rocks along a gabbro-lherzolite contact at Finero, Ivrea Zone, Northern Italy. *J. Metamorphic Geol.*, 1, 337-353.
- Sinton, J.M. (1979): Ultramafic inclusions and high-pressure xenocrysts in submarine basanitoid, Equatorial Mid-Atlantic Ridge. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 49-57.
- Smith, D.C. (1982e): On the classification of eclogite field association, parageneses, facies and P-T regimes. *Terra Cognita*, 3, 3, 223.
- Smith, D.C. (1983): Nomenclature, fluids and deformation, geodynamics, and nodules. *Terra Cognita*, 3, 4, 329-334.
- Smith, D.C. et Boyd, F.R. (1987): Compositional Heterogeneities in a high-temperature lherzolite nodule and implications for mantle processes. In: "*Mantle Xenoliths*". P.H. Nixon ed., John Wiley et Sons, Chichester. 551-562
- Smith, D.C. et Pinet, M. (1985): Petrochemistry of opaque minerals in eclogites from the Western Gneiss Region, Norway. Chemistry of the ilmenite mineral group. In: "*Chemistry and Petrology of Eclogites*". Smith D.C. Franz G. et Gebauer D. eds., Chemical Geology, 50. 251-266

- Smulikowski, K. (1965):** Chemical differentiation of garnet and clinopyroxene in eclogites. *Bull. Acad. Pol. Sc. ser. ged. geogr.*, XIII, 1, 11-18.
- Smulikowski.(1968a):** Theoretical and geological arguments for eclogite occurrence in the upper mantle. Proc. 23rd Session, International Geological Cong., Prague, 1, 11-18.
- Song, Y. et Frey, F.A. (1989):** Geochemistry of peridotite xenoliths in basalts from Hannuoba, Eastern China : implications for subcontinental mantle heterogeneity. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 97-113.
- Spray, J.G. (1989):** Upper mantle segregation processes. *In* : "Magmatism in the Ocean Basins". Saunders A.D. et Norry M.J., eds, Blackwell Scientific Publication, London. 29-40
- Storey, M., Kent, R.W., Saunders, A.D., Salters, V.J., Hergt, J., Whitechurch, H., Sevigny, J.H., Thirwall, M.F., Leat, P., Ghose, N.C. et Gifford, M. (1992):** Lower Cretaceous volcanic rocks on continental margins and their relationships to the Kerguelen Plateau. *In* : "Proc. ODP, Sci. Results, 120". Wise S.W.Jr. Schlich R. et al. eds., 33-54
- Storey, M., Saunders, A.D., Tarney, J., Leat, P., Thirwall, M.F., Thompson, R.N., Menzies, M.A. et Marriner, G.F. (1988):** Geochemical evidence for plume-mantle interactions beneath Kerguelen and Heard Islands, Indian Ocean. *Nature*, 336, 371-374.
- Storey, M., Saunders, A.D., Tarney, J., Gibson, I.L., Norry, M.J., Thirwall, M.F., Leat, P., Thompson, R.N. et Menzies, M.A. (1989):** Contamination of Indian Ocean asthenosphere by the Kerguelen-Heard mantle plume. *Nature*, 338, 574-576.
- Stosch, H.G. et Lugmair, G.W. (1986):** Trace element and Sr and Nd isotope geochemistry of peridotite xenoliths from the Eifel (West Germany) and their bearing on the evolution of the subcontinental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80, 281-298.
- Stosch, H.-G., Lugmair, G.W. et Seck, H.A. (1986):** Geochemistry of granulite facies lower crustal xenoliths : implications for the geological history of the Lower Continental Crust underneath the Eifel, West Germany. *In* : "The Nature of the Lower Continental Crust". Dawson J.B. Carswell D.A. Hall J. et Wedepohl K.H. eds., Geol. Soc. London Spec. Publ. 25, London. 331-350
- Stosch, H.G. et Seck, H.A. (1980):** Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser Weiher, West Germany. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 457-470.
- Streckeisen, A. (1976):** To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, 1-33.
- Sun, S.S. (1982):** Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 179-192.
- Sun, S.S. et Mc Donough, W.F. (1989):** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. *In* : "Magmatism in the Ocean Basins". Saunders A.D. et Norry M.J.eds., Geol. Soc. Spec. Publ. Blackwell Sci. Publ., Oxford. 313-346
- Tabit, A.(1986):** Equilibre orthopyroxene-spinelle. Etude expérimentale et théorique. Applications aux roches issues du Manteau Supérieur. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. de Clermont-Ferrand, 161p.
- Takahashi, N. (1992):** Evidence for melt segregation towards fractures in the Horoman mantle peridotite complex. *Nature*, 359, 50-52.
- Takasawa, E., Frey, F.A., Shimizu, N., Obata, M. et Bodinier, J.L. (1992):** Geochemical evidence for melt migration and reaction in the upper mantle. *Nature*, 359, 52-55.
- Talbot, J.L., Hobbs, B.E., Wilshire, H.G. et Sweatman, T.R. (1963):** Xenoliths and Xenocrysts from lavas of the Kerguelen archipelago. *Amer. Mineral.*, 48, 159-179.
- Tanguay, S., Hebert, R. et Bergeron, M. (1990):** Distribution of PGE in pyroxene-bearing ultramafic cumulates in the Thetford mines ophiolitic complex, Quebec. *Can. Mineral.*, 28, 597-605.

- Tarantola, A. et Valette, B. (1982).**: *Generalized Nonlinear Inverse Problem Solved using the Least Squares Criterion*. Rev. Geophys. Sp. Phys., 20, 219-232.
- Taylor, S.R. (1967).**: The origin and growth of continents. *Tectonophysics*, 4, 17.
- Taylor, S.R. et Mc Lennan, S.M. (1985).**: The Continental Crust : its Composition and Evolution. Publ. Blackwell Sci. Oxford, 312 p.
- Touret, J., Smith, D.C. et Kechid, S.-A. (1982).**: Fluid inclusions in some eclogites and gneisses from the Western Gneiss Region, Norway (Abstract). *Terra Cognita*, 2, 3, 318.
- Upton, B.G.J. (1982).**: Oceanic Islands. In : "*The Oceans, basins and margins*". Nairn A.E.M. et Stelhi F.G. eds, Pleman Publ. Corp., V.8, 585-648
- Vasseur, G., Vernieres, J. et Bodinier, J.L. (1991).**: Modelling of Trace Element Transfer between Mantle Melt and Heterogranular Peridotite Matrix. *J. Petrol.*, (special volume "*Orogenic Lherzolites and Mantle Processes*"), 41-55.
- Verdier, O. (1989).**: Champs géothermiques et Zéolitisation des îles Kerguelen : implications géologiques (Terres Australes et Antarctiques Françaises, Océan Indien Austral). *Thèse d'Université*, Univ. Paris VI, 271 p.
- Vielzeuf, D. (1984).**: Relation de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. *Thèse d'état*, Univ. de Clermont-Ferrand, 288 p.
- Vielzeuf, D. et Boivin, P. (1984).**: An algorithm for the construction of petrogenetic grids. Application to some equilibria in granulitic paragneisses. *Amer. J. Sci.*, 284, 760-794.
- Viereck, L.G., Hertogen, J., Parson, L.M., Love, D. et Gibson, I.L. (1989).**: Chemical stratigraphy and petrology of the Voring plateau tholeiitic lava and interlayered volcanoclastic sediments at ODP Hole 624E. In : "*Proc ODP, Sci. Results, 104*", 367-396
- Villemant, B., Jaffreziec, H., Joron, J.L. et Treuil, M. (1981).**: Distribution coefficients for major and trace elements : fractional crystallization in the alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 1997-2016.
- Vilminot, J.C. (1962).**: Les nodules de péridotites dans les basaltes du Velay (Haute-Loire). Thèse de 3ème cycle, Univ. Paris VI,
- Wager, L.R., Brown, G.M. et Wadsworth, W.J. (1960).**: Types of igneous cumulates. *J. Petrol.*, 1, 73-85.
- Wass, S.Y. (1979).**: Fractional crystallization in the mantle of late-stage kimberlitic liquids-evidence in xenoliths from the Kiana area, N.S.W., Australia. In : "*The mantle sample : inclusions in kimberlites and other volcanics*". Boyd F.R. et Meyer H.O.A. eds., Amer. Geophys. Union, Washington D.C. 366-373
- Wass, S.Y. et Hollis, J.D. (1983).**: Crustal growth in southeastern Australia - evidence from lower crustal eclogitic and granulitic xenoliths. *J. Metamorph. Petrol.*, 1, 25-45.
- Watkins, E.D., Gunn, B.N., Nougier, J. et Baksi, A.K. (1974).**: Kerguelen : continental fragment or oceanic island. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, 201-212.
- Weaver, B.L. et Tarney, J. (1984).**: Major and trace element composition of the continental lithosphere. *Phys. Chem. Earth*, 15, 39-68.
- Webb, C.S.A. et Wood, B.J. (1986).**: Spinel-pyroxene-garnet relationships and their dependance on Cr/Al ratio. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 471-480.

- Weber, B.(1991): Interactions basalte - lithosphère mantellique en contexte intraplaque océanique : exemple de Tahiti et Tahaa (plaque rapide) et de la Réunion (plaque lente). *Thèse d'Université*, Ecole des Mines de Paris, 222 p.
- Weis, D.(1992): Geochemical evolution of the Indian Ocean mantle : Dupal anomaly and role of the Kerguelen Plume. *Thèse*, Univ. Libre de Bruxelles,
- Weis, D., Beaux, J.F., Gautier, I., Giret, A. et Vidal, P. (1989b): Kerguelen Archipelago : geochemical evidence for recycled material. In : "*Crust/Mantle Recycling at Convergence Zones*". Hart S.R. et Güilent L.eds., NATO ASI series, Kluwer Academic Press, Dordrecht. 59-63
- Weis, D., Frey, F.A., Leyrit, H. et Gautier, I. (1993).: Kerguelen Archipelago revisited : Geochemical and isotopic study of the S.E Province lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 118, 101-119.
- Weis, D. et Giret, A. (1993).: Kerguelen plutonic complexes : Sr, Nd, Pb isotopic study and inferences about their source, age and geochronology (*Bull. Soc. Géol. France*, accepté).
- Weis, D., Mennessier, J.P., Gautier, I., Giret, A., Cantagrel, J.M. et Vidal, P.(1987): Géochimie isotopique des Terres Australes (archipel des îles Kerguelen). In : "*Actes du colloque sur la recherche française dans les Terres Australes et à partir des navires qui les desservent, Territoire des Terres Australes et Antarctiques Françaises*", C.N.F.R.A. ed., Paris, 357-368.
- Weis, D., White, W.M., Frey, F.A., Duncan, R.A., Fisk, M.R., Dehn, J., Ludden, J., Saunders, A. et Storey, M. (1992).: The influence of Mantle Plume in generation of Indian Oceanic Crust. Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean. *Geophysical Monograph*, 70, Amer. Geophysic. Union, , 57-89.
- Wells, P.R.A. (1977).: Pyroxene thermometry in sample and complex system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, 129-139.
- White, R.W. (1966).: Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaiï. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 12, 245-314.
- White, R.S. et Mc Kenzie, D.P. (1989).: Magmatism at rift zones : the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.*, 94, 7685-7730.
- White, W.M. (1985).: Sources of oceanic basalts : radiogenic isotopic evidence. *Geology*, 13, 115-118.
- White, W.M. et Hofman, A.W. (1982).: Sr and Nd isotopic geochemistry of ocean basalts and mantle evolution. *Nature*, 296, 821-825.
- Whitechurch, H., Montigny, R., Sevigny, J., Storey, M. et Salters, V. (1992): K-Ar and ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of central Kerguelen plateau basalts. In : "*Proc. ODP, Sci Results, 120*". Wise S.W.Jr. Schlich R. et al. eds., 71-77
- Whitney, P.R. et Mc Lelland, J.M. (1973).: Origins of coronas in metagabbros of the Adirondack Mts, New York. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 39, 81-98.
- Wicquart, E. et Fröhlich, F. (1986).: La sédimentation sur le plateau de Kerguelen-Heard. Relations avec l'évolution de l'Océan Indien au Cénozoïque. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, 565-574.
- Wicquart, E. et Fröhlich, F.(1990): Evolution du plateau de Kerguelen-Heard : une approche géologique. Géologie, géochimie et géophysique des Kerguelen, *Comm. Séance spécialisée Soc. Géol. France*, Paris, 8
- Wilkinson, J.F.G. (1973).: Pyroxenite xenoliths from an alkali trachybasalt in the Glen Innes area, northeastern New South Wales. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, 15-32.
- Wilkinson, J.F.G. (1974).: Garnet clinopyroxenite inclusions from diatremes in the Gloucester area, New South Wales, Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 46, 275-299.

- Wilkinson, J.F.G. (1975a):** Ultramafic inclusions and high pressure megacrysts from a nephelinite sill, Wandewar mountains, northeastern New South Wales, and their bearing on the origin of certain ultramafic inclusions in alkaline volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51, 235-262.
- Wilkinson, J.F.G. (1975b):** An Al-spinel ultramafic-mafic inclusion suite and high pressure megacrysts in an analcinite and their bearing on basaltic magma fractionation at elevated pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 53, 71-104.
- Wilkinson, J.F.G. et Taylor, S.R. (1980):** Trace Element Fractionation Trends of Tholeiitic Magma at Moderate pressure. Evidence from an Al-Spinel Ultramafic-Mafic Inclusion Suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75, 225-233.
- Wilshire, H.G., Meyer, C.E., Nakata, J.K., Calk, L.C., Shervais, J.W., Nielson, J.E. et Schwarzmann, E.C. (1985):** Mafic and ultramafic rocks of the Western United States. *U.S. Geol. Surv. Open File Report*, 85.
- Wilshire, H.G. et Shervais, J.W. (1975):** Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from Western United States. *Phys. Chem. Earth*, 9, 257-272.
- Wilson, J.T. (1965):** Evidence from ocean island suggesting movements in the earth. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A-258, 145-167.
- Windley, B.F., Ackermann, D. et Herd, R.K. (1984):** Sapphirine / kornéropine bearing rocks and crustal uplift history of the Limpopo belt, Southern Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 342-358.
- Witt, G. (1985):** Die junge evolution des Erdmantels unter der Rheinischen Vulkarprovinz : Abgeleitet aus der Temperaturgeschichte, dem Gefüge und der Geochemie peridotitischen Mantelxenolithe. *Thèse*, Mineralogisch-Petrographisches Institut Univ. Köln,
- Witt, G. et Seck, H.A. (1987):** Temperature history of sheared mantle xenoliths from the West Eifel, West Germany : evidence for mantle diapirism beneath the Rhenish Massif. *J. Petrol.*, 28, 475-493.
- Wood, B.J. (1974):** The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 46, 1-15.
- Wood, B.J. (1978):** The influence of Cr₂O₃ on the relationship between spinel and garnet peridotites. In : "Progress in experimental petrology". Mc Kenzie W.S.ed., U.K. Natl. Environn. Res. Council Publ., D11, 78-80
- Wood, B.J. et Banno, S. (1973):** Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in sample and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, 109-124.
- Wood, B.J. et Holloway, J.R. (1984):** A thermodynamic model for subsolidus equilibria in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 159-176.
- Zerka, M. (1991):** Etude des enclaves ultramafiques du volcanisme Plio-Quaternaire d'Oranie Nord Occidentale : Exemple des massifs d'Ain-Temouchent et de la Basse-Tafna. *Thèse*, Univ. d'Oran,

Dunites

Echantillon	O1	Cpx	Opx	Sp	Phlog	Amph
MG-91-32B	96,5	0,8	0,2	2,5	-	-
MG-91-41	95	2	1	2	-	-
MG-91-256	94	1	TR.	5	-	-
MG-91-114	97,5	1,5	-	1	-	-
MG-91-209	91,5	3,5	1	4	-	-
MG-91-254	90,5	1,5	-	8	-	-
MG-91-64	92	3	1	4	-	-
MG-91-76	89	6	-	5	-	-
MG-91-262	94	TR.	-	6	-	-
MG-91-210	96,5	0,5	-	3	-	-
MG-91-46A	89	6	-	5	TR	-
GM-92-286	95	3,5	-	1,5	-	-
DR5-2	90	5	3	2	-	-
DR8-2	96	2	-	2	-	-
DR15-6	92	1,5	0,5	6	-	-
ARC 838	95	2	-	3	-	-
MG-91-141.1	89	TR	-	7	-	4
MG-91-40	86	7	2	4	-	-
DR18	94	TR	-	2	TR	4

Harzburgites

Echantillon	O1	Opx	Cpx	Sp	Amp-Phlog
MG-91-253	71	26	2	1	-
MG-91-246	64	33	2,5	0,5	-
Suz 1	65	27,5	3,5	4	Phlog:TR
MG-91-260	69	27	2	2	-
MG-91-249	72,5	23	4	0,5	-
MG-91-250	69	26,5	2	2,5	-
MG-91-241	63	33,5	3	0,5	-
MG-91-206	79	19	1	1	-
MG-91-8	77	17	3	3	-
MG-91-42	70	27	2	1	-
MG-91-4	77,5	20	1	1,5	-
MG-91-215	76	21	2,5	0,5	-
MG-91-205	66	28	4	2	-
MG-91-38	68	27	3	2	-
MG-91-168	75	20,5	3,5	1	-
MG-91-216	80	16	3,5	0,5	-
GM-92-COU1	81	17	1	1	-
GM-92-512	87	10	2	1	-
GM-92-530	76,5	19	1,5	3	-
GM-92-514	82	15	1,5	1,5	Phlog:TR
GM-92-493	86	11	2	1	-
TRI3	84	11	4	1	-
OVRK149	88	10	2	TR.	-
OVRK148	74	21	5	TR.	-
DR15-5	89	10	-	1	-
DR8-3	90	10	-	TR.	-
DR12-A3	73	25	1	1	-
DR15-3	60	38	0,5	1,5	-
DR15-4	80	13	5	2	-
DR4	78	16	5	1	-
DR2	79	18	1,5	1,5	-
DR1	76	19	3	2	-

Modes mesurés (compteur de points) des enclaves de type I (TR = traces)

Type IIa : Enclaves ultrabasiques à deux pyroxènes-spinelle

	Echantillon	OI	Cpx	Opx	Sp	Amph	Bi
Werhlite	MG-91-105	71	20,5	3	5,5	-	-
"	MG-91-12B	59,5	35,5	3	2	-	-
Lherzolite	MG-91-109	70	12	5	9	4	-
"	ZK687	62	25	4	9	-	-
"	MG-91-19	52	30	14	4	-	-
"	MG-91-33	67	14	11	8	-	-
"	MG-91-39	70	15	12	3	-	-
"	MG-91-5	47	38	9	6	-	TR.
"	MG-91-104	61	15	11	12,5	-	0,5
"	MG-91-16	80,5	6	8	5,5	-	-
"	DR5.1	60	25	5	10	-	-
Webstérite à OI	DR6.2	28	53	10	9	-	-
"	DR15.2	35	49	10	6	-	-
"	MG-91-13	9,5	68	8	14,5	-	-
"	MG-91-21A	33,5	47	17	2,5	-	-
"	MG-91-52	37	44	15	4	-	-
"	MG-91-28	27	56,5	12,5	4	-	-
"	GM-92-234	21	53	12	14	-	-
Webstérite	TIZ 2	-	64	24	12	-	-

Type IIa : Enclaves intermédiaires à deux pyroxènes-spinelle

	Echantillon	OI	Cpx	Opx	Sp	Pl
Webstérite à OI-Plag	MG-91-21B	3	53,5	13,5	23	7
"	MG-91-55	33	27	21	17	2
"	OVRK159	15,5	70	13	0,5	1

Type IIa : Enclaves basiques à deux pyroxènes-spinelle

	Echantillon	Cpx	Opx	Pl	Sp	Gt	Sa	Amph
Métagabbro	MG-91-120	32	15	46	5,5	-	1,5	-
"	MG-91-115	41	15	12	6	19	7	-
"	MG-91-116	22	9	42	2	18	7	-
"	MG-91-118	57	14	20,5	8	-	0,5	-
"	MG-91-100	48	18	20	9	-	5	-
"	MG-91-119	40	28	21	10	-	1	-
"	MG-91-99A	10	6,5	81	2	-	0,5	-
"	MG-91-121	71	10	7	10	2	-	-
"	MG-91-127	51	8	39	1	-	-	1
"	MG-91-211	65	20	5	10	-	-	-
"	MG-91-271	25	10	59	6	-	-	-
"	MG-91-15	47	18	25	10	-	-	-
"	ARC 837	29,5	7	61	2,5	-	-	-
"	ARC 831	58	6,5	26,5	8,5	-	0,5	-
"	ARC 830	33	15	47	4	-	1	-
"	ARC 835	29	5	62	3	-	1	-
"	ARC 828	51	10	35	4	-	-	TR
"	ARC 826	36,5	9,5	48	4	-	2	-
"	DR9A	30	15	47	8	-	-	-
"	ARC 824	27,5	14,5	43	10	-	5	-
Métagabbro	MG-91-117	15	4	73,5	2	4	1,5	-
"	ARC 343	38	3	49	10	-	-	-
"	ARC 829	63	2,5	22,5	12	-	TR	-
"	ARC 839	75	3	8	14	-	TR	-
"	ARC 83-BB	65	2	30	3	-	-	-
"	OVRK156B	34	0,5	63,5	2	-	-	-
"	GM-92-406	52,5	3,5	18,5	2	23,5	-	-
Anorthosite	MG-91-123	7	0,5	90	2,5	-	TR	-

Modes mesurés (compteur de points) des enclaves de type IIa

Type IIb : Suite UB-B à Cpx-Ilm-Spn

	Echantillon	Cpx	Opx	Pl	Gt	Amph	Sp	Ilm
clinopyr. à grenat	MG-91-148	68	0,5	-	1	4,5	11	15
"	MG-91-147B	69	TR.	-	11	3	15	2
"	MG-91-94	66	1	-	1	5	17	10
"	MG-91-99B	95	-	-	0,5	-	4	0,5
"	MG-91-139	51	2	-	7	23	6	11
"	MG-91-126	87	2	-	4	2	-	5
"	ARC 83-11	86	3,5	-	3	1,5	3	3
clinopyr.	MG-91-3B	68	-	-	-	1	29	2
"	MG-91-14	84	2	4	-	-	10	-
"	MG-91-24	86	2	9	-	-	-	3
"	MG-91-142	86	3	-	-	5	-	6
métagabbro	MG-91-134	28,5	TR.	37	6,5	7	10	11
"	ARC 83-3A	45	-	36	3,5	1,5	3	11
"	ARC 83-3B	49	-	28	6	1	6	10
"	ARC 83-5	31	0,5	50,5	2	5,5	2	5

Type IIc : Métagabbros à ilménite

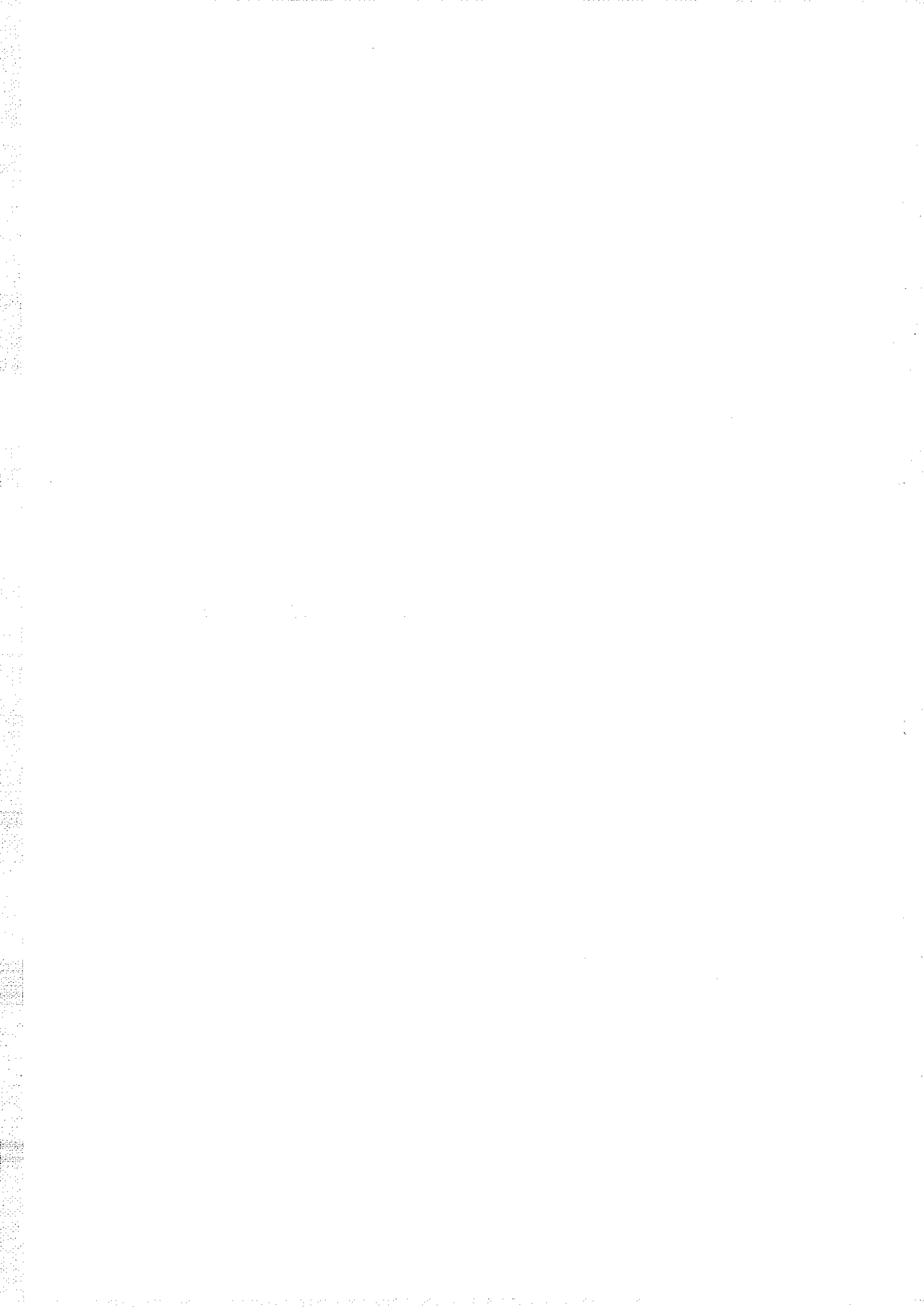
Echantillon	Cpx	Opx	Pl	Gt	Amph	Ru	Ilm	Sp
GM-92-419	40	TR	34,5	21	-	1,5	3	-
MG-91-103	49	TR	24,5	19,5	TR.	-	7	-
MG-91-108	50,5	0,5	23	20	TR.	-	5	1
MG-91-112	40	1	31	19	-	-	9	-
MG-91-106	44,5	0,5	31	17	-	-	7	-
ARC 825	45,5	0,5	40	8	-	-	6	-

Type III : Enclaves à amphibole et/ou biotite

Echantillon	Cpx	AFd	Bi	Amph	Ap	Op	Sph
MG-91-73	40	9	40	-	7	3	1
MG-91-147	69	-	25	3	TR.	3	-
TRI 4	-	-	96	-	-	4	-
MG-91-137B	13,5	-	3	68	0,5	15	-
MG-91-137A	22,5	-	2,5	67	-	8	-
CAB 3-19	-	-	5	70	10	15	-
CAB 3-2	42,5	4,5	-	46	-	5	2
CAB 3-3	32	-	-	52	-	8	8
ARC 3	24	-	1	47	13	15	-

Op = Ilm ou TiMag

Modes mesurés (compteur de points) des enclaves de type IIb, de type IIc et de type III



Annexe 4 :

Compositions chimiques des phases minérales



Enclaves de type I



Echantillons	DR 15-3	DR 15-3	DR 15-3	DR 15-5	DR 15-5	DR 15-5	DR 15-5	DR 15-4
				recristall.	co	bo		
SiO2	41,40	41,41	41,18	41,15	41,09	40,87	40,58	41,23
FeOt	8,44	8,55	8,15	9,21	9,11	9	9,16	8,19
MgO	49,40	49,73	49,62	49,08	49,08	48,68	49,42	49,59
MnO	0,16	0,05	0,17	0,26	0,13	0,1	0,14	0,12
NiO	0,58	0,51	0,38	0,30	0,47	0,35	0,39	0,39
Total	99,98	100,25	99,50	100,00	99,88	99,00	99,69	99,52
Si	1,009	1,005	1,005	1,005	1,003	1,007	0,996	1,007
Fet	0,172	0,174	0,166	0,188	0,186	0,185	0,188	0,167
Mg	1,794	1,799	1,805	1,786	1,785	1,787	1,807	1,805
Mn	0,003	0,001	0,004	0,005	0,003	0,002	0,003	0,002
Ni	0,011	0,010	0,007	0,006	0,009	0,007	0,008	0,008
Fo	91,30	91,20	91,60	90,50	90,60	90,53	90,60	91,50
Fa	8,70	8,80	8,40	9,50	9,40	9,37	9,40	8,50
mg*	91,25	91,18	91,58	90,48	90,56	90,62	90,58	91,53

Echantillons	DR 15-4	DR 15-4	DR 4	DR 4	DR 4	DR 4	DR 2	DR 2
			co	bo	recristall.			recristall.
SiO2	40,86	41,06	41,00	41,35	41,76	41,58	41,07	41,12
FeOt	8,08	8,21	8,54	8,69	8,25	8,57	7,64	7,77
MgO	49,82	49,50	49,87	49,81	50,20	49,89	49,85	49,57
MnO	0,11	0,13	0,15	0,18	0,03	0,10	0,14	0,15
NiO	0,46	0,23	0,43	0,39	0,39	0,33	0,30	0,46
Total	99,33	99,13	99,99	100,42	100,63	100,47	99,00	99,07
Si	1,000	1,006	0,999	1,004	1,008	1,007	1,006	1,008
Fet	0,165	0,168	0,174	0,176	0,167	0,174	0,156	0,159
Mg	1,817	1,807	1,812	1,803	1,806	1,800	1,819	1,810
Mn	0,002	0,003	0,003	0,004	0,001	0,002	0,003	0,003
Ni	0,009	0,005	0,008	0,008	0,008	0,006	0,006	0,009
Fo	91,70	91,50	91,20	90,92	91,60	91,20	92,10	91,90
Fa	8,30	8,50	8,80	8,88	8,40	8,80	7,90	8,10
mg*	91,68	91,49	91,24	91,11	91,54	91,19	92,10	91,92

Echantillons	DR 2	MG-91-172	MG-91-172	MG-91-172	OVRK 148	OVRK 148	OVRK 148	GM-92-COU1
		co	bo					co
SiO2	41,32	40,81	40,65	41,06	41,02	40,59	40,69	40,81
FeOt	7,55	8,83	8,46	8,81	7,62	8,07	8,33	8,09
MgO	49,70	49,17	49,20	49,50	49,80	50,07	50,09	51,62
MnO	0,08	0,14	0,09	0,13	0,23	0,18	0,15	0,08
NiO	0,34	0,38	0,46	0,38	0,34	0,28	0,27	0,26
Total	98,99	99,33	98,86	99,88	99,01	99,19	99,53	100,86
Si	1,011	1,002	1,002	1,003	1,005	0,996	0,996	0,984
Fet	0,154	0,181	0,174	0,180	0,156	0,166	0,170	0,163
Mg	1,812	1,800	1,807	1,802	1,818	1,831	1,827	1,856
Mn	0,002	0,003	0,002	0,003	0,005	0,004	0,003	0,002
Ni	0,007	0,008	0,009	0,008	0,007	0,006	0,005	0,005
Fo	92,10	90,37	90,70	90,46	92,10	91,70	91,50	91,61
Fa	7,90	9,63	9,30	9,54	7,90	8,30	8,50	8,39
mg*	92,17	90,85	91,20	90,93	92,10	91,69	91,49	91,92

Echantillons	GM-92-COU1	GM-92-COU1	MG-91-8	MG-91-38	MG-91-38
	bo				
SiO2	40,79	40,95	41,02	41,4	41,18
FeOt	8,64	8,08	8,18	8,38	8,3
MgO	50,53	51,23	51,72	50,15	50,14
MnO	0,18	0,09	0,10	0,12	0,15
NiO	0,23	0,30	0,31	0,33	0,3
Total	100,37	100,65	101,33	100,38	100,07
Si	0,990	0,990	0,986	1,0035	1,0003
Fet	0,176	0,163	0,164	0,17	0,1685
Mg	1,828	1,846	1,853	1,812	1,8153
Mn	0,004	0,002	0,002	0,0025	0,0031
Ni	0,005	0,006	0,006	0,0064	0,0058
Fo	90,87	91,52	91,50	91,02	91,09
Fa	9,13	8,48	8,50	8,98	8,91
mg*	91,24	91,87	91,85	91,42	91,51

Compositions chimiques
des olivines
des harzburgites
de type C

Harzburgites P

Echantillons	MG-91-216			TRI 3			GM-92-512		
	co	bo	recrystall.	co	bo	recrystall.	co	bo	
SiO ₂	40,76	40,83	41,04	41,00	40,82	40,39	41,25	41,31	41,18
FeO _t	9,06	8,98	8,80	9,45	9,19	9,69	9,97	8,01	8,41
MgO	48,92	48,77	49,09	48,62	48,64	48,38	48,81	50,96	50,19
MnO	0,18	0,10	0,14	0,15	0,11	0,14	0,19	0,18	0,06
NiO	0,38	0,27	0,35	0,31	0,28	0,32	0,31	0,23	0,23
Total	99,30	98,95	99,42	99,53	99,04	98,92	100,53	100,69	100,07
Si	1,002	1,005	1,005	1,006	1,005	1,000	1,004	0,998	1,000
Fet	0,186	0,185	0,180	0,194	0,189	0,201	0,203	0,162	0,171
Mg	1,793	1,789	1,792	1,778	1,785	1,786	1,771	1,834	1,817
Mn	0,004	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003	0,004	0,004	0,001
Ni	0,008	0,005	0,007	0,006	0,006	0,006	0,006	0,005	0,005
Fo	90,08	90,31	90,42	89,74	90,06	89,48	89,27	91,52	91,14
Fa	9,92	9,69	9,58	10,26	9,94	10,52	10,73	8,48	8,86
mg*	90,59	90,64	90,86	90,17	90,41	89,89	89,72	91,89	91,40

Harzburgites P

Echantillons	GM-92-512		GM-92-493		GM-92-514		GM-92-514	
	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo
SiO ₂	40,81	40,53	40,84	41,15	41,39	41,11	41,36	41,28
FeO _t	8,32	8,85	8,93	8,46	8,97	7,63	7,78	7,91
MgO	50,54	49,53	49,89	50,49	50,42	51,80	51,20	51,13
MnO	0,08	0,20	0,16	0,15	0,22	0,04	0,20	0,17
NiO	0,24	0,25	0,30	0,27	0,25	0,21	0,32	0,32
Total	99,99	99,36	100,12	100,52	101,25	100,79	100,86	100,81
Si	0,993	0,995	0,995	0,996	0,997	0,989	0,996	0,994
Fet	0,169	0,182	0,182	0,171	0,181	0,153	0,157	0,159
Mg	1,833	1,812	1,812	1,822	1,811	1,857	1,837	1,835
Mn	0,002	0,004	0,003	0,003	0,005	0,001	0,004	0,004
Ni	0,005	0,005	0,006	0,005	0,005	0,004	0,006	0,006
Fo	91,26	90,48	90,46	91,02	90,50	92,14	91,68	91,57
Fa	8,74	9,52	9,54	8,98	9,50	7,86	8,32	8,43
mg*	91,55	90,89	90,88	91,40	90,93	92,37	92,15	92,02

Dunites

Echantillons	ARC 838		DR 15-6		DR 15-6		DR 8-2		MG-91-46A
	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	
SiO ₂	40,71	40,91	41,16	40,40	40,13	40,27	40,38	40,49	40,50
FeO _t	9,59	9,17	9,27	13,61	13,92	13,86	11,45	11,44	12,39
MgO	49,55	49,28	49,07	45,68	44,87	45,31	47,21	46,78	47,09
CaO	0,12	0,08	0,18	0,06	0,11	0,04	0,06	0,02	0,08
MnO	0,06	0,13	0,11	0,14	0,19	0,07	0,20	0,23	0,07
NiO	0,29	0,35	0,26	0,21	0,32	0,28	0,31	0,33	0,27
Total	100,32	99,92	100,05	100,10	99,54	99,83	99,61	99,29	100,40
Si	0,993	1,001	1,005	1,006	1,007	1,007	1,001	1,007	0,999
Fet	0,196	0,188	0,189	0,283	0,292	0,290	0,237	0,238	0,256
Mg	1,802	1,797	1,786	1,695	1,678	1,688	1,744	1,734	1,731
Ca	0,003	0,002	0,005	0,002	0,003	0,001	0,002	0,001	0,002
Mn	0,001	0,003	0,002	0,003	0,004	0,001	0,004	0,005	0,002
Ni	0,006	0,007	0,005	0,004	0,006	0,006	0,006	0,007	0,005
Fo	89,9	90,11	90,08	85,7	85,2	85,3	88	87,9	86,84
Fa	10,1	9,89	9,92	14,3	14,8	14,7	12	12,1	13,16
mg*	90,21	90,54	90,42	85,69	85,18	85,34	88,04	87,93	87,13

Compositions chimiques des olivines des harzburgites P et des dunites

Echantillons	MG-91-46A	MG-91-46A	MG-91-114	MG-91-114	MG-91-114	MG-91-114	MG-91-256	MG-91-256	MG-91-256
	co	bo	co	bo	recristall.	bo	recristall.	co	co
SiO2	40,43	40,08	40,13	40,45	40,14	40,14	40,26	40,66	40,71
FeO	12,58	12,26	12,70	12,21	12,40	12,40	12,90	11,77	11,52
MgO	46,11	47,15	46,32	47,05	46,70	46,63	46,23	47,48	47,41
CaO	0,03	0,11	0,09	0,08	0,11	0,09	0,10	0,04	0,05
MnO	0,08	0,24	0,22	0,19	0,17	0,16	0,29	0,17	0,12
NiO	0,27	0,26	0,26	0,18	0,28	0,11	0,37	0,24	0,39
Total	99,50	100,10	99,72	100,16	99,80	99,21	100,15	100,36	100,20
Si	1,006	0,993	1,000	1,000	0,998	1,001	1,000	1,001	1,003
Fet	0,262	0,254	0,265	0,252	0,258	0,253	0,268	0,242	0,237
Mg	1,711	1,740	1,721	1,734	1,731	1,736	1,712	1,742	1,741
Ca	0,001	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,001	0,001
Mn	0,002	0,005	0,005	0,004	0,004	0,003	0,006	0,004	0,003
Ni	0,006	0,005	0,005	0,004	0,006	0,002	0,007	0,005	0,008
Fo	86,42	86,83	86,23	86,97	86,63	87,03	85,88	87,42	87,55
Fa	13,58	13,17	13,77	13,03	13,37	12,97	14,12	12,58	12,45
mg*	86,72	87,27	86,66	87,29	87,03	87,28	86,46	87,79	88,00

Echantillons	MG-91-256	GM-92-286	GM-92-286	GM-92-490	GM-92-490	MG-91-40	MG-91-40	MG-91-40	DR 18	DR 18	DR 18	DR 18
	bo					co	bo	bo	co	bo	co	co
SiO2	40,65	41,23	40,57	40,51	40,51	41,25	40,76	40,97	40,88	40,97	40,88	41,25
FeO	11,78	8,04	8,41	11,21	10,31	9,82	10,20	10,53	10,25	10,53	10,25	10,34
MgO	46,84	50,87	50,97	48,77	48,00	48,92	48,43	48	48,50	48	48,50	48,78
CaO	0,09	0,03	0,00	0,11	0,06	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MnO	0,15	0,21	0,19	0,19	0,16	0,10	0,24	0,14	0,20	0,14	0,20	0,11
NiO	0,47	0,38	0,39	0,30	0,29	0,28	0,21	0,3	0,33	0,3	0,33	0,29
Total	99,98	100,76	100,53	101,09	99,51	100,43	99,87	99,97	100,19	99,97	100,19	100,80
Si	1,005	0,996	0,985	0,990	1,003	1,005	1,001	1,007	1,003	1,007	1,003	1,004
Fet	0,244	0,162	0,171	0,229	0,213	0,200	0,209	0,216	0,210	0,216	0,210	0,210
Mg	1,727	1,832	1,846	1,777	1,763	1,776	1,772	1,758	1,773	1,758	1,773	1,769
Ca	0,002	0,001	-	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Mn	0,003	0,004	0,004	0,004	0,003	0,002	0,005	0,003	0,004	0,003	0,004	0,002
Ni	0,009	0,007	0,008	0,006	0,006	0,005	0,004	0,006	0,007	0,006	0,007	0,006
Fo	87,08	91,33	91,01	88,15	88,84	89,53	89,02	88,92	89,40	88,92	89,40	89,40
Fa	12,92	8,67	8,99	11,85	11,16	10,47	10,98	11,08	10,60	11,08	10,60	10,60
mg*	87,63	91,86	91,53	88,58	89,25	89,87	89,43	89,06	89,41	89,06	89,41	89,39

Echantillons	GM-92-Coul	GM-92-Coul	GM-92-Coul	GM-92-Coul	DR 4	DR 4	DR 2	DR 2	DR 2
			co	bo			co	bo	
SiO2	56,16	56,09	55,86	56,18	57,33	56,99	56,77	56,65	56,61
TiO2	-	0,07	0,08	0,04	0,04	0,01	0,10	-	0,01
Al2O3	2,37	2,49	2,34	2,47	2,08	2,39	2,12	2,14	2,19
Cr2O3	0,53	0,46	0,47	0,67	0,54	0,52	0,61	0,82	0,74
FeOt	5,15	5,35	5,02	5,28	5,61	5,26	5,07	4,84	4,94
MnO	0,20	0,13	0,15	0,22	0,12	0,10	0,12	-	0,05
MgO	34,84	34,77	35,12	34,71	34,28	33,93	34,10	34,48	34,17
CaO	0,64	0,58	0,63	0,55	0,67	0,72	0,72	0,73	0,70
Na2O	0,03	0,02	0,03	0,06	0,04	0,05	0,02	-	0,02
NiO	0,11	0,07	0,05	0,07	0,11	0,15	0,12	0,17	0,04
Total	100,09	100,02	99,77	100,26	100,81	100,13	99,80	99,83	99,47
Si	1,932	1,930	1,927	1,930	1,957	1,956	1,955	1,949	1,953
Al	0,096	0,101	0,095	0,100	0,084	0,097	0,086	0,087	0,089
Cr	0,015	0,012	0,013	0,018	0,015	0,014	0,017	0,022	0,020
Ti	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,003	-	0,000
Fet	0,148	0,154	0,145	0,152	0,160	0,151	0,146	0,139	0,143
Mn	0,006	0,004	0,005	0,006	0,003	0,003	0,004	-	0,001
Mg	1,787	1,784	1,805	1,777	1,744	1,735	1,750	1,768	1,757
Ca	0,024	0,021	0,023	0,020	0,025	0,027	0,027	0,027	0,026
Na	0,002	0,002	0,002	0,004	0,003	0,003	0,001	-	0,001
Ni	0,003	0,002	0,001	0,002	0,003	0,004	0,003	0,005	0,001
En	90,96	90,86	91,28	90,88	90,41	90,70	91,00	91,42	91,23
Fs	7,84	8,05	7,55	8,09	8,29	7,89	7,59	7,19	7,42
Wo	1,20	1,09	1,18	1,03	1,30	1,41	1,40	1,40	1,35
mg*	92,34	92,05	92,58	92,13	91,60	91,99	92,30	93,34	92,47

Echantillons	DR 2	DR15-5	DR15-5	MG-91-172	MG-91-172	MG-91-172	MG-91-172	OVRK 148
				co	bo			
SiO2	56,64	56,16	56,14	56,27	56,04	56,32	56,56	55,65
TiO2	0,04	0,13	0,19	0,04	0,01	0,04	0,02	-
Al2O3	2,19	2,49	2,53	1,97	2,00	2,03	1,96	2,38
Cr2O3	0,50	0,67	0,39	0,42	0,69	0,42	0,50	0,79
FeOt	5,02	5,86	5,68	5,37	5,35	5,68	5,36	5,17
MnO	0,15	0,15	0,10	0,14	0,13	0,10	0,05	0,23
MgO	34,27	33,64	33,17	34,31	33,90	34,15	34,44	33,87
CaO	0,77	0,65	0,68	0,60	0,62	0,68	0,58	0,91
Na2O	0,04	0,04	0,08	-	0,04	0,03	0,02	0,01
NiO	-	-	0,11	0,11	0,03	0,09	0,08	0,02
Total	99,64	99,85	99,11	99,23	98,82	99,55	99,57	99,02
Si	1,952	1,940	1,951	1,951	1,951	1,949	1,953	1,934
Al	0,089	0,101	0,104	0,080	0,082	0,083	0,080	0,098
Cr	0,014	0,018	0,011	0,011	0,019	0,012	0,014	0,022
Ti	0,001	0,003	0,005	0,001	-	0,001	0,001	0,000
Fet	0,145	0,169	0,165	0,156	0,156	0,164	0,155	0,150
Mn	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,003	0,001	0,007
Mg	1,760	1,732	1,718	1,773	0,760	1,761	1,772	1,754
Ca	0,028	0,024	0,025	0,022	0,023	0,025	0,022	0,034
Na	0,003	0,003	0,005	-	0,003	0,002	0,001	0,001
Ni	-	-	0,003	0,003	0,001	0,003	0,002	0,001
En	91,05	89,97	90,04	90,70	90,60	90,15	90,89	90,18
Fs	7,50	8,78	8,65	8,17	8,21	8,56	8,00	8,07
Wo	1,45	1,25	1,31	1,13	1,20	1,29	1,11	1,75
mg*	92,39	91,11	91,24	91,93	91,87	91,47	91,97	92,12

Echantillons	OVRK 148	MG-91-38	MG-91-38	MG-91-8	MG-91-8	MG-91-8
				co	bo	
SiO2	56,53	56,82	56,93	57,19	56,74	56,54
TiO2	0,08	0,06	0,03	0,03	0,02	0,06
Al2O3	2,42	2,43	2,44	2,20	2,22	2,06
Cr2O3	0,68	0,61	0,56	0,52	0,65	0,62
FeOt	5,52	5,33	4,81	5,36	5,17	5,19
MnO	0,14	0	0,16	0,16	0,04	0,14
MgO	34,26	34,54	34,73	35,30	35,01	35,04
CaO	0,85	0,69	0,82	0,71	0,84	0,81
Na2O	0,04	0,02	0	0,02	0,04	0,07
NiO	0,01	0,11	0,08	0,09	0,10	0,17
Total	100,54	100,65	100,56	101,58	100,86	100,72
Si	1,936	1,9418	1,944	1,938	1,937	1,935
Al	0,098	0,0979	0,098	0,088	0,089	0,083
Cr	0,018	0,0165	0,015	0,014	0,017	0,017
Ti	0,002	0,0016	0,001	0,001	0,001	0,001
Fet	0,158	0,1524	0,137	0,152	0,148	0,148
Mn	0,004	0	0,005	0,005	0,001	0,004
Mg	1,748	1,7594	1,767	1,783	1,781	1,787
Ca	0,031	0,0252	0,030	0,026	0,031	0,030
Na	0,003	0,0013	-	0,001	0,003	0,004
Ni	-	0,003	0,002	0,003	0,003	0,005
En	90,06	90,83	91,15	90,72	90,85	90,74
Fs	8,35	7,87	7,31	7,97	7,58	7,75
Wo	1,60	1,3	1,54	1,31	1,57	1,50
mg*	91,71	92,03	92,80	92,15	92,35	92,35

Compositions chimiques
des orthopyroxènes
des harzburgites C

Harzburgites P

Echantillons	MG-91-216	MG-91-216	MG-91-216	Tri 3	Tri 3	GM-92-512	GM-92-512	GM-92-512
		co	bo	co	bo			co
SiO2	55,38	55,31	55,58	55,90	55,31	55,91	56,70	55,73
TiO2	0,22	0,21	0,20	0,26	0,25	0,04	0,08	0,02
Al2O3	3,59	3,38	3,62	2,67	2,94	2,71	2,71	2,78
Cr2O3	0,76	0,86	0,79	0,65	0,71	0,71	0,62	0,80
FeO	5,73	5,81	5,52	6,09	6,11	5,11	5,20	5,29
MnO	0,16	0,16	0,21	0,11	0,16	0,13	0,14	0,14
MgO	32,47	32,08	32,22	33,12	32,25	34,27	34,31	34,16
CaO	0,97	1,08	0,98	1,08	1,07	0,93	0,88	0,87
Na2O	0,17	0,19	0,19	0,18	0,21	0,18	0,19	0,16
NiO	-	0,12	0,12	0,16	0,28	0,09	0,20	0,14
Total	99,45	99,20	99,44	100,25	99,31	100,08	101,05	100,09
Si	1,922	1,927	1,928	1,931	1,93	1,926	1,933	1,922
Al	0,147	0,139	0,148	0,109	0,121	0,110	0,109	0,113
Cr	0,021	0,024	0,022	0,018	0,02	0,020	0,017	0,022
Ti	0,006	0,005	0,005	0,007	0,007	0,001	0,002	-
Fet	0,166	0,169	0,160	0,176	0,178	0,147	0,148	0,153
Mn	0,005	0,005	0,006	0,003	0,005	0,004	0,004	0,004
Mg	1,680	1,666	1,666	1,705	1,677	1,759	1,744	1,756
Ca	0,036	0,040	0,036	0,040	0,04	0,034	0,032	0,032
Na	0,012	0,013	0,013	0,012	0,014	0,012	0,013	0,011
Ni	-	0,003	0,003	0,005	0,008	0,002	0,006	0,004
En	89,03	88,61	89,16	88,61	88,26	90,47	90,43	90,29
Fs	9,06	9,25	8,89	9,31	9,64	7,77	7,89	8,06
Wo	1,91	2,14	1,95	2,08	2,11	1,76	1,67	1,65
mg*	90,99	90,78	91,23	90,65	90,39	92,27	92,16	92,00

Harzburgites P

Echantillons	GM-92-512	GM-92-493	GM-92-493	GM-92-493	GM-92-493	GM-92-514	GM-92-514	GM-92-514	GM-92-514
	bo	co	bo	bo	bo	co	bo	bo	bo
SiO2	56,49	55,60	55,88	56,16	55,70	56,01	56,30	56,46	56,09
TiO2	0,05	0,09	0,19	0,16	0,11	0,11	0,06	0,09	0,06
Al2O3	2,64	3,12	2,96	3,12	3,12	2,01	2,07	2,01	2,10
Cr2O3	0,68	0,88	0,81	0,66	0,80	0,70	0,58	0,76	0,70
FeO	4,97	5,47	5,06	5,33	5,78	5,19	5,07	5,41	5,23
MnO	0,23	0,10	0,05	0,13	0,23	0,11	0,13	0,15	0,19
MgO	34,34	34,10	34,03	33,69	33,48	34,59	34,65	34,49	34,55
CaO	0,87	0,88	0,81	0,94	0,88	0,98	0,86	0,85	0,84
Na2O	0,16	0,11	0,12	0,15	0,14	0,13	0,10	0,11	0,18
NiO	0,05	0,03	0,02	0,07	0,09	0,04	0,11	0,01	0,11
Total	100,49	100,32	99,91	100,42	100,33	99,90	99,93	100,33	100,05
Si	1,935	1,913	1,924	1,927	1,919	1,934	1,940	1,940	1,934
Al	0,107	0,126	0,120	0,126	0,127	0,082	0,084	0,081	0,085
Cr	0,018	0,022	0,021	0,018	0,022	0,019	0,016	0,021	0,019
Ti	0,001	0,002	0,005	0,004	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002
Fet	0,142	0,158	0,146	0,153	0,167	0,150	0,150	0,156	0,151
Mn	0,007	0,003	0,002	0,004	0,007	0,003	0,004	0,004	0,006
Mg	1,753	1,749	1,747	1,723	1,719	1,780	1,779	1,767	1,776
Ca	0,032	0,032	0,030	0,035	0,033	0,036	0,032	0,031	0,031
Na	0,011	0,007	0,008	0,010	0,010	0,009	0,006	0,007	0,012
Ni	0,001	0,001	0,001	0,002	0,003	0,001	0,003	-	0,003
En	90,64	90,06	90,78	90,02	89,32	90,38	90,74	90,23	90,45
Fs	7,72	8,27	7,66	8,18	9,00	7,79	7,63	8,16	7,97
Wo	1,65	1,67	1,56	1,80	1,69	1,84	1,62	1,60	1,58
mg*	92,49	91,74	92,30	91,85	91,17	92,23	92,42	91,91	92,17

Dunite

Echantillons	MG-91-46A	MG-91-40
SiO2	54,01	56,10
TiO2	0,38	0,16
Al2O3	3,64	2,99
Cr2O3	0,60	0,40
FeO	7,99	6,42
MnO	0,07	0,11
MgO	31,67	33,50
CaO	0,93	0,64
Na2O	0,10	0,08
NiO	0,06	0,10
Total	99,43	100,49
Si	1,897	1,930
Al	0,151	0,121
Cr	0,017	0,011
Ti	0,010	0,004
Fet	0,235	0,185
Mn	0,002	0,003
Mg	1,658	1,718
Ca	0,035	0,024
Na	0,007	0,006
Ni	0,002	0,003
En	85,92	89,05
Fs	12,27	9,73
Wo	1,81	1,22
mg*	87,60	90,29

Compositions chimiques
des orthopyroxènes
des harzburgites P
et des dunites

Echantillons	GM-92-CouI	GM-92-CouI	GM-92-CouI	GM-92-CouI	GM-92-CouI	DR15.3	DR15.4	DR15.4	DR 4
	co	bo							co
SiO2	53,09	53,12	53,05	53,98	53,06	53,11	53,70	53,95	54,39
TiO2	0,08	0,03	0,04	0,10	-	0,21	0,10	0,08	0,06
Al2O3	2,37	2,45	2,46	2,39	2,32	2,87	2,04	2,37	2,44
Cr2O3	0,65	0,84	0,66	0,62	0,63	1,35	1,28	1,25	0,94
FeOt	2,29	2,17	2,27	2,21	2,07	2,14	2,17	2,11	2,23
MnO	0,13	0,02	0,08	0,01	0,06	0,03	0,05	0,42	0,09
MgO	17,89	18,03	17,62	17,94	17,72	17,30	16,80	17,14	17,36
CaO	22,73	23,05	22,76	22,54	22,90	21,96	22,33	21,57	22,40
Na2O	0,45	0,42	0,35	0,36	0,47	0,63	0,82	0,99	0,49
K2O	0,02	0,01	0,03	-	-	0,01	-	0,07	-
NiO	0,07	0,03	0,14	0,01	0,09	0,09	0,04	0,02	0,11
Total	99,77	100,17	99,46	100,15	99,31	99,70	99,33	99,97	100,51
Si	1,926	1,916	1,932	1,949	1,932	1,929	1,960	1,953	1,958
AlIV	0,074	0,084	0,068	0,051	0,068	0,071	0,040	0,047	0,042
AlVI	0,027	0,020	0,038	0,051	0,032	0,052	0,047	0,054	0,061
Cr	0,019	0,024	0,019	0,018	0,018	0,039	0,037	0,036	0,027
Ti	0,002	0,001	0,001	0,003	0,000	0,006	0,003	0,002	0,002
Fet	0,063	0,065	0,065	0,067	0,058	0,063	0,065	0,061	0,067
Mn	0,004	0,001	0,002	-	0,002	0,001	0,002	0,013	0,003
Mg	0,967	0,969	0,956	0,965	0,962	0,937	0,914	0,925	0,931
Ca	0,884	0,891	0,888	0,872	0,894	0,855	0,873	0,837	0,864
Na	0,032	0,029	0,025	0,025	0,033	0,044	0,058	0,069	0,034
K	0,001	-	0,001	-	-	-	-	0,003	-
Ni	0,002	0,001	0,004	-	0,003	0,003	0,001	0,001	0,003
CaTs	2,70	2,00	3,80	4,60	3,20	5,20	3,50	4,30	3,90
Jd	-	-	-	0,50	-	-	1,30	0,80	0,70
En	50,42	50,31	50,03	50,71	50,24	50,48	49,30	50,38	49,92
Fs	3,49	3,43	3,51	3,47	3,08	3,45	3,61	4,03	3,75
Wo	46,09	46,26	46,46	45,82	46,68	46,07	47,09	45,59	46,33
mg*	93,88	93,71	93,63	93,60	94,41	93,70	93,36	93,81	93,29

Echantillons	DR 4	DR 4	MG-91-172	MG-91-172	MG-91-172	OVRK 148	MG-91-8	MG-91-38	MG-91-38
	bo			co	bo				
SiO2	54,31	54,15	53,33	52,51	53,43	53,14	54,17	54,70	53,22
TiO2	0,16	0,02	0,01	0,09	0,21	-	0,04	0,03	0,01
Al2O3	2,60	2,43	2,12	2,46	2,47	2,43	2,57	2,48	2,38
Cr2O3	1,02	0,95	0,92	0,85	0,99	1,01	1,23	0,87	0,69
FeOt	2,06	2,08	2,30	2,41	2,03	2,23	2,21	2,13	2,01
MnO	0,03	0,17	0,09	0,13	0,14	-	0,11	0,08	0,03
MgO	17,16	17,19	17,54	17,29	17,55	17,28	17,81	17,52	17,25
CaO	22,56	22,62	21,85	22,35	22,01	22,06	21,47	22,93	22,33
Na2O	0,59	0,53	0,45	0,61	0,53	0,52	0,82	0,35	0,34
K2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	0,04	0,01
NiO	0,09	-	0,01	-	0,35	-	0,04	0,05	0,05
Total	100,59	100,15	98,63	98,71	99,72	98,68	100,47	101,16	98,32
Si	1,953	1,957	1,957	1,927	1,941	1,949	1,947	1,956	1,957
AlIV	0,047	0,043	0,043	0,073	0,059	0,051	0,053	0,044	0,043
AlVI	0,064	0,061	0,049	0,033	0,046	0,054	0,056	0,061	0,060
Cr	0,029	0,027	0,027	0,025	0,028	0,029	0,035	0,025	0,020
Ti	0,004	0,001	0,000	0,002	0,006	0,000	0,001	0,001	-
Fet	0,062	0,063	0,071	0,067	0,060	0,069	0,064	0,064	0,062
Mn	0,001	0,005	0,003	0,004	0,004	-	0,003	0,002	0,001
Mg	0,920	0,926	0,959	0,945	0,950	0,945	0,954	0,934	0,945
Ca	0,870	0,876	0,859	0,879	0,857	0,867	0,827	0,878	0,880
Na	0,041	0,037	0,032	0,043	0,037	0,037	0,057	0,024	0,024
K	-	-	-	-	-	-	-	0,002	-
Ni	0,003	-	-	-	0,010	-	0,001	0,001	0,002
CaTs	3,80	4,20	4,30	3,30	4,60	5,10	5,00	4,2	4,3
Jd	1,20	1,00	0,50	-	-	0,30	0,60	0	0,4
En	49,68	49,52	50,69	49,84	50,77	50,26	51,60	49,77	50,07
Fs	3,40	3,64	3,91	3,80	3,42	3,62	3,52	3,45	3,30
Wo	46,92	46,84	45,40	46,36	45,81	46,12	44,88	46,78	46,63
mg*	93,69	93,63	93,11	93,29	94,06	93,29	93,62	93,59	93,84

Echant.	GM-92-512	GM-92-512	GM-92-512	GM-92-512	GM-92-493	GM-92-493	GM-92-493	GM-92-493	GM-92-493	GM-92-493	GM-92-514	
			co	bo spongieux			co	bo		co	bo spongieux	co
SiO2	53,38	53,04	53,14	52,47	52,58	52,57	52,53	52,19	53,19	52,50	52,95	
TiO2	0,12	0,16	0,03	0,09	0,33	0,36	0,42	0,40	0,38	0,60	0,17	
Al2O3	4,51	4,36	4,17	2,65	4,77	4,70	4,95	4,86	4,61	3,03	3,60	
Cr2O3	1,97	1,94	1,93	2,17	1,54	1,56	1,55	1,60	1,57	1,78	1,90	
FeOt	2,93	3,00	2,46	2,66	3,22	2,94	3,14	2,78	3,06	3,13	2,81	
MnO	0,13	0,19	0,12	0,02	0,06	0,10	0,06	0,07	0,02	0,02	0,14	
MgO	16,41	16,12	15,90	17,66	16,18	16,46	16,27	16,07	16,39	17,44	16,71	
CaO	18,27	18,43	18,65	19,94	18,92	18,50	19,18	18,91	18,89	20,21	19,18	
Na2O	1,95	1,96	1,93	0,69	1,86	1,78	1,86	1,93	1,87	0,70	1,60	
K2O	0,01	0,03	-	-	-	0,05	-	0,02	0,03	0,03	0,02	
NiO	0,05	0,02	-	0,08	0,04	0,05	0,11	0,07	0,08	0,03	0,03	
Total	99,74	99,24	98,33	98,43	99,49	99,07	100,07	98,87	100,09	99,47	99,13	
Si	1,929	1,928	1,947	1,930	1,907	1,912	1,895	1,903	1,917	1,916	1,929	
AlIV	0,071	0,072	0,053	0,070	0,093	0,088	0,105	0,097	0,083	0,084	0,071	
AlVI	0,121	0,115	0,127	0,046	0,111	0,114	0,106	0,112	0,113	0,046	0,084	
Cr	0,056	0,056	0,056	0,063	0,044	0,045	0,044	0,046	0,045	0,051	0,055	
Ti	0,003	0,004	0,001	0,003	0,009	0,010	0,011	0,011	0,010	0,017	0,005	
Fet	0,086	0,088	0,075	0,082	0,092	0,086	0,088	0,079	0,088	0,095	0,082	
Mn	0,004	0,006	0,004	-	0,002	0,003	0,002	0,002	0,001	-	0,004	
Mg	0,884	0,873	0,868	0,968	0,875	0,892	0,875	0,873	0,880	0,948	0,907	
Ca	0,707	0,718	0,732	0,786	0,736	0,721	0,741	0,739	0,729	0,790	0,749	
Na	0,137	0,138	0,137	0,049	0,130	0,126	0,130	0,136	0,130	0,050	0,113	
K	0,001	0,001	-	-	-	0,003	-	0,001	0,002	0,001	0,001	
Ni	0,002	0,001	-	0,002	0,001	0,002	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001	
CaTs	6,50	6,30	5,10	4,60	7,50	6,80	8,20	7,50	6,30	4,60	6,20	
Jd	5,50	5,00	7,60	-	3,60	4,30	2,30	3,60	4,80	-	2,10	
En	52,59	51,81	51,70	52,72	51,32	52,44	51,29	51,57	51,83	51,72	52,10	
Fs	5,35	5,58	4,70	4,47	5,51	5,17	5,28	4,78	5,24	5,18	4,88	
Wo	42,06	42,61	43,60	42,81	43,17	42,39	43,43	43,65	42,93	43,10	43,02	
mg*	91,13	90,84	92,05	92,19	90,49	91,30	90,86	91,70	90,91	90,89	91,80	

Echant.	GM-92-514	GM-92-514	GM-92-514	MG-91-216	MG-91-216	Tri 3	Tri 3	Tri 3
	bo			co				
SiO2	53,70	52,91	52,70	51,73	51,96	51,92	52,42	52,03
TiO2	0,13	0,13	0,16	0,75	0,63	0,86	0,67	0,84
Al2O3	3,56	3,50	3,45	5,63	5,49	5,19	5,07	5,03
Cr2O3	1,95	2,00	2,02	1,98	1,93	1,87	1,80	1,76
FeOt	2,72	2,66	2,69	3,22	2,93	3,51	3,74	3,70
MnO	0,14	0,07	0,07	0,18	0,15	0,09	0,15	0,10
MgO	16,71	16,64	16,83	15,19	15,59	16,23	16,49	16,17
CaO	18,98	19,65	19,06	17,81	18,11	17,66	18,15	17,74
Na2O	1,65	1,63	1,67	2,11	2,04	2,08	2,15	2,01
K2O	0,02	-	0,02	-	-	0,03	0,03	-
NiO	0,05	0,08	0,05	0,02	0,06	0,02	0,11	0,07
Total	99,61	99,26	98,72	98,62	98,89	99,46	100,78	99,46
Si	1,946	1,925	1,926	1,896	1,897	1,885	1,879	1,891
AlIV	0,054	0,075	0,074	0,104	0,103	0,115	0,121	0,109
AlVI	0,098	0,075	0,075	0,140	0,133	0,107	0,093	0,106
Cr	0,056	0,057	0,058	0,057	0,056	0,054	0,051	0,051
Ti	0,003	0,003	0,004	0,021	0,017	0,023	0,018	0,023
Fet	0,081	0,076	0,076	0,097	0,086	0,101	0,101	0,107
Mn	0,004	0,002	0,002	0,006	0,005	0,003	0,005	0,003
Mg	0,902	0,903	0,917	0,830	0,848	0,878	0,881	0,876
Ca	0,737	0,766	0,746	0,700	0,708	0,687	0,697	0,691
Na	0,116	0,115	0,118	0,150	0,144	0,146	0,149	0,142
K	0,001	-	0,001	-	-	0,001	0,001	-
Ni	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,003	0,002
CaTs	4,70	6,80	6,50	6,20	6,90	6,90	8,50	6,30
Jd	5,00	0,80	0,90	7,70	6,40	3,70	0,70	4,30
En	52,32	51,69	52,64	50,83	51,46	52,64	52,28	52,24
Fs	4,93	4,46	4,54	6,31	5,58	6,17	6,36	6,56
Wo	42,75	43,85	42,82	42,86	42,96	41,19	41,36	41,20
mg*	91,76	92,24	92,25	89,54	90,70	89,78	89,62	89,11

Compositions chimiques des clinopyroxènes des harzburgites P

Echantillons	DR 15-3	DR 15-3	DR 15-3	DR 15-4	DR 15-4	DR 4
	co	bo		co	bo	
SiO2	0,00	-	0,01	0,07	0,10	0,01
TiO2	0,27	0,30	0,25	0,13	0,19	0,08
Al2O3	31,13	30,65	31,12	20,74	20,71	31,06
Cr2O3	39,58	39,24	39,18	49,37	49,61	39,05
FeO	11,92	11,54	11,63	13,03	12,19	11,99
Fe2O3	0,24	0,73	1,15	2,07	2,76	1,92
MnO	0,06	0,23	0,12	0,18	0,20	0,20
MgO	16,42	16,41	16,66	14,62	15,42	16,38
NiO	0,17	0,24	0,09	0,11	0,10	0,17
Total	99,79	99,34	100,21	100,32	101,28	100,86
Si	-	-	0,000	0,016	0,024	0,000
Ti	0,048	0,056	0,040	0,024	0,032	0,016
Al	8,552	8,464	8,512	5,976	5,896	8,472
Cr	7,296	7,272	7,184	9,544	9,472	7,144
Fe2+	2,324	2,260	2,256	2,665	2,460	2,320
Fe3+	0,042	0,130	0,201	0,381	0,500	0,334
Mn	0,008	0,050	0,024	0,040	0,040	0,040
Mg	5,704	5,728	5,760	5,328	5,552	5,648
Ni	0,032	0,048	0,016	0,024	0,016	0,032
mg*	71,05	71,71	71,85	66,66	69,30	70,88
cr*	46,04	46,21	45,77	61,49	61,63	45,75

Echantillons	DR 4	DR 2	DR 2	DR 2	MG-91-172	MG-91-172	MG-91-172	MG-91-172
					co	bo		
SiO2	0,07	0,04	0,09	0,00	0,00	0,07	0,01	0,03
TiO2	0,17	0,06	0,16	0,11	0,08	0,05	0,05	0,07
Al2O3	30,08	28,71	29,26	29,34	30,07	30,71	30,07	31,06
Cr2O3	39,90	40,76	41,32	41,44	38,41	38,21	38,25	38,25
FeO	11,93	10,72	10,51	11,23	11,51	11,47	11,60	10,47
Fe2O3	2,43	1,95	2,25	1,63	2,41	2,30	2,74	2,53
MnO	0,11	0,21	0,23	0,19	0,20	0,20	0,12	0,24
MgO	16,57	16,63	17,34	16,71	16,19	16,35	16,21	17,12
NiO	0,14	0,20	0,23	0,12	0,17	0,11	0,22	0,15
Total	101,40	99,28	101,39	100,77	99,04	99,47	99,27	99,92
Si	0,016	0,008	0,024	0,000	0,000	0,016	0,003	0,007
Ti	0,032	0,008	0,024	0,016	0,013	0,009	0,010	0,013
Al	8,192	7,992	7,960	8,048	8,361	8,474	8,345	8,494
Cr	7,280	7,608	7,536	7,616	7,165	7,073	7,123	7,018
Fe2+	2,304	2,116	2,027	2,184	2,271	2,246	2,285	2,033
Fe3+	0,422	0,346	0,391	0,285	0,427	0,406	0,486	0,441
Mn	0,024	0,040	0,048	0,040	0,040	0,040	0,023	0,047
Mg	5,704	5,848	5,960	5,792	5,693	5,707	5,689	5,923
Ni	0,024	0,040	0,040	0,024	0,032	0,022	0,041	0,028
mg*	71,23	73,43	74,62	72,61	71,48	71,76	71,34	74,45
cr*	47,05	48,77	48,63	48,62	46,15	45,49	46,05	45,24

Echantillons	OVRK 148	GM-92-COU1	GM-92-COU1	GM-92-COU1	GM-92-COU1	MG-91-8	MG-91-38	MG-91-38
		co	bo					
SiO2	0,05	0,01	0,11	0,05	0,10	0,06	0,08	0,03
TiO2	0,03	-	0,03	0,06	0,03	0,05	0,00	0,12
Al2O3	28,28	34,83	36,65	36,54	36,28	28,49	33,29	33,38
Cr2O3	40,61	34,16	33,37	33,22	32,75	42,51	36,59	36,29
FeO	10,95	10,67	10,05	10,84	9,91	10,64	10,74	10,60
Fe2O3	2,35	2,74	2,68	2,80	3,07	2,68	1,86	2,01
MnO	0,19	0,25	0,12	0,23	0,17	0,25	0,18	0,21
MgO	16,40	17,39	18,35	17,81	18,17	17,16	17,21	17,38
NiO	0,04	0,11	0,08	0,22	0,23	0,16	0,17	0,27
Total	98,90	100,16	101,44	101,77	100,71	102,00	100,12	100,29
Si	0,008	0,003	0,025	0,011	0,022	0,013	0,019	0,007
Ti	0,008	-	0,006	0,010	0,005	0,008	0,000	0,021
Al	7,912	9,356	9,615	9,611	9,605	7,740	9,002	9,002
Cr	7,624	6,156	5,872	5,863	5,817	7,748	6,638	6,566
Fe2+	2,174	2,034	1,870	2,024	1,862	2,050	2,061	2,029
Fe3+	0,420	0,470	0,450	0,470	0,518	0,465	0,321	0,347
Mn	0,040	0,049	0,023	0,044	0,033	0,049	0,035	0,041
Mg	5,800	5,908	6,088	5,924	6,086	5,894	5,885	5,928
Ni	0,008	0,020	0,015	0,040	0,042	0,029	0,032	0,050
mg*	72,73	74,39	76,50	74,54	76,57	74,19	74,06	74,50
cr*	49,07	39,69	37,92	37,89	37,72	50,02	42,44	42,18

Compositions chimiques des spinelles des harzburgites C

Echant.	GM-92-514	GM-92-514	GM-92-514	MG-91-216	MG-91-216	TRI 3	TRI 3	GM-92-512
	co	bo		co	bo	co	bo	co
SiO2	0,03	0,03	0,10	0,04	0,07	0,02	0,08	0,02
Al2O3	21,40	21,77	21,56	33,53	33,68	28,17	28,48	28,69
FeO	11,61	10,61	11,19	11,36	10,99	12,20	12,03	11,42
Fe2O3	5,69	6,60	5,61	3,82	4,94	6,58	6,84	3,71
MgO	15,69	16,49	15,81	17,37	17,87	16,90	16,84	16,35
TiO2	0,52	0,40	0,41	0,98	0,98	1,67	1,54	0,15
MnO	0,24	0,19	0,29	0,14	0,15	0,14	0,25	0,07
Cr2O3	44,96	44,79	44,86	32,47	32,33	35,21	34,65	39,09
NiO	0,17	0,23	0,06	0,23	0,35	0,18	0,25	0,13
Total	100,31	101,11	99,89	99,94	101,36	101,07	100,96	99,63
Si	0,006	0,006	0,025	0,009	0,015	0,006	0,018	0,006
Al	6,120	6,146	6,175	9,073	8,981	7,741	7,825	7,976
Fe2+	2,357	2,127	2,274	2,182	2,080	2,379	2,346	2,253
Fe3+	1,039	1,191	1,025	0,660	0,841	1,155	1,201	0,659
Mg	5,676	5,889	5,725	5,945	6,027	5,872	5,852	5,748
Ti	0,094	0,073	0,075	0,170	0,167	0,293	0,270	0,027
Mn	0,049	0,040	0,060	0,026	0,030	0,028	0,048	0,015
Cr	8,627	8,483	8,617	5,894	5,783	6,490	6,387	7,291
Ni	0,033	0,044	0,012	0,042	0,063	0,034	0,047	0,025
mg*	70,66	73,47	71,57	73,15	74,34	71,16	71,38	71,84
cr*	58,50	57,99	58,25	39,38	39,17	45,61	44,94	47,75

Echant.	GM-92-512	GM-92-512	GM-92-493
	bo		
SiO2	0,09	0,03	0,03
Al2O3	29,31	28,68	32,74
FeO	10,69	10,85	10,46
Fe2O3	5,31	5,15	5,45
MgO	17,34	16,98	17,82
TiO2	0,23	0,18	0,53
MnO	0,21	0,09	0,14
Cr2O3	38,83	38,84	33,60
NiO	0,13	0,17	0,30
Total	102,14	100,97	101,07
Si	0,020	0,008	0,008
Al	7,920	7,865	8,793
Fe2+	2,050	2,112	1,993
Fe3+	0,916	0,901	0,934
Mg	5,927	5,889	6,050
Ti	0,040	0,032	0,090
Mn	0,041	0,019	0,027
Cr	7,040	7,145	6,052
Ni	0,025	0,032	0,056
mg*	74,30	73,61	75,22
cr*	47,06	47,60	40,77

compositions chimiques des spinelles des harzburgites P

Echantillons	ARC 838		ARC 838		DR 15-6		DR 8-2		DR 8-2		MG-91-40		MG-91-40		GM-92-490		GM-92-490	
	cu	bo	ARC 838	ARC 838	DR 15-6	DR 15-6	DR 8-2	DR 8-2	MG-91-40	MG-91-40	bo	MG-91-40	MG-91-40	MG-91-40	MG-91-40	GM-92-490	GM-92-490	
SiO2	0,08	0,04	0,10	0,10	0,04	0,10	0,02	0,07	0,05	0,06	0,01	0,01	0,01	0,12	0,04	0,04	0,04	
TiO2	0,67	0,72	0,77	0,51	0,62	0,51	0,91	0,87	0,28	0,27	0,23	0,23	0,66	0,66	0,63	0,63	0,63	
Al2O3	36,68	36,49	35,84	40,15	39,81	40,15	36,54	35,76	46,89	47,43	46,80	46,80	37,84	37,84	37,71	37,71	37,71	
Cr2O3	29,34	28,76	28,94	25,96	26,50	25,96	28,30	28,84	21,08	21,20	20,97	20,97	25,75	25,75	25,80	25,80	25,80	
FeO	11,43	10,79	10,92	16,22	15,95	16,22	14,80	14,87	11,16	10,91	10,46	10,46	12,55	12,55	11,90	11,90	11,90	
Fe2O3	5,42	5,42	5,20	2,35	2,35	2,05	3,74	4,70	2,19	2,37	2,56	2,56	7,16	7,16	7,02	7,02	7,02	
MnO	0,23	0,31	0,19	0,11	0,11	0,15	0,13	0,17	0,08	0,07	0,23	0,23	0,18	0,18	0,11	0,11	0,11	
MgO	17,78	17,92	17,70	14,75	15,04	14,75	15,46	15,47	18,66	19,08	18,94	18,94	17,12	17,12	17,42	17,42	17,42	
NiO	0,20	0,21	0,32	0,18	0,15	0,18	0,16	0,16	0,31	0,21	0,10	0,10	0,19	0,19	0,10	0,10	0,10	
Total	101,83	100,66	99,98	100,07	100,57	100,07	100,06	100,91	100,70	101,60	100,30	100,30	101,57	101,57	100,73	100,73	100,73	
Si	0,019	0,010	0,024	0,024	0,008	0,024	0,008	0,016	0,012	0,012	0,003	0,003	0,026	0,026	0,009	0,009	0,009	
Ti	0,112	0,120	0,132	0,088	0,104	0,088	0,160	0,152	0,045	0,043	0,037	0,037	0,112	0,112	0,107	0,107	0,107	
Al	9,643	9,690	9,592	10,752	10,616	10,752	9,880	9,632	11,919	11,920	11,912	11,912	9,974	9,974	9,989	9,989	9,989	
Cr	5,175	5,120	5,195	4,736	4,736	4,664	5,136	5,208	3,595	3,574	3,580	3,580	4,553	4,553	4,584	4,584	4,584	
Fe2+	2,132	2,030	2,074	3,017	3,017	3,081	2,840	2,842	2,012	1,946	1,889	1,889	2,347	2,347	2,237	2,237	2,237	
Fe3+	0,909	0,920	0,888	0,400	0,400	0,350	0,646	0,808	0,356	0,380	0,416	0,416	1,205	1,205	1,188	1,188	1,188	
Mn	0,044	0,060	0,036	0,024	0,024	0,032	0,024	0,032	0,015	0,013	0,042	0,042	0,053	0,053	0,022	0,022	0,022	
Mg	5,913	6,020	5,991	4,992	5,072	4,992	5,288	5,272	5,998	6,064	6,096	6,096	5,709	5,709	5,836	5,836	5,836	
Ni	0,036	0,040	0,059	0,032	0,024	0,032	0,032	0,032	0,053	0,036	0,017	0,017	0,034	0,034	0,019	0,019	0,019	
mg* cr*	73,50 34,9	74,78 34,6	74,28 35,1	61,84 30,3	62,70 30,8	61,84 30,3	65,06 34,2	64,97 35,1	74,88 23,2	75,71 23,1	76,34 23,1	76,34 23,1	70,86 31,3	70,86 31,3	72,29 31,5	72,29 31,5	72,29 31,5	

Echantillons	MG-91-114		MG-91-256		MG-91-256		MG-91-46A		MG-91-46A		MG-91-46A		MG-92-286		MG-92-286		DR18	
	cu	bo	MG-91-256	MG-91-256	MG-91-256	MG-91-46A	MG-91-46A	MG-91-46A	MG-91-46A	MG-91-46A	MG-91-46A	MG-92-286	MG-92-286	MG-92-286	MG-92-286	MG-92-286	DR18	DR18
SiO2	0,06	0,03	0,08	0,08	0,05	0,08	0,08	0,08	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,03	0,07	
TiO2	0,99	1,04	0,95	2,22	2,27	2,22	2,34	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,62	0,52	
Al2O3	34,81	31,46	31,94	31,62	33,49	31,62	31,75	52,27	33,49	33,49	31,75	51,75	51,75	23,25	23,25	23,25	25,69	
Cr2O3	25,45	26,46	24,91	27,58	26,54	27,58	26,80	15,91	26,54	26,54	16,51	16,51	34,76	36,86	36,86	34,76	35,51	
FeO	14,84	18,24	16,81	15,60	16,76	15,60	15,95	8,66	16,76	16,76	8,10	8,10	16,42	16,66	16,66	16,42	16,97	
Fe2O3	8,02	9,89	10,89	8,74	6,32	8,74	9,03	2,77	6,32	6,32	3,38	3,38	8,76	10,12	10,12	8,76	9,67	
MnO	0,13	0,22	0,11	0,12	0,11	0,12	0,14	0,08	0,11	0,11	0,06	0,06	0,21	0,26	0,26	0,21	0,19	
MgO	15,14	12,64	14,63	15,45	14,70	15,45	15,27	20,74	14,70	14,70	21,15	21,15	13,06	12,69	12,69	13,06	12,99	
NiO	0,18	0,13	0,32	0,28	0,25	0,28	0,32	0,20	0,25	0,25	0,34	0,34	0,16	0,06	0,06	0,16	0,09	
Total	99,62	100,11	99,15	101,69	100,49	101,69	101,68	100,84	100,49	100,49	101,39	101,39	99,89	100,55	100,55	101,70	101,70	
Si	0,014	0,006	0,020	0,018	0,012	0,018	0,020	0,031	0,012	0,012	0,013	0,013	0,024	0,008	0,008	0,016	0,016	
Ti	0,173	0,187	0,169	0,387	0,397	0,387	0,407	0,010	0,397	0,397	0,006	0,006	0,040	0,056	0,056	0,040	0,040	
Al	9,540	8,843	8,921	8,619	9,178	8,619	8,658	12,867	9,178	9,178	12,694	12,694	7,408	6,728	6,728	7,280	7,280	
Cr	4,678	4,990	4,667	5,043	4,880	5,043	4,903	2,628	4,880	4,880	2,718	2,718	6,696	7,152	7,152	6,744	6,744	
Fe2+	2,885	3,638	2,952	3,018	3,260	3,018	3,088	1,512	3,260	3,260	1,410	1,410	3,345	3,420	3,420	3,410	3,410	
Fe3+	1,404	1,774	2,017	1,521	1,106	1,521	1,572	0,435	1,106	1,106	0,530	0,530	1,606	1,869	1,869	1,748	1,748	
Mn	0,027	0,045	0,021	0,023	0,021	0,023	0,027	0,014	0,021	0,021	0,010	0,010	0,112	0,112	0,112	0,096	0,096	
Mg	5,246	4,493	5,166	5,324	5,095	5,324	5,267	6,458	5,095	5,095	6,562	6,562	4,744	4,640	4,640	4,648	4,648	
Ni	0,033	0,024	0,061	0,052	0,047	0,052	0,060	0,034	0,047	0,047	0,057	0,057	0,032	0,008	0,008	0,016	0,016	
mg* cr*	64,52 32,9	55,26 36,1	63,63 34,3	63,82 36,9	60,98 34,7	63,82 36,9	63,04 36,2	81,03 17,0	82,31 17,6	83,08 17,0	58,65 47,5	58,65 47,5	57,57 51,5	57,57 51,5	57,68 48,1	57,68 48,1	57,68 48,1	

Phlogopite		Harzburgite P		Dunite	
Echantillon	GM-92-514	MG-91-46A	DR18	Echant.	DR18
SiO2	38,60	37,31	39,13	SiO2	43,96
TiO2	2,41	6,92	2,54	TiO2	1,68
Al2O3	15,53	15,72	16,40	Al2O3	13,09
Cr2O3	2,55	1,45	1,31	Cr2O3	1,77
FeO	3,53	6,35	4,64	FeO	3,21
MnO	-	0,11	0,08	Fe2O3	2,08
MgO	21,55	18,49	21,95	MnO	0,07
CaO	-	-	0,03	MgO	16,86
Na2O	0,90	0,23	0,69	CaO	11,16
K2O	9,02	9,73	9,50	Na2O	3,47
Total	94,09	96,31	96,48	K2O	1,07
				Total	98,27
Si	5,545	5,328	5,510	Si	6,253
Al	2,629	2,646	2,723	AlIV	1,747
Cr	0,289	0,164	0,146	AlVI	0,434
Ti	0,260	0,743	0,269	Cr	0,200
Fe	0,425	0,759	0,546	Ti	0,181
Mn	-	0,013	0,010	Fe 2+	0,384
Mg	4,614	3,937	4,607	Fe 3+	0,223
Ca	-	-	0,005	Mn	0,008
Na	0,250	0,064	0,190	Mg	3,592
K	1,653	1,772	1,706	Ca	1,698
mg*	91,57	83,84	89,41	Na	0,962
Fet/Tet + Mg	0,08	0,16	0,11	K	0,195
				Mg*	85,54
				DR18	85,94
				co	43,01
				bo/ave	41,26
					5,01
					11,52
					0
					10,11
					0,00
					0,21
					13,36
					11,34
					2,53
					1,63
					96,97
					6,155
					1,845
					0,180
					0,000
					0,560
					1,258
					0,000
					0,026
					2,962
					1,807
					0,730
					0,309
					70,20

Compositions chimiques des amphiboles et des phlogopites des enclaves de type I

Enclaves de type II

Echant.	wehrlite		wehrlite		wehrlite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		websterite à ol	
	MG-91-105	MG-91-105	MG-91-105	MG-91-105	DR 5-1	DR 5-1	MG-91-33	MG-91-33	MG-91-109	MG-91-109	MG-91-109	MG-91-19	GM-92-372	GM-92-372	MG-91-104	MG-91-22	MG-91-22	MG-91-22	MG-91-22	MG-91-22	MG-91-22	MG-91-22	MG-91-22	MG-91-22
SiO2	39,51	39,69	39,72	40,86	40,20	40,05	40,15	39,73	39,86	40,15	40,89	41,51	41,21	40,64	40,33	40,33	40,66	40,82	40,82	40,33	40,33	40,33	40,33	bo
FeO	18,44	18,35	18,46	12,14	12,04	11,36	11,80	11,58	14,29	14,28	13,66	9,44	9,55	10,09	12,36	12,36	12,10	12,09	12,09	12,36	12,36	12,36	12,36	co
MnO	0,31	0,25	0,28	0,10	0,16	0,13	0,22	0,18	0,31	0,24	0,29	0,17	0,20	0,15	0,20	0,20	0,20	0,15	0,15	0,20	0,20	0,20	0,15	
MgO	41,99	42,33	42,21	46,85	46,80	47,73	46,99	46,48	45,10	45,56	47,31	49,36	49,05	48,49	47,37	47,37	47,49	47,38	47,38	47,37	47,37	47,37	47,37	
CaO	0,07	0,12	0,11	0,06	0,07	0,05	0,10	0,08	0,04	0,01	0,08	0,15	0,03	0,08	0,08	0,08	0,05	0,04	0,04	0,08	0,08	0,08	0,04	
NiO	0,18	0,13	0,17	0,17	0,21	0,26	0,23	0,27	0,25	0,22	0,35	0,27	0,31	0,23	0,31	0,31	0,36	0,40	0,40	0,31	0,31	0,31	0,40	
Total	100,50	100,87	100,95	100,18	99,48	99,58	99,49	98,32	98,85	100,46	102,38	100,96	100,46	99,81	100,65	100,65	100,86	100,88	100,88	100,65	100,65	100,65	100,88	
Si	1,002	1,003	1,002	1,008	1,001	0,990	0,999	1,000	0,998	0,999	0,997	1,006	1,004	1,000	0,994	0,994	0,999	1,002	1,002	0,994	0,994	0,994	1,002	
Fe	0,391	0,388	0,390	0,251	0,251	0,235	0,245	0,244	0,299	0,297	0,279	0,191	0,195	0,207	0,255	0,255	0,249	0,248	0,248	0,255	0,255	0,249	0,248	
Mn	0,007	0,005	0,006	0,002	0,003	0,003	0,005	0,004	0,007	0,005	0,006	0,003	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	0,003	
Mg	1,588	1,594	1,588	1,723	1,736	1,759	1,742	1,744	1,682	1,690	1,711	1,783	1,782	1,785	1,740	1,740	1,739	1,734	1,734	1,740	1,740	1,739	1,734	
Ca	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,001	0,003	0,002	0,001	0,000	0,002	0,004	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	
Ni	0,004	0,003	0,004	0,003	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,007	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006	0,007	0,008	0,008	0,006	0,006	0,006	0,008	
Fe	79,81	80,11	79,91	87,30	87,40	87,86	87,25	87,33	84,41	84,64	85,45	89,91	89,69	89,2	86,78	86,78	86,99	86,99	86,99	86,78	86,78	86,99	86,99	
Fa	20,19	19,89	20,09	12,70	12,60	12,14	12,75	12,67	15,59	15,36	14,55	10,09	10,31	10,8	13,22	13,22	13,01	13,01	13,01	13,22	13,22	13,01	13,01	
mg*	80,23	80,44	80,29	87,28	87,37	88,22	87,65	87,73	84,90	85,04	86,00	90,31	90,15	89,40	87,23	87,23	87,49	87,49	87,49	87,23	87,23	87,49	87,49	

Echant.	websterite à ol		websterite à ol		websterite à ol		websterite à ol		websterite à ol		websterite à ol		websterite à ol		websterite à ol		websterite à ol		websterite à ol		websterite à ol		websterite à ol	
	GM-92-234	DR 6-2	DR 6-2	DR 6-2	DR 15-2	DR 15-2	DR 15-2	DR 15-2	DR 15-2	DR 15-2	DR 12-2	DR 12-2	DR 12-2	DR 12-2	DR 12-2	DR 12-2	DR 12-2	DR 12-2	DR 12-2	DR 12-2	DR 12-2	DR 12-2	DR 12-2	DR 12-2
SiO2	39,33	40,36	39,84	39,65	40,21	40,20	40,20	40,20	39,82	39,20	39,83	39,49	39,83	39,03	39,19	39,19	39,42	38,93	38,93	39,19	39,19	39,19	39,42	38,93
FeO	14,20	13,08	13,54	14,94	14,10	14,47	14,47	14,47	17,17	16,88	18,91	19,05	18,91	18,17	18,10	18,10	17,53	19,17	19,17	18,10	18,10	17,53	19,17	
MnO	0,23	0,37	0,24	0,12	0,18	0,21	0,21	0,21	0,10	0,25	0,24	0,24	0,24	0,16	0,07	0,16	0,16	0,00	0,00	0,07	0,07	0,16	0,00	
MgO	46,07	45,89	45,39	44,20	44,84	44,51	44,51	44,51	42,81	42,54	42,59	42,16	42,59	41,56	42,43	42,43	42,47	41,52	41,52	42,43	42,43	42,47	41,52	
CaO	0,00	0,06	0,05	0,06	0,05	0,01	0,01	0,01	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,06	0,03	0,03	0,09	0,06	0,06	0,03	0,03	0,09	0,06	
NiO	0,18	0,20	0,32	0,27	0,23	0,33	0,33	0,33	0,18	0,22	0,28	0,28	0,29	0,26	0,23	0,23	0,25	0,26	0,26	0,23	0,23	0,25	0,26	
Total	100,01	99,96	99,38	99,24	99,61	99,73	99,73	99,73	100,12	99,12	101,26	101,26	101,91	99,24	100,05	100,05	99,92	99,94	99,94	100,05	100,05	99,92	99,94	
Si	0,986	1,004	1,000	1,003	1,008	1,009	1,009	1,009	1,007	1,000	0,998	0,998	0,998	1,003	0,998	0,998	1,002	0,996	0,996	0,998	0,998	1,002	0,996	
Fe	0,298	0,272	0,284	0,316	0,296	0,304	0,304	0,304	0,363	0,360	0,396	0,403	0,396	0,391	0,385	0,385	0,373	0,410	0,410	0,385	0,385	0,373	0,410	
Mn	0,005	0,008	0,005	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,002	0,005	0,005	0,005	0,005	0,003	0,002	0,002	0,004	0,000	0,000	0,002	0,002	0,004	0,000	
Mg	1,720	1,702	1,699	1,666	1,676	1,664	1,664	1,664	1,614	1,617	1,588	1,588	1,591	1,592	1,610	1,610	1,610	1,583	1,583	1,610	1,610	1,610	1,583	
Ca	0,000	0,002	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001	0,003	0,002	
Ni	0,004	0,004	0,006	0,005	0,005	0,007	0,007	0,007	0,004	0,005	0,006	0,006	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	
Fe	84,90	86,20	85,70	84,10	85,00	84,60	84,60	84,60	81,40	81,58	79,80	79,80	79,87	80,30	80,43	80,43	80,85	79,22	79,22	80,43	80,43	80,85	79,22	
Fa	15,10	13,80	14,30	15,90	15,00	15,40	15,40	15,40	18,60	18,42	20,20	20,20	20,13	19,70	19,57	19,57	19,15	20,78	20,78	19,57	19,57	19,15	20,78	
mg*	85,25	86,22	85,68	84,06	84,99	84,55	84,55	84,55	81,63	81,79	79,76	79,76	80,07	80,28	80,69	80,69	81,20	79,43	79,43	80,69	80,69	81,20	79,43	

Echant.	wehrlite	wehrlite	wehrlite	wehrlite	lherzolite	lherzolite	lherzolite	lherzolite	lherzolite	lherzolite
	MG-91-105	MG-91-105	MG-91-105	MG-91-105	DR 5.1	DR 5.1	DR 5.1	MG-91-33	MG-91-33	MG-91-33
			co	bo				co poecilitique		bo
SiO2	51,27	51,03	51,71	50,22	52,47	52,48	51,63	50,79	50,38	50,75
TiO2	0,69	0,80	0,64	0,54	0,26	0,31	0,29	0,49	0,50	0,42
Al2O3	4,77	5,09	4,59	6,52	4,84	4,70	5,27	4,50	4,36	4,24
Cr2O3	0,58	0,54	0,49	0,54	0,49	0,57	0,58	0,54	0,48	0,46
FeO	4,99	4,59	5,35	7,15	3,46	3,34	3,35	3,29	3,29	2,87
MnO	0,10	0,16	0,07	0,21	0,06	0,14	0,09	0,23	0,12	0,13
MgO	14,48	14,27	15,19	15,86	15,55	16,16	15,79	16,21	16,14	16,52
CaO	21,77	21,82	21,25	17,92	22,60	22,24	22,14	21,98	21,98	21,83
Na2O	0,86	0,81	0,67	0,80	0,65	0,53	0,61	0,80	0,62	0,74
K2O	0,03	-	-	-	-	-	0,02	-	0,01	-
NiO	0,05	0,05	-	0,03	0,07	0,01	-	0,08	0,03	-
Total	99,59	99,16	99,96	99,79	100,45	100,48	99,77	98,91	97,91	97,96
Si	1,887	1,885	1,894	1,837	1,901	1,899	1,881	1,866	1,87	1,873
AlIV	0,113	0,115	0,106	0,163	0,099	0,101	0,119	0,134	0,13	0,127
AlVI	0,094	0,107	0,092	0,119	0,108	0,099	0,107	0,061	0,061	0,058
Cr	0,017	0,016	0,014	0,016	0,014	0,016	0,017	0,016	0,014	0,013
Ti	0,019	0,022	0,018	0,015	0,007	0,008	0,008	0,014	0,014	0,012
Fet	0,15	0,142	0,162	0,219	0,104	0,101	0,1	0,091	0,095	0,089
Mn	0,003	0,005	0,002	0,007	0,002	0,004	0,003	0,007	0,004	0,004
Mg	0,794	0,786	0,829	0,865	0,84	0,871	0,857	0,887	0,893	0,909
Ca	0,858	0,864	0,834	0,702	0,878	0,862	0,864	0,865	0,874	0,863
Na	0,061	0,058	0,048	0,057	0,046	0,037	0,043	0,057	0,045	0,053
K	0,001	-	-	-	-	-	0,001	-	-	-
Ni	0,001	0,001	-	0,00	0,002	-	-	0,002	0,001	-
CaTs	7,5	7	7,1	11,9	8,4	8,4	10,3	6,1	6,1	5,8
Jd	1,7	3,7	2,2	-	2,4	1,5	0,3	-	-	-
En	43,99	43,76	45,35	48,27	46,05	47,41	46,98	47,95	47,88	48,74
Fs	8,48	8,13	9,03	12,56	5,81	5,66	5,65	5,30	5,25	4,99
Wo	47,53	48,11	45,62	39,17	48,14	46,92	47,37	46,76	46,86	46,27
mg*	84,11	84,79	83,57	79,80	88,98	89,70	89,55	90,70	90,48	91,08

Echant.	lherzolite	lherzolite	lherzolite	lherzolite	lherzolite	lherzolite	lherzolite	ol-webster	ol-webster
	MG-91-109	MG-91-109	MG-91-109	MG-91-104	MG-91-19	MG-91-19	GM-92-372	DR 6.2	DR15.2
	co poecilitique	bo	symp l cpx/sp		co	bo			
SiO2	52,12	52,11	52,50	51,20	52,42	52,89	52,76	51,32	50,94
TiO2	0,73	0,81	0,25	0,58	0,38	0,38	0,30	0,36	0,52
Al2O3	4,90	5,02	7,23	6,38	3,89	4,08	6,02	4,80	5,47
Cr2O3	0,63	0,69	0,04	0,37	0,51	0,53	0,46	0,31	0,53
FeO	3,53	3,37	3,56	2,73	4,15	3,65	2,59	3,42	4,43
MnO	0,15	0,13	0,12	0,16	0,08	0,10	0,09	0,06	0,10
MgO	14,84	14,63	13,52	15,32	16,79	17,10	15,37	15,70	14,80
CaO	21,03	21,20	19,81	21,09	22,32	22,35	21,43	21,96	22,07
Na2O	1,49	1,56	2,37	1,11	0,39	0,44	1,51	0,53	0,76
K2O	0,02	0,03	0,06	-	0,02	-	-	-	0,03
NiO	0,14	-	0,10	0,09	0,01	-	0,02	0,03	0,17
Total	99,58	99,55	99,56	99,03	100,96	101,52	100,53	98,49	99,82
Si	1,902	1,9	1,902	1,870	1,892	1,892	1,893	1,895	1,866
AlIV	0,098	0,1	0,098	0,130	0,108	0,108	0,107	0,105	0,134
AlVI	0,113	0,116	0,210	0,145	0,057	0,064	0,148	0,103	0,102
Cr	0,018	0,02	0,001	0,011	0,015	0,015	0,013	0,009	0,015
Ti	0,02	0,022	0,007	0,016	0,01	0,01	0,008	0,01	0,014
Fet	0,104	0,103	0,108	0,083	0,12	0,109	0,078	0,105	0,13
Mn	0,005	0,004	0,004	0,005	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003
Mg	0,807	0,795	0,730	0,834	0,903	0,912	0,822	0,864	0,808
Ca	0,822	0,828	0,769	0,825	0,863	0,857	0,824	0,869	0,866
Na	0,105	0,11	0,166	0,079	0,027	0,031	0,105	0,038	0,054
K	0,001	0,001	0,003	-	0,001	-	-	-	0,001
Ni	0,004	-	0,003	0,003	-	-	-	0,001	0,005
CaTs	5,8	5,5	8,5	9,8	5,7	6,4	9,1	8,5	10,2
Jd	5,4	5,9	12,3	4,6	-	-	5,7	1,8	-
En	46,43	45,95	45,43	47,88	47,83	48,48	47,60	46,98	44,69
Fs	6,27	6,19	6,72	4,76	6,36	5,79	4,52	5,76	7,41
Wo	47,30	47,86	47,85	47,36	45,71	45,56	47,71	47,25	47,90
mg*	88,58	88,53	87,11	90,95	88,27	89,32	91,33	89,26	86,05

webstérites à olivine

Echant.	DR15.2	DR15.2	DR15.2	DR15.2	GM-92-234	GM-92-234	MG-91-22	MG-91-22	MG-91-22	MG-91-22
								co	bo	
SiO ₂	50.34	50.39	51.70	50.27	51.91	52.06	50.97	51.46	51.28	51.11
TiO ₂	0.50	0.68	0.48	0.51	0.21	0.13	0.73	0.69	0.65	0.82
Al ₂ O ₃	5.62	5.78	4.98	5.82	6.24	6.62	5.10	5.04	4.79	4.78
Cr ₂ O ₃	0.57	0.48	0.43	0.57	0.31	0.25	0.45	0.33	0.51	0.41
FeOt	4.46	4.00	4.40	4.53	3.49	3.41	3.40	3.36	3.33	3.77
MnO	0.15	0.16	0.12	0.13	0.09	0.03	0.14	0.08	0.15	0.09
MgO	14.80	14.82	15.18	14.60	15.90	15.60	16.19	15.92	16.00	15.91
CaO	21.00	21.47	21.70	21.58	20.91	21.95	21.93	21.96	22.10	21.79
Na ₂ O	0.86	0.83	0.77	0.65	0.76	0.71	0.63	0.54	0.56	0.53
K ₂ O	0.01	0.02	-	-	0.01	-	-	0.02	-	-
NiO	0.04	0.06	0.05	-	0.09	0.07	0.09	0.03	-	0.06
Total	98.35	98.69	99.80	98.66	99.92	100.84	99.77	99.46	99.37	99.26
Si	1.868	1.862	1.89	1.863	1.882	1.872	1.858	1.881	1.876	1.876
AlIV	0.132	0.138	0.11	0.137	0.118	0.128	0.142	0.119	0.124	0.124
AlVI	0.114	0.114	0.105	0.117	0.149	0.153	0.078	0.099	0.082	0.083
Cr	0.017	0.014	0.012	0.017	0.009	0.007	0.013	0.01	0.015	0.012
Ti	0.014	0.019	0.013	0.014	0.006	0.004	0.02	0.019	0.018	0.023
Fet	0.134	0.12	0.132	0.137	0.105	0.102	0.102	0.102	0.102	0.113
Mn	0.005	0.005	0.004	0.004	0.003	0.001	0.004	0.003	0.005	0.003
Mg	0.818	0.816	0.827	0.806	0.859	0.836	0.88	0.867	0.873	0.87
Ca	0.835	0.85	0.85	0.857	0.812	0.846	0.857	0.86	0.866	0.857
Na	0.062	0.059	0.055	0.047	0.053	0.05	0.045	0.038	0.04	0.038
K	-	0.001	-	-	-	-	-	0.001	-	-
Ni	0.001	0.002	0.001	-	0.003	0.002	0.003	0.001	-	0.002
CaTs	10.4	10	8.3	10.9	10.6	12.1	7.8	8.1	8.2	7.9
Jd	0.9	1.3	2.2	0.9	4.2	3.3	-	1.7	-	0.4
En	45.65	45.56	45.62	44.65	48.26	46.83	47.74	47.33	47.3	47.22
Fs	7.76	6.98	7.50	7.87	5.96	5.71	5.76	5.74	5.77	6.29
Wo	46.60	47.46	46.88	47.48	45.62	47.39	46.5	46.93	46.93	46.49
mg*	85.92	87.18	86.24	85.38	89.02	89.13	89.61	89.38	89.54	88.50

Webstérites à olivine et plagioclase

Echant.	MG-91-21b	MG-91-21b	MG-91-21b	MG-91-21b	DR12.2	DR12.2	DR12.2	MG-91-1	MG-91-1	MG-91-1	MG-91-13	MG-91-13
		co	bo	sympI cpx/sp	co	bo	sympI cpx/sp					sympI cpx/sp
SiO ₂	52.33	51.82	52.58	52.24	51.06	51.12	51.97	50.31	50.55	50.44	51.36	51.45
TiO ₂	0.46	0.45	0.18	0.14	0.62	0.43	0.15	0.25	0.20	0.61	0.54	0.37
Al ₂ O ₃	5.69	6.45	6.65	7.28	5.99	6.25	5.83	8.95	8.41	7.91	5.59	5.84
Cr ₂ O ₃	0.40	0.41	0.04	0.06	0.36	0.28	-	-	0.16	0.16	0.29	0.07
FeOt	3.99	3.98	3.98	4.18	4.18	4.10	4.36	4.79	4.90	5.61	4.66	5.18
MnO	0.10	0.03	0.07	0.04	0.16	0.05	0.08	0.15	0.15	0.21	0.19	0.18
MgO	14.50	14.61	14.49	14.46	14.24	14.26	14.32	13.82	13.93	14.05	15.23	15.15
CaO	21.97	21.01	20.98	20.33	20.52	20.60	20.48	19.99	20.38	19.88	21.24	20.85
Na ₂ O	1.02	1.30	1.45	1.45	1.20	1.16	1.17	1.40	1.10	1.32	0.99	0.99
K ₂ O	0.01	0.02	-	-	-	0.02	0.01	0.02	0.02	-	-	-
NiO	0.13	0.01	0.09	0.07	0.03	0.08	-	-	-	0.08	0.05	-
Total	100.60	100.09	100.51	100.25	98.36	98.35	98.37	99.69	99.80	100.26	100.14	100.08
Si	1.896	1.880	1.896	1.888	1.890	1.890	1.918	1.832	1.844	1.835	1.869	1.874
AlIV	0.104	0.120	0.104	0.112	0.110	0.110	0.082	0.168	0.156	0.165	0.131	0.126
AlVI	0.140	0.155	0.179	0.198	0.151	0.163	0.172	0.217	0.205	0.174	0.109	0.124
Cr	0.011	0.012	0.001	0.002	0.011	0.008	-	-	0.005	0.004	0.008	0.002
Ti	0.013	0.012	0.005	0.004	0.017	0.012	0.004	0.007	0.006	0.017	0.015	0.010
Fet	0.121	0.121	0.120	0.126	0.129	0.127	0.135	0.142	0.148	0.166	0.136	0.152
Mn	0.003	0.001	0.002	0.001	0.005	0.002	0.003	0.005	0.005	0.006	0.006	0.006
Mg	0.783	0.790	0.779	0.779	0.786	0.786	0.787	0.750	0.757	0.762	0.826	0.822
Ca	0.853	0.817	0.811	0.787	0.814	0.816	0.810	0.780	0.796	0.775	0.828	0.814
Na	0.072	0.091	0.101	0.102	0.086	0.083	0.084	0.099	0.078	0.093	0.070	0.070
K	-	0.001	-	-	-	0.001	-	0.001	0.001	-	-	-
Ni	0.004	-	0.003	0.002	0.001	0.002	-	-	-	0.002	0.001	-
CaTs	7.80	9.60	9.40	10.50	7.60	8.60	7.40	15.40	14.50	13.20	10.10	10.60
Jd	6.00	5.90	8.40	9.30	7.60	7.50	8.40	6.20	5.90	4.30	0.80	1.80
En	44.49	45.69	45.50	46.01	45.33	45.41	45.36	44.72	44.37	44.59	45.99	45.82
Fs	7.05	7.06	7.13	7.50	7.73	7.34	7.78	8.77	8.97	10.06	7.57	8.47
Wo	48.47	47.25	47.37	46.49	46.94	47.14	46.69	46.51	46.66	45.35	46.10	45.37
mg*	86.62	86.72	86.65	86.08	85.90	86.09	85.36	84.08	83.65	82.11	85.86	84.39

Compositions chimiques des clinopyroxènes des faciés ultrabasiques (webstérite à olivine)
et des faciés intermédiaires (webstérites à olivine et plagioclase) de type IIa

sympI : symplectite

Métagabbros à saphirine (type IIa)

Echant.	Arc 835		Arc 835	Arc 824	Arc 824	Arc 824	Arc 824	Arc 824	MG-91-99a	MG-91-99a	MG-91-99a	MG-91-107	MG-91-107
	co	bo			co	bo	recristall.		co	bo		lit plagio	lit pyrox
SiO2	49.41	48.90	49.00	51.25	51.64	50.69	50.94	51.83	51.18	50.64	50.41	50.93	50.75
TiO2	0.45	0.56	0.48	0.13	0.20	0.23	0.04	0.24	0.24	0.22	0.24	0.29	0.25
Al2O3	8.73	10.69	8.97	6.80	6.33	7.42	6.46	6.30	7.33	8.46	7.60	7.87	6.99
Cr2O3	0.27	0.33	0.14	0.23	0.26	0.12	0.15	0.18	0.14	0.14	0.22	0.15	0.34
FeO	5.38	5.59	5.58	3.67	3.56	3.26	3.53	3.43	3.77	4.52	3.67	3.57	3.13
MnO	0.18	0.18	0.11	0.13	0.11	0.02	0.05	0.10	0.09	0.11	0.10	0.06	0.08
MgO	13.09	12.90	12.92	14.50	14.58	14.48	14.24	14.99	14.67	14.20	14.14	14.78	14.93
CaO	21.40	21.09	21.37	22.34	22.40	21.97	21.98	22.07	21.73	21.42	22.54	21.73	22.36
Na2O	0.94	0.90	0.89	1.03	0.99	1.02	1.01	0.91	0.80	0.83	0.77	0.80	0.64
K2O	0.02	0.00	-	-	0.02	0.04	0.04	0.01	0.03	0.00	-	-	-
NiO	0.13	0.00	-	0.05	0.09	0.13	0.01	-	0.08	0.00	0.02	0.13	0.04
Total	100	101.14	99.46	100.13	100.18	99.38	98.45	100.06	100.06	100.54	99.71	100.30	99.50
Si	1.810	1.769	1.805	1.861	1.875	1.848	1.880	1.880	1.859	1.833	1.841	1.843	1.852
AlIV	0.190	0.231	0.195	0.139	0.125	0.152	0.120	0.120	0.141	0.167	0.159	0.157	0.148
AlVI	0.187	0.225	0.195	0.152	0.146	0.167	0.161	0.150	0.173	0.194	0.168	0.179	0.153
Cr	0.008	0.009	0.004	0.007	0.007	0.003	0.004	0.005	0.004	0.006	0.006	0.004	0.010
Ti	0.012	0.015	0.013	0.004	0.005	0.006	0.001	0.007	0.007	0.006	0.007	0.008	0.007
Fe	0.160	0.169	0.168	0.106	0.105	0.099	0.106	0.103	0.113	0.137	0.110	0.108	0.095
Mn	0.006	0.006	0.003	0.004	0.003	0.001	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002
Mg	0.715	0.695	0.709	0.785	0.789	0.787	0.783	0.811	0.794	0.766	0.769	0.797	0.812
Ca	0.840	0.817	0.844	0.869	0.871	0.858	0.869	0.858	0.846	0.831	0.882	0.843	0.874
Na	0.067	0.063	0.064	0.072	0.070	0.072	0.072	0.064	0.056	0.058	0.054	0.056	0.046
K	0.001	0.000	-	-	0.001	0.002	0.002	-	0.001	0.000	-	-	-
Ni	0.004	0.000	-	0.001	0.003	0.004	-	-	0.002	0.000	0.001	0.004	0.001
CaTs	16.50	20.10	16.80	13.20	11.40	13.90	11.80	10.60	12.80	15.50	14.60	14.1	13.4
Jd	2.20	2.40	2.60	2.00	3.10	2.60	4.10	4.30	4.40	4.00	2.20	3.8	1.8
En	41.52	41.17	41.13	44.50	44.65	45.10	44.49	45.72	45.19	44.10	43.62	45.54	45.54
Fs	9.70	10.43	9.92	6.24	6.06	5.73	6.14	5.92	6.66	8.06	6.38	6.17	5.33
Wo	48.78	48.40	48.96	49.26	49.29	49.17	49.38	48.37	48.15	47.84	50.00	48.17	49.02
mg*	81.62	80.44	80.84	88.10	88.35	88.83	88.08	88.83	87.44	84.83	87.59	88.07	89.53

Métagabbros à pyroxènes (type IIa)

Echant.	DR12a1	DR12a1	DR 6.5	DR 6.5	DR 6.5	DR 6.5	DR17	Arc 343	Arc 343	MG-91-181	MG-91-181	MG-91-271	MG-91-271	MG-91-271	MG-91-127
	co	bo	co	bo	symp	symp	co	co	co	co	co	co	co	bo	
SiO2	49.29	49.63	51.71	50.74	49.81	50.10	51.08	47.58	47.66	51.00	49.95	49.33	49.91	50.22	48.16
TiO2	0.21	0.22	0.24	0.44	0.33	0.26	0.68	0.45	0.65	0.74	0.72	0.84	0.57	0.74	0.94
Al2O3	9.99	8.75	7.73	7.32	9.17	9.64	6.67	10.20	10.66	6.08	6.74	7.21	6.95	6.66	9.13
Cr2O3	0.14	0.20	0.46	0.51	0.25	0.14	0.27	0.06	0.15	0.16	0.03	0.03	0.03	0.12	-
FeO	3.65	3.65	3.11	3.55	2.86	2.75	3.97	5.74	5.53	5.74	6.64	5.46	5.47	5.05	7.55
MnO	0.01	0.13	0.03	0.01	0.07	0.03	0.02	0.08	0.16	0.18	0.19	0.10	0.10	0.14	0.34
MgO	13.44	13.74	14.41	14.37	13.66	13.21	14.48	12.65	12.57	13.77	13.78	13.81	13.85	14.22	11.98
CaO	21.48	21.47	21.22	20.94	21.66	21.33	21.52	20.93	21.10	21.93	21.27	21.40	21.55	21.52	20.33
Na2O	1.04	0.96	1.32	1.28	1.10	1.15	0.94	1.18	1.11	0.75	0.76	0.86	0.84	0.88	1.02
K2O	0.06	-	0.03	0.02	0.01	-	0.01	0.04	-	-	0.02	0.01	-	-	-
NiO	0.08	0.01	0.05	0.04	0.15	0.02	0.04	0.02	0.06	0.11	0.07	0.16	0.02	0.05	-
Total	99.39	98.76	100.31	99.22	99.07	98.63	99.68	98.93	99.64	100.46	100.17	99.21	99.29	99.6	99.43
Si	1.800	1.826	1.866	1.855	1.822	1.835	1.866	1.759	1.751	1.866	1.835	1.822	1.841	1.842	1.787
AlIV	0.200	0.174	0.134	0.145	0.178	0.165	0.134	0.241	0.249	0.134	0.165	0.178	0.159	0.158	0.213
AlVI	0.231	0.205	0.195	0.171	0.217	0.251	0.153	0.204	0.212	0.128	0.127	0.136	0.143	0.130	0.186
Cr	0.004	0.006	0.013	0.015	0.007	0.004	0.008	0.002	0.004	0.005	0.001	0.001	0.001	0.003	-
Ti	0.006	0.006	0.007	0.012	0.009	0.007	0.019	0.013	0.018	0.020	0.020	0.023	0.016	0.020	0.026
Fe	0.108	0.110	0.093	0.105	0.087	0.084	0.121	0.166	0.162	0.175	0.198	0.162	0.164	0.155	0.234
Mn	-	0.004	0.001	-	0.002	0.001	0.001	0.003	0.005	0.006	0.006	0.003	0.003	0.005	0.011
Mg	0.732	0.753	0.775	0.783	0.745	0.721	0.788	0.697	0.688	0.751	0.754	0.760	0.761	0.777	0.662
Ca	0.841	0.846	0.821	0.820	0.849	0.837	0.842	0.829	0.830	0.860	0.837	0.847	0.852	0.846	0.808
Na	0.074	0.068	0.092	0.091	0.078	0.082	0.067	0.085	0.079	0.053	0.054	0.061	0.060	0.063	0.073
K	0.003	-	0.001	0.001	-	-	-	0.002	-	-	0.001	0.001	-	-	-
Ni	0.002	-	0.001	0.001	0.004	0.001	0.001	0.001	0.002	0.003	0.002	0.005	-	0.002	-
CaTs	18.80	16.20	12.10	12.00	16.00	15.10	9.70	20.40	21.20	9.30	12.50	13.20	12.80	11.70	16.1
Jd	4.00	4.30	7.30	5.00	5.70	7.80	5.60	-	-	3.50	-	9.40	1.50	1.30	2.5
En	43.55	43.96	45.86	45.82	44.27	43.88	44.98	41.10	40.86	41.93	42.01	42.87	42.75	43.62	38.85
Fs	6.42	6.65	5.56	6.20	5.17	5.11	6.96	10.02	9.86	10.05	11.36	9.36	9.38	8.94	13.73
Wo	50.03	49.39	48.58	47.98	50.45	50.94	48.06	48.88	49.29	48.02	46.63	47.77	47.87	47.45	47.42
mg*	87.14	87.25	89.29	88.08	89.54	89.57	86.69	80.67	81.04	81.19	79.20	82.34	82.27	83.37	73.87

lit plagio : lit riche en plagioclase
 lit pyrox : lit riche en pyroxènes
 recristall. : recristallisation
 symp. : symplectite

Compositions chimiques des clinopyroxènes des métagabbros à saphirine et à pyroxènes de type IIa

Métagabbros à grenat (type IIa)

Echant.	GM-92-406	GM-92-406	GM-92-406	GM-92-406	GM-92-406	MG-91-121	MG-91-121	MG-91-121	MG-91-121	MG-91-121
			co	bo				sypml cpx/gt	co	
SiO ₂	49,79	51,17	52,11	52,59	51,71	51,66	51,99	50,68	52,09	50,53
TiO ₂	0,48	0,41	0,24	0,26	0,40	0,18	0,26	0,25	0,28	0,17
Al ₂ O ₃	7,14	7,10	5,08	4,81	5,71	6,78	6,74	8,19	6,44	7,61
Cr ₂ O ₃	0,22	0,26	0,16	0,24	0,21	0,15	0,16	0,21	0,16	0,13
FeO	4,40	4,30	4,12	4,20	4,20	3,39	3,19	3,79	2,97	3,42
MnO	0,01	0,08	0,11	0,06	-	0,11	0,11	0,12	0,07	0,86
MgO	13,51	14,09	15,00	15,18	14,68	14,83	15,03	14,67	14,88	13,98
CaO	21,88	22,20	21,65	21,73	21,83	21,99	21,77	20,37	21,84	21,61
Na ₂ O	1,05	0,99	0,99	0,97	1,06	0,97	1,05	0,99	0,98	1,30
K ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,00	-	0,00	0,02	0,08	-	0,33
NiO	0,06	0,02	0,10	0,06	0,04	0,18	0,05	0,02	0,07	-
Total	98,55	100,64	99,55	100,1	99,83	100,25	100,37	99,35	99,78	99,93
Si	1,845	1,854	1,905	1,912	1,886	1,871	1,877	1,849	1,891	1,838
Al ^{IV}	0,155	0,146	0,095	0,088	0,114	0,129	0,123	0,151	0,109	0,162
Al ^{VI}	0,156	0,158	0,124	0,118	0,132	0,160	0,164	0,201	0,166	0,164
Cr	0,007	0,007	0,004	0,007	0,006	0,004	0,005	0,006	0,005	0,004
Ti	0,013	0,011	0,007	0,007	0,011	0,005	0,007	0,007	0,008	0,005
Fet	0,131	0,127	0,123	0,128	0,125	0,100	0,094	0,115	0,090	0,094
Mn	-	0,002	0,003	0,002	-	0,003	0,003	0,004	0,002	0,026
Mg	0,746	0,761	0,817	0,822	0,798	0,800	0,809	0,797	0,805	0,758
Ca	0,869	0,862	0,848	0,846	0,853	0,853	0,842	0,796	0,849	0,842
Na	0,075	0,070	0,070	0,068	0,075	0,068	0,074	0,070	0,069	0,092
K	-	0,001	0,001	-	-	-	0,001	0,004	-	0,015
Ni	0,002	0,001	0,003	0,002	0,001	0,005	0,001	0,001	0,002	-
CaTs	12,90	12,30	8,20	7,40	9,20	12,00	10,90	13,80	9,40	15,20
Jd	2,70	3,40	4,20	4,40	4,00	4,00	5,40	6,00	6,40	-
En	42,70	43,44	45,62	45,72	44,93	45,56	46,26	46,57	46,09	44,06
Fs	7,56	7,36	7,04	7,23	7,04	5,88	5,58	6,93	5,29	6,99
Wo	49,74	49,20	47,35	47,05	48,03	48,56	48,16	46,50	48,62	48,95
mg*	84,97	85,70	86,91	86,53	86,46	88,89	89,59	87,39	89,94	88,97

Métagabbros à saphirine et grenat (type IIa)

Echant.	MG-91-116	MG-91-116	MG-91-116	MG-91-116	MG-91-116	MG-91-116	GM-92-414	GM-92-414
		lit pyrox.			coronit co	coronit bo/gt		coronit/opx
SiO ₂	50,85	51,37	52,53	52,72	52,03	51,84	51,17	50,14
TiO ₂	0,05	0,06	0,06	0,08	-	0,03	0,04	-
Al ₂ O ₃	7,88	7,22	6,79	6,85	5,97	7,24	8,22	10,88
Cr ₂ O ₃	0,22	0,30	0,04	0,07	0,11	0,05	0,10	0,20
FeO	1,87	2,38	1,99	1,78	1,85	2,08	1,94	2,18
MnO	0,11	0,03	-	0,11	0,05	-	-	0,02
MgO	14,91	14,97	15,53	15,51	15,51	15,28	15,16	15,58
CaO	22,57	22,91	22,21	21,65	21,49	21,72	22,01	20,32
Na ₂ O	0,68	0,96	1,20	1,25	1,18	1,18	0,66	0,75
K ₂ O	0,05	0,02	-	0,00	0,01	0,03	-	-
NiO	0,10	0,03	0,08	0,17	0,02	0,20	0,17	0,07
Total	99,27	100,25	100,43	100,19	98,24	99,65	99,46	100,13
Si	1,851	1,854	1,884	1,894	1,906	1,873	1,854	1,798
Al ^{IV}	0,149	0,146	0,116	0,106	0,094	0,127	0,146	0,202
Al ^{VI}	0,189	0,161	0,171	0,184	0,164	0,182	0,205	0,257
Cr	0,006	0,009	0,001	0,002	0,003	0,001	0,003	0,006
Ti	0,001	0,002	0,002	0,002	-	0,001	0,001	-
Fet	0,057	0,068	0,057	0,053	0,056	0,063	0,059	0,065
Mn	0,003	0,001	-	0,003	0,002	0,000	-	0,001
Mg	0,809	0,805	0,830	0,830	0,847	0,823	0,818	0,833
Ca	0,881	0,886	0,854	0,833	0,843	0,841	0,854	0,780
Na	0,048	0,067	0,083	0,087	0,084	0,083	0,046	0,052
K	0,002	0,001	-	-	0,001	0,001	-	-
Ni	0,003	0,001	0,002	0,005	0,001	0,006	0,005	0,002
CaTs	14,60	14,30	11,30	10,20	9,40	12,50	14,4	20,2
Jd	4,10	1,80	5,80	8,20	7,00	5,50	4,3	4,6
En	46,24	45,76	47,70	48,27	48,47	47,67	47,26	49,61
Fs	3,44	3,87	3,28	3,28	3,28	3,63	3,41	3,87
Wo	50,32	50,37	49,03	48,45	48,25	48,69	49,34	46,46
mg*	93,42	92,32	93,57	94,00	93,80	92,89	93,27	92,76

lit pyrox : lit riche en pyroxènes

coronit : coronitique

symp. : symplectitique

Echant.	Arc 83-11	Arc 83-11	Arc 83-11	Arc 83-11	Arc 83-10a	Arc 83-10a	Arc 83-10a	Arc 83-10a	Arc 83-10a	MG-91-139	MG-91-139	MG-91-139
	co	bo					co	bo	recristall.			
SiO2	48,68	49,15	47,55	49,67	48,48	48,96	48,98	48,93	48,80	49,25	47,98	49,05
TiO2	1,23	1,26	1,53	1,01	1,31	1,05	1,13	1,10	1,17	0,94	1,40	0,96
Al2O3	6,78	6,77	8,61	6,08	8,32	6,51	6,28	6,19	6,83	6,50	7,93	6,32
Cr2O3	0,21	0,15	0,07	0,10	0,07	0,05	0,06	0,03	0,09	-	0,05	0,03
FeO	7,35	7,08	7,07	7,21	6,98	7,08	7,37	7,06	6,98	8,11	8,14	8,12
MnO	0,09	0,83	0,09	0,13	0,16	0,15	0,16	0,13	0,05	0,05	0,06	0,04
MgO	12,82	12,88	12,01	13,36	11,98	12,50	13,47	13,22	13,25	13,78	12,71	13,77
CaO	20,83	20,51	20,76	20,77	20,78	20,71	20,52	20,33	20,93	20,75	20,40	20,36
Na2O	1,11	1,37	1,07	0,96	1,43	1,44	0,94	0,92	1,02	0,91	1,02	0,92
K2O	0,04	0,11	0,03	0,02	-	-	-	-	-	-	0,01	0,05
NiO	-	-	0,07	-	0,08	-	-	-	0,05	0,08	0,00	0,03
Total	99,14	100,11	98,86	99,31	99,59	98,45	98,91	97,96	99,19	100,28	99,72	99,69
Si	1,814	1,807	1,777	1,845	1,795	1,833	1,827	1,839	1,813	1,813	1,780	1,817
AlIV	0,186	0,193	0,223	0,155	0,205	0,167	0,173	0,161	0,187	0,187	0,220	0,183
AlVI	0,111	0,101	0,156	0,111	0,158	0,120	0,103	0,114	0,112	0,095	0,127	0,093
Cr	0,006	0,004	0,002	0,003	0,002	0,001	0,002	0,001	0,003	0,000	0,001	0,001
Ti	0,034	0,035	0,043	0,028	0,036	0,030	0,032	0,031	0,033	0,026	0,039	0,027
Fet	0,220	0,218	0,214	0,218	0,208	0,211	0,222	0,222	0,208	0,238	0,243	0,240
Mn	0,003	0,026	0,003	0,004	0,005	0,005	0,005	0,004	0,002	0,002	0,002	0,001
Mg	0,712	0,706	0,669	0,739	0,661	0,697	0,749	0,741	0,734	0,756	0,703	0,760
Ca	0,832	0,808	0,831	0,827	0,824	0,831	0,820	0,819	0,833	0,819	0,811	0,808
Na	0,080	0,098	0,078	0,069	0,103	0,105	0,068	0,067	0,073	0,065	0,073	0,066
K	0,002	0,005	0,001	0,001	-	-	-	-	-	-	0,001	0,002
Ni	-	-	0,002	-	0,002	-	-	-	0,002	0,002	-	0,002
CaTs	11,10	10,10	13,70	9,90	13,20	10,80	10,30	9,80	11,20	9,50	12,70	9,30
Jd	-	-	1,80	1,10	2,60	1,20	-	1,50	-	-	-	-
En	40,29	40,16	38,94	41,33	38,93	39,94	41,70	41,49	41,31	41,65	39,97	42,01
Fs	12,62	13,88	12,69	12,42	12,54	12,44	12,64	12,65	11,82	13,22	13,93	13,32
Wo	47,09	45,96	48,37	46,25	48,53	47,62	45,66	45,86	46,88	45,12	46,11	44,67
Mg*	76,39	76,41	75,68	77,22	76,06	76,68	77,14	76,95	77,92	76,06	74,31	76,00

Echant.	MG-91-139	MG-91-126	MG-91-126	MG-91-126	MG-91-126	MG-91-126	MG-91-126	MG-91-94	MG-91-94	MG-91-94	MG-91-94	MG-91-148
	recristall.				co	bo	recristall.			co	bo	
SiO2	48,99	48,56	49,52	48,60	49,40	48,88	49,32	47,93	47,74	47,64	48,17	49,12
TiO2	1,04	1,31	1,24	1,39	1,07	1,02	1,07	1,33	1,29	1,34	1,27	1,26
Al2O3	6,76	8,07	7,20	8,03	6,65	6,62	6,81	7,63	7,98	7,52	7,68	7,35
Cr2O3	0,07	0,08	0,12	0,12	0,12	0,03	0,08	0,09	0,08	-	-	0,10
FeO	7,99	7,62	7,32	7,53	7,32	7,54	7,75	6,85	6,97	6,79	7,28	6,90
MnO	0,08	0,01	0,06	0,06	0,11	0,14	0,08	0,16	0,16	0,11	0,11	0,19
MgO	13,08	13,00	12,75	12,46	13,10	13,21	13,00	12,94	12,84	12,74	12,64	13,04
CaO	20,04	20,45	20,23	20,52	20,08	19,89	20,10	20,69	20,63	20,92	20,59	21,61
Na2O	1,01	1,22	1,15	1,16	1,16	1,14	1,14	1,04	0,83	0,92	0,92	1,13
K2O	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,04	0,05
NiO	-	0,06	-	0,03	0,02	0,04	0,08	0,11	0,00	0,02	-	-
Total	99,08	100,37	99,58	99,88	99,04	98,51	99,43	98,77	98,52	98,00	98,70	100,74
Si	1,826	1,784	1,834	1,797	1,835	1,825	1,831	1,789	1,788	1,793	1,799	1,793
AlIV	0,174	0,216	0,166	0,203	0,165	0,175	0,169	0,211	0,212	0,207	0,201	0,207
AlVI	0,124	0,133	0,148	0,147	0,127	0,116	0,129	0,125	0,140	0,127	0,137	0,109
Cr	0,002	0,002	0,004	0,003	0,003	0,001	0,002	0,003	0,002	0,000	0,000	0,003
Ti	0,029	0,036	0,034	0,039	0,030	0,029	0,030	0,037	0,036	0,038	0,036	0,034
Fet	0,242	0,223	0,224	0,226	0,228	0,235	0,234	0,205	0,212	0,206	0,227	0,211
Mn	0,002	-	0,002	0,002	0,004	0,004	0,003	0,005	0,005	0,004	0,003	0,006
Mg	0,727	0,712	0,703	0,687	0,725	0,735	0,719	0,720	0,717	0,715	0,704	0,709
Ca	0,800	0,805	0,803	0,813	0,799	0,796	0,799	0,827	0,828	0,844	0,824	0,845
Na	0,073	0,087	0,082	0,083	0,084	0,083	0,082	0,075	0,060	0,067	0,067	0,080
K	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,002	0,002
Ni	-	0,002	-	0,001	-	0,001	0,002	0,003	-	0,001	-	-
CaTs	11,50	13,30	9,70	12,60	10,50	11,60	11,00	12,50	14,00	12,70	12,90	10,9
Jd	0,80	-	5,10	2,00	2,20	-	1,90	-	-	-	0,60	-
En	41,05	40,90	40,59	39,76	41,29	41,52	40,97	41,00	40,69	40,42	40,05	40,03
Fs	13,78	12,87	13,05	13,19	13,21	13,54	13,50	11,90	12,32	11,87	13,08	11,91
Wo	45,17	46,24	46,36	47,05	45,50	44,94	45,53	47,10	46,99	47,71	46,87	47,71
Mg*	75,03	76,07	75,84	75,25	76,08	75,77	75,45	77,92	77,18	77,63	75,62	77,07

Compositions chimiques des clinopyroxènes des clinopyroxénites à grenat (type IIb)

Echant.	MG-91-103	MG-91-103	MG-91-103	MG-91-103	MG-91-103	MG-91-103	MG-91-103	MG-91-103	MG-91-103	MG-91-103	MG-91-103	MG-91-103	MG-91-103
	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co
SiO2	50,69	48,68	50,31	51,28	51,88	51,34	49,58	49,56	50,08	49,08	50,37		
ThO2	0,62	0,68	0,66	0,62	0,51	0,42	0,89	0,52	0,59	0,92	0,59		
Al2O3	6,01	5,60	5,10	5,23	4,35	3,96	6,64	5,34	5,33	7,26	4,88		
Cr2O3	0,09	0,04	0,09	-	0,05	0,05	0,03	0,05	-	0,07	0,08		
Fe2O3	9,64	8,71	8,77	10,13	10,35	9,87	9,83	9,24	9,07	9,24	8,84		
MnO	0,03	0,14	0,13	0,22	0,13	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,11		
MgO	11,35	11,59	11,69	11,98	11,91	12,40	11,62	12,18	12,06	11,23	12,51		
CaO	19,86	20,40	20,70	20,17	20,14	20,16	20,31	20,10	20,38	20,03	20,31		
Na2O	1,72	1,33	1,42	1,34	1,22	1,21	1,28	1,21	1,17	1,28	1,13		
K2O	-	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	-	0,04	0,04		
N2O	-	0,06	0,11	0,05	0,15	-	100,25	98,16	-	99,20	98,88		
Total	100,01	98,60	99,01	100,82	100,71	99,55	100,25	98,16	98,81	99,20	98,88		
Si	1,882	1,846	1,887	1,893	1,921	1,919	1,841	1,867	1,882	1,839	1,890		
AlIV	0,118	0,111	0,113	0,107	0,079	0,081	0,133	0,118	0,118	0,161	0,110		
AlVI	0,145	0,138	0,113	0,121	0,111	0,093	0,131	0,106	0,118	0,160	0,106		
Cr	0,003	0,001	0,003	-	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	0,002		
Ti	0,017	0,019	0,019	0,015	0,014	0,012	0,012	0,015	0,017	0,026	0,017		
FeI	0,293	0,276	0,269	0,307	0,320	0,303	0,298	0,283	0,279	0,285	0,271		
Mn	0,001	0,005	0,007	0,004	0,004	0,004	0,001	0,004	0,004	0,001	0,003		
Mg	0,628	0,650	0,654	0,659	0,657	0,691	0,643	0,687	0,676	0,627	0,699		
Ca	0,790	0,832	0,832	0,798	0,799	0,807	0,808	0,815	0,821	0,804	0,816		
Na	0,124	0,097	0,103	0,096	0,088	0,088	0,092	0,089	0,085	0,093	0,082		
K	-	0,002	-	0,001	0,001	0,001	-	-	-	0,001	0,002		
Ni	-	0,002	0,002	0,004	0,004	-	-	-	-	0,001	0,001		
CaTs	8,40	7,20	7,50	7,70	5,10	5,80	11,00	10,30	8,50	10,90	7,70		
Jd	6,10	6,40	3,80	4,30	5,90	3,50	2,10	0,20	3,40	5,00	2,70		
En	36,68	37,36	37,14	37,27	36,91	38,28	36,74	38,40	37,98	36,52	39,07		
Fs	17,17	15,40	15,62	17,59	18,20	17,01	17,09	16,04	15,90	16,66	15,32		
Wo	46,14	47,24	47,25	45,14	44,89	44,71	46,17	45,56	46,12	46,83	45,61		
mg*	68,19	71,19	70,93	68,22	67,25	69,52	68,33	70,82	70,79	68,75	72,06		

Echant.	MG-91-108	MG-91-108	MG-91-108	MG-91-108	MG-91-108	MG-91-108	MG-91-108	MG-91-108	MG-91-108	MG-91-108	MG-91-108		
	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co		
SiO2	48,98	48,40	50,13	49,73	50,60	51,48	48,97	48,97	48,97	48,97	48,97		
ThO2	0,88	0,84	0,72	0,81	0,79	0,43	0,82	0,82	0,82	0,82	0,82		
Al2O3	7,69	7,28	6,49	6,89	5,84	4,93	7,01	7,01	7,01	7,01	7,01		
Cr2O3	-	-	-	0,01	-	-	0,04	0,04	-	-	-		
Fe2O3	10,68	9,76	9,97	9,70	9,73	9,63	9,97	9,97	9,97	9,97	9,97		
MnO	0,00	0,19	0,10	0,12	0,10	0,14	0,07	0,07	0,14	0,07	0,14		
MgO	10,42	10,74	11,09	11,69	12,22	12,55	11,32	11,32	12,55	11,32	11,32		
CaO	19,08	19,56	18,69	19,40	19,87	19,36	19,47	19,47	19,36	19,47	19,47		
Na2O	1,89	1,84	2,05	1,70	1,67	1,38	1,67	1,67	1,38	1,67	1,67		
K2O	-	0,05	-	0,05	-	-	0,07	0,07	-	-	-		
N2O	-	0,03	-	0,03	0,05	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07	0,07		
Total	99,62	98,69	99,24	100,14	100,86	99,98	99,98	99,42	99,98	99,42	99,42		
Si	1,831	1,817	1,873	1,842	1,861	1,909	1,831	1,831	1,861	1,831	1,831		
AlIV	0,169	0,183	0,127	0,158	0,139	0,091	0,169	0,169	0,139	0,169	0,169		
AlVI	0,170	0,139	0,159	0,143	0,114	0,125	0,140	0,140	0,125	0,140	0,140		
Cr	-	-	-	0,023	0,022	0,012	0,023	0,023	0,012	0,023	0,023		
Ti	0,025	0,024	0,020	0,291	0,288	0,294	0,301	0,301	0,294	0,301	0,301		
FeI	0,325	0,322	0,303	0,291	0,288	0,294	0,294	0,294	0,294	0,294	0,294		
Mn	0,000	0,006	0,003	0,004	0,003	0,004	0,004	0,002	0,004	0,004	0,002		
Mg	0,580	0,601	0,618	0,645	0,670	0,670	0,670	0,670	0,670	0,670	0,670		
Ca	0,764	0,787	0,748	0,770	0,783	0,769	0,780	0,780	0,769	0,780	0,780		
Na	0,137	0,134	0,149	0,122	0,119	0,099	0,121	0,121	0,099	0,121	0,121		
K	-	0,002	-	0,002	-	-	0,002	0,002	-	0,002	0,002		
Ni	-	0,001	-	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	-	0,002	0,002		
CaTs	12,00	13,50	8,60	11,30	9,50	6,70	12,30	12,30	8,50	10,90	7,70		
Jd	5,00	0,20	7,30	2,80	1,90	5,80	1,60	1,60	5,80	1,60	1,60		
En	34,77	35,35	36,96	37,74	38,42	39,41	36,84	36,84	39,41	36,84	36,84		
Fs	19,42	18,35	18,30	16,97	16,51	17,51	16,70	16,70	17,51	16,66	15,32		
Wo	45,80	46,29	44,74	45,16	44,90	43,67	45,53	45,53	46,12	46,83	45,61		
mg*	64,16	65,11	67,10	68,98	69,94	70,24	67,78	67,78	70,79	68,75	72,06		

Compositions chimiques
des clinopyroxenes
des métagabbros à
ilménite (type IIc)

coronit : coronitique

Echant.	Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite	
	MG-91-105	DR 5.1	MG-91-33	MG-91-33	MG-91-33	MG-91-33	MG-91-109	MG-91-109	MG-91-109	MG-91-109	MG-91-109	MG-91-109	MG-91-109	MG-91-104	MG-91-19	MG-91-19
SiO2	54,66	55,74	54,39	53,83	54,77	54,99	54,93	54,42	54,8	54,92	54,90	54,95	54,95	54,92	54,90	54,95
TiO2	0,21	0,06	0,16	0,18	0,13	0,13	0,14	0,13	0,13	0,19	0,13	0,10	0,10	0,19	0,05	0,10
Al2O3	3,46	4,17	3,70	3,64	3,80	3,43	3,09	3,63	3,22	4,31	3,22	3,70	3,70	4,15	3,48	3,70
Cr2O3	11,61	8,25	7,23	7,18	7,09	7,34	8,99	9,23	0	6,07	8,89	9,05	9,05	6,07	8,93	9,05
FeO	0,23	0,22	0,26	0,18	0,16	0,18	0,25	0,18	0,21	32,79	31,18	32,60	32,60	32,79	32,36	32,60
MnO	29,55	32,39	32,37	32,80	32,78	31,48	31,61	31,55	0,27	0,51	0,27	0,72	0,72	0,51	0,72	0,72
MgO	0,66	0,69	0,69	0,64	0,68	0,42	0,35	0,35	0,05	0,32	0,10	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04
CaO	0,03	0,03	0,04	0,01	0,01	0,04	0	0,04	0	0,16	0,05	0,04	0,04	0,07	0,01	0,01
Na2O	0,02	0,05	0,10	0,13	0,13	0,04	0,09	0,04	0,16	0,05	0,16	0,05	0,05	0,07	0,01	0,01
K2O	0,12	101,73	99,28	98,12	99,80	100,01	99,68	99,82	98,82	99,84	101,56	101,70	101,70	99,84	101,56	101,70
Total	100,66	101,73	99,28	98,12	99,80	100,01	99,68	99,82	98,82	99,84	101,56	101,70	101,70	99,84	101,56	101,70
Si	1,921	1,906	1,905	1,874	1,905	1,922	1,926	1,909	1,9351	1,9024	1,894	1,893	1,893	1,9024	1,894	1,893
Al	0,143	0,168	0,153	0,152	0,156	0,141	0,128	0,150	0,134	0,1758	0,150	0,150	0,150	0,1758	0,150	0,150
Cr	0,006	0,005	0,009	0,009	0,007	0,003	0,006	0,005	0,001	0,0041	0,001	0,010	0,010	0,0041	0,001	0,010
Ti	0,005	0,002	0,004	0,005	0,003	0,003	0,004	0,004	0,008	0,005	0,001	0,003	0,003	0,005	0,001	0,003
Fe	0,341	0,236	0,212	0,212	0,206	0,270	0,264	0,271	0,2625	0,1759	0,258	0,261	0,261	0,1759	0,258	0,261
Mn	0,007	0,006	0,008	0,006	0,005	0,005	0,007	0,005	0,0063	0,0125	0,006	0,004	0,004	0,0125	0,006	0,004
Mg	1,548	1,650	1,690	1,693	1,699	1,640	1,652	1,649	1,6413	1,6928	1,664	1,674	1,674	1,6928	1,664	1,674
Ca	0,021	0,024	0,026	0,024	0,025	0,016	0,013	0,013	0,0101	0,0189	0,027	0,027	0,027	0,0189	0,027	0,027
Na	0,002	0,002	0,003	0,001	0,001	0,003	0,002	0,002	0,0035	0,0021	0,002	0,003	0,003	0,0021	0,002	0,003
K	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ni	0,004	0,001	0,003	0,002	0,004	0,001	0,003	0,002	0,0046	0,0029	0,002	0,001	0,001	0,0029	0,002	0,001
En	80,76	87,07	87,30	87,50	87,80	84,94	85,33	85,07	85,47	89,09	85,15	85,17	85,17	89,09	85,15	85,17
Fs	18,17	11,66	11,35	11,26	10,90	14,25	13,99	14,24	14,25	0,99	14	13,48	13,48	0,99	13,50	13,48
Wo	1,07	1,27	1,35	1,22	1,30	0,82	0,68	0,68	0,53	0,99	0,53	1,35	1,35	0,99	1,35	1,35
mg*	81,94	87,49	88,86	88,87	89,18	85,88	86,22	85,99	85,93	89,98	85,93	86,52	86,52	89,98	86,59	86,52

Echant.	Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite	
	MG-91-19	GM-92-372	GM-92-372	DR6.2	DR15.2	DR15.2	DR15.2	DR15.2	DR15.2	DR15.2	DR15.2	DR15.2	DR15.2	GM-92-234	GM-92-234	GM-92-234
SiO2	54,94	56,13	56,02	54,19	54,33	54,18	53,78	55,07	54,74	54,09	53,99	53,99	53,99	54,09	53,99	53,99
TiO2	0,19	0,07	0,02	0,02	0,15	0,17	0,12	0,15	0,15	0,02	0,09	0,09	0,09	0,02	0,09	0,09
Al2O3	3,79	4,03	4,09	4,21	4,18	4,13	4,36	4,25	4,04	4,56	4,58	4,58	4,58	4,56	4,58	4,58
Cr2O3	0,45	0,17	0,17	0,17	0,19	0,17	0,28	0,34	0,38	0,15	0,03	0,03	0,03	0,15	0,03	0,03
FeO	8,22	5,99	5,91	8,12	9,54	9,51	8,24	7,75	8,24	9,33	9,55	9,55	9,55	9,33	9,55	9,55
MnO	0,17	0,28	0,28	0,11	0,16	0,12	0,17	0,22	0,18	0,22	0,18	0,23	0,23	0,18	0,23	0,23
MgO	32,38	33,59	33,95	30,71	30,20	30,19	30,29	32,20	32,34	31,36	31,36	31,36	31,36	31,36	31,36	31,36
CaO	0,72	0,56	0,50	0,71	0,60	0,66	0,65	0,66	0,66	0,69	0,69	0,69	0,69	0,69	0,69	0,69
Na2O	0,01	0,02	0,04	0,08	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K2O	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
NiO	0,05	0,21	0,07	0,22	0,16	0,10	0,03	0,05	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Total	100,92	101,04	101,08	98,56	99,35	99,23	98,82	100,68	100,94	100,60	100,66	100,66	100,66	100,60	100,66	100,66
Si	1,900	1,916	1,911	1,916	1,915	1,913	1,909	1,902	1,894	1,886	1,883	1,883	1,883	1,886	1,883	1,883
Al	0,155	0,162	0,164	0,175	0,174	0,172	0,182	0,173	0,165	0,187	0,188	0,188	0,188	0,187	0,188	0,188
Cr	0,012	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,008	0,009	0,010	0,004	0,001	0,001	0,001	0,004	0,001	0,001
Ti	0,005	0,002	0,001	0,001	0,004	0,005	0,003	0,006	0,004	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002
Fe	0,238	0,171	0,169	0,240	0,281	0,281	0,269	0,224	0,278	0,338	0,279	0,279	0,279	0,338	0,279	0,279
Mn	0,005	0,008	0,008	0,003	0,005	0,004	0,005	0,003	0,006	0,005	0,007	0,007	0,007	0,005	0,007	0,007
Mg	1,669	1,709	1,726	1,618	1,586	1,588	1,599	1,657	1,667	1,630	1,630	1,630	1,630	1,630	1,630	1,630
Ca	0,027	0,020	0,018	0,027	0,023	0,025	0,025	0,025	0,024	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026	0,026
Na	0,001	0,001	0,003	0,005	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002
K	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ni	0,002	0,006	0,002	0,006	0,002	0,003	0,001	0,001	0,003	0,001	0,003	0,003	0,003	0,001	0,003	0,003
En	86,11	89,56	89,85	85,84	83,92	83,67	84,47	86,80	86,10	84,06	83,96	83,96	83,96	84,06	83,96	83,96
Fs	12,52	9,37	9,20	12,73	14,87	14,81	14,21	11,88	12,64	14,62	14,70	14,70	14,70	14,62	14,70	14,70
Wo	1,37	1,07	0,95	1,43	1,22	1,32	1,32	1,32	1,26	1,32	1,34	1,34	1,34	1,32	1,35	1,35
mg*	87,52	90,91	91,10	87,08	84,95	84,97	85,60	88,11	87,49	85,43	85,40	85,40	85,40	85,43	85,40	85,40

exsoluit. : exsolution

Compositions chimiques des orthopyroxènes des enclaves ultrabasiques de type IIa

Echantillons	MG-91-21b	MG-91-21b	MG-91-21b	MG-91-21b	DR12.2	DR12.2	MG-91-1
	co	bo	coronit co	symp1 opx/sp			co
SiO2	54,09	53,91	55,21	54,32	54,19	53,82	52,11
TiO2	-	-	-	0,05	0,19	0,04	-
Al2O3	4,58	5,54	3,85	5,58	4,53	4,17	6,91
Cr2O3	0,15	0,07	0,01	0,03	0,21	0,14	0,10
FeOt	10,50	10,71	10,67	10,45	11,43	10,93	11,07
MnO	0,16	0,19	0,12	0,23	0,19	0,14	0,20
MgO	29,14	29,15	30,00	28,89	28,96	28,96	29,02
CaO	0,68	0,64	0,67	0,57	0,92	0,63	0,75
Na2O	0,06	0,08	0,04	0,07	0,05	0,03	0,04
K2O	-	0,01	0,05	-	-	-	-
NiO	0,14	0,09	0,06	0,14	0,07	0,11	0,02
Total	99,51	100,38	100,68	100,33	100,76	98,97	100,24
Si	1,912	1,890	1,928	1,901	1,903	1,917	1,838
Al	0,191	0,229	0,158	0,230	0,188	0,175	0,287
Cr	0,004	0,002	-	0,001	0,006	0,004	0,003
Ti	-	-	-	0,001	0,005	0,001	-
Fet	0,311	0,314	0,312	0,306	0,336	0,326	0,327
Mn	0,005	0,006	0,004	0,007	0,006	0,004	0,006
Mg	1,535	1,524	1,562	1,510	1,515	1,537	1,526
Ca	0,026	0,024	0,025	0,021	0,035	0,024	0,029
Na	0,004	0,005	0,003	0,005	0,003	0,002	0,003
K	-	0,00	0,002	-	-	-	-
Ni	0,004	0,002	0,002	0,004	0,002	0,003	-
En	81,82	81,60	82,11	81,86	80,33	81,45	80,86
Fs	16,80	17,12	16,57	16,98	17,82	17,28	17,63
Wo	1,37	1,28	1,32	1,16	1,86	1,27	1,51
mg*	83,18	82,91	83,36	83,13	81,85	82,50	82,37

Echantillons	MG-91-1	MG-91-1	MG-91-1	MG-91-1	MG-91-13	MG-91-13
	bo	exsol ds cpx			co	bo
SiO2	52,56	52,66	52,48	52,37	53,53	53,42
TiO2	0,10	0,03	0,24	0,23	0,02	0,10
Al2O3	7,00	7,02	6,41	6,96	4,99	4,87
Cr2O3	0,11	0,30	0,02	0,03	0,16	0,12
FeOt	10,98	10,93	11,94	11,65	11,79	11,72
MnO	0,25	0,20	0,24	0,12	0,32	0,27
MgO	29,18	28,59	28,79	28,60	29,35	29,77
CaO	0,67	0,71	0,77	0,70	0,68	0,70
Na2O	0,05	0,03	-	0,05	0,04	0,03
K2O	0,02	0,04	-	0,05	0,01	0,04
NiO	-	0,07	0,10	0,14	0,09	0,01
Total	100,92	100,58	100,99	100,90	100,98	101,05
Si	1,839	1,848	1,845	1,839	1,880	1,875
Al	0,288	0,290	0,265	0,288	0,207	0,201
Cr	0,003	0,008	0,001	0,001	0,004	0,003
Ti	0,003	0,001	0,006	0,006	0,001	0,003
Fet	0,321	0,321	0,351	0,342	0,346	0,344
Mn	0,007	0,006	0,007	0,004	0,010	0,008
Mg	1,522	1,496	1,509	1,497	1,537	1,557
Ca	0,025	0,027	0,029	0,026	0,026	0,026
Na	0,003	0,002	-	0,003	0,003	0,002
K	0,001	0,002	-	0,002	0,001	0,002
Ni	-	0,00	0,003	0,004	0,002	-
En	81,14	80,87	79,58	80,09	80,12	80,45
Fs	17,53	17,68	18,90	18,50	18,54	18,19
Wo	1,34	1,45	1,52	1,41	1,33	1,36
mg*	82,60	82,34	81,12	81,39	81,62	81,90

symp1 : symplectite
coronit : coronitique
exsol ds : exsolution dans

Compositions chimiques des orthopyroxènes des webstérites à olivine et plagioclase (type IIa)

Métagabbros à saphirine

Echant.	Arc 835		Arc 824		MG-91-99a		MG-91-99a		MG-91-99a		MG-91-107		MG-91-107	
	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo
SiO2	51,93	51,12	53,25	53,35	53,54	53,35	52,50	52,61	53,42	52,10	52,85	52,10	52,85	52,10
TiO2	0,10	0,20	0,07	0,020	-	0,020	0,10	0,05	0,03	0,11	0,06	0,11	0,06	0,11
Al2O3	7,73	8,80	6,80	7,93	6,58	7,93	7,99	7,49	7,14	8,34	7,26	8,34	7,26	8,34
Cr2O3	0,16	0,04	0,13	0,08	0,15	0,08	0,16	0,14	0,10	-	0,19	-	0,19	-
FeO	11,93	9,59	9,59	10,66	10,66	10,29	9,86	10,15	8,59	8,19	8,20	8,19	8,20	8,19
MnO	0,16	0,22	0,19	0,07	0,20	0,07	0,12	0,20	0,08	0,13	0,13	0,14	0,13	0,14
MgO	27,34	26,35	29,79	29,29	29,34	29,29	29,30	29,29	30,34	29,58	30,45	29,58	30,45	29,58
CaO	0,58	1,46	0,50	0,54	0,54	0,54	0,49	0,44	0,50	0,57	0,57	0,50	0,57	
Na2O	-	0,18	0,03	0,07	0,07	0,13	0,05	-	0,09	0,07	0,07	0,05	0,07	
K2O	0,02	-	0,05	-	-	-	0,04	-	-	0,02	-	0,02	-	
NiO	0,08	0,08	0,05	0,11	0,02	0,11	-	0,04	-	0,02	0,03	0,02	0,03	
Total	100,21	100,37	100,39	101,09	101,09	101,81	100,60	100,42	100,28	99,48	99,81	99,48	99,81	
Si	1,837	1,811	1,858	1,864	1,864	1,840	1,831	1,840	1,856	1,825	1,845	1,825	1,845	
Al	0,322	0,367	0,280	0,322	0,270	0,322	0,328	0,309	0,292	0,344	0,299	0,344	0,299	
Cr	0,004	0,001	0,004	0,002	0,004	0,002	0,004	0,004	0,003	-	0,005	-	0,005	
Ti	0,003	0,005	0,002	0,001	-	0,001	0,003	0,001	0,001	0,003	0,002	0,003	0,002	
Fe	0,359	0,353	0,280	0,297	0,310	0,297	0,287	0,297	0,250	0,240	0,239	0,240	0,239	
Mn	0,005	0,006	0,006	0,002	0,006	0,002	0,004	0,006	0,002	0,004	0,004	0,004	0,004	
Mg	1,442	1,391	1,549	1,505	1,522	1,505	1,523	1,527	1,571	1,545	1,584	1,545	1,584	
Ca	0,022	0,055	0,019	0,020	0,020	0,020	0,018	0,016	0,019	0,035	0,021	0,035	0,021	
Na	-	0,010	0,002	0,009	0,005	0,009	0,003	-	0,006	0,003	0,005	0,003	0,005	
K	0,001	-	0,001	-	-	-	0,002	-	-	0,001	-	0,001	-	
Ni	0,002	0,002	0,001	0,003	0,001	0,003	-	0,001	-	0,001	0,001	0,001	0,001	
En	78,89	77,01	83,60	82,53	81,91	82,53	83,12	82,71	85,31	84,70	85,69	84,70	85,69	
Fs	19,90	19,92	15,39	16,38	17,02	16,38	15,88	16,41	13,68	13,38	13,16	13,38	13,16	
Wo	1,21	3,07	1,01	1,09	1,08	1,09	1,00	0,88	1,01	1,92	1,15	1,92	1,15	
mg*	80,08	79,74	84,71	83,53	83,07	83,53	84,12	83,72	86,29	86,56	86,87	86,56	86,87	

Métagabbros à saphirine et grenat

Echant.	MG-91-116		MG-91-116		MG-91-116		GM-92-414	
	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo
SiO2	55,06	54,90	54,52	55,55	54,52	55,55	55,55	55,55
TiO2	0,07	-	0,07	0,09	0,07	0,09	0,09	0,09
Al2O3	5,43	4,98	6,60	6,29	6,60	6,29	6,29	6,29
Cr2O3	0,14	0,11	0,17	0,09	0,17	0,09	0,09	0,09
FeO	5,30	5,85	5,18	4,33	5,18	4,33	4,33	4,33
MnO	0,08	0,04	-	0,10	-	0,10	0,10	0,10
MgO	32,69	32,06	33,58	33,86	33,58	33,86	33,86	33,86
CaO	0,49	0,56	0,34	0,64	0,34	0,64	0,64	0,64
Na2O	0,03	0,02	0,05	0,12	0,05	0,12	0,12	0,12
K2O	0,06	-	0,12	0,13	0,12	0,13	0,13	0,13
NiO	99,34	98,64	100,61	101,21	100,61	101,21	101,21	101,21
Total	1,901	1,913	1,860	1,877	1,860	1,877	1,877	1,877
Si	0,221	0,204	0,266	0,251	0,266	0,251	0,251	0,251
Al	0,004	0,003	0,005	0,003	0,005	0,003	0,003	0,003
Cr	0,002	-	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Ti	0,153	0,171	0,148	0,122	0,148	0,122	0,122	0,122
Fe	0,002	0,001	-	0,003	-	0,003	0,003	0,003
Mn	1,682	1,665	1,707	1,705	1,707	1,705	1,705	1,705
Mg	0,021	0,018	0,012	0,023	0,012	0,023	0,023	0,023
Ca	0,002	0,001	0,003	0,008	0,003	0,008	0,008	0,008
Na	0,002	-	-	-	-	-	-	-
K	0,002	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0,002	0,003	0,003	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004
En	90,66	89,62	91,43	91,99	91,43	91,99	91,99	91,99
Fs	8,37	9,25	7,91	6,76	7,91	6,76	6,76	6,76
Wo	0,97	1,12	0,66	1,26	0,66	1,26	1,26	1,26
mg*	91,66	90,70	92,04	93,31	92,04	93,31	93,31	93,31

Compositions chimiques des orthopyroxènes des métagabbros à saphirine et à saphirine + grenat (type Ha)

Métagabbros à pyroxènes

Echantillons	DR 6.5	DR17	DR17		MG-91-181	MG-91-181	MG-91-271	MG-91-271	MG-91-271	MG-91-127
			co	bo						
SiO2	53,32	54,30	54,41	53,69	52,41	52,68	52,26	52,07	51,53	50,54
TiO2	0,04	0,10	0,08	-	0,18	0,13	0,15	0,11	0,14	0,16
Al2O3	7,16	5,28	4,59	5,2	4,37	4,44	5,46	5,62	5,75	7,31
Cr2O3	-	0,11	0,06	0,05	-	0,07	0,09	0,03	0,11	0
FeOt	7,69	9,99	10,04	10,24	16,26	16,13	14,11	14,00	14,04	17,22
MnO	0,09	0,14	0,16	0,16	0,22	0,39	0,17	0,16	0,23	0,24
MgO	30,58	29,75	29,48	29,59	26,04	26,19	27,02	27,29	27,23	23,56
CaO	0,59	0,67	0,58	0,58	0,42	0,46	0,46	0,45	0,51	0,69
Na2O	0,07	-	-	0,08	-	-	0,05	0,03	-	0,03
K2O	-	-	0,01	-	-	-	0,01	-	0,01	0
NiO	-	0,01	0,06	0,04	0,05	0,05	-	-	0,01	0,07
Total	99,53	100,35	99,48	99,62	99,96	100,53	99,78	99,75	99,56	99,83
Si	1,858	1,897	1,917	1,893	1,895	1,894	1,875	1,867	1,855	1,8399
Al	0,294	0,217	0,191	0,216	0,186	0,188	0,231	0,237	0,244	0,3136
Cr	-	0,003	0,002	0,001	-	0,002	0,003	0,001	0,003	0
Ti	0,001	0,003	0,002	-	0,005	0,004	0,004	0,003	0,004	0,0045
Fet	0,224	0,292	0,296	0,302	0,492	0,485	0,423	0,420	0,423	0,5244
Mn	0,003	0,004	0,005	0,005	0,007	0,012	0,005	0,005	0,007	0,0073
Mg	1,588	1,549	1,548	1,555	1,404	1,404	1,445	1,459	1,461	1,2783
Ca	0,022	0,025	0,022	0,022	0,016	0,018	0,018	0,017	0,020	0,0271
Na	0,005	-	-	0,005	-	-	0,003	0,002	-	0,0025
K	-	-	-	-	-	-	0,001	-	-	0
Ni	-	-	0,002	0,001	0,002	0,001	-	-	-	0,0021
En	86,59	83,01	82,74	82,54	73,17	73,18	76,41	76,75	76,48	69,58
Fs	12,21	15,65	15,82	16,03	25,98	25,90	22,65	22,35	22,49	28,95
Wo	1,20	1,34	1,18	1,17	0,85	0,92	0,94	0,90	1,03	1,47
mg*	87,64	84,14	83,95	83,74	74,06	74,32	77,34	77,65	77,56	70,62

Métagabbros à grenat

Echantillons	MG-91-121	MG-91-121	MG-91-121	GM-92-406		GM-92-406
				co	bo	
SiO2	53,87	53,37	53,82	53,92	54,16	54,82
TiO2	-	0,04	0,02	0,14	0,05	0,01
Al2O3	4,66	6,11	5,51	4,30	3,82	3,99
Cr2O3	-	0,13	0,14	0,09	0,02	0,02
FeOt	9,07	9,03	8,93	10,94	10,57	10,70
MnO	0,11	0,11	0,14	0,07	0,04	0,11
MgO	30,80	30,41	30,86	30,37	30,23	29,96
CaO	0,63	0,66	0,56	0,48	0,53	0,47
Na2O	0,05	0,03	0,05	0,07	0,07	0,02
K2O	0,01	0,01	0,01	-	0,010	0,04
NiO	0,06	0,03	0,15	0,12	0,04	0,03
Total	99,26	99,92	100,20	100,49	99,53	100,16
Si	1,897	1,867	1,878	1,893	1,914	1,924
Al	0,194	0,252	0,227	0,178	0,159	0,165
Cr	-	0,004	0,004	0,003	0,001	0,001
Ti	-	0,001	-	0,004	0,001	-
Fet	0,267	0,264	0,261	0,321	0,312	0,314
Mn	0,003	0,003	0,004	0,002	0,001	0,003
Mg	1,617	1,586	1,605	1,589	1,592	1,567
Ca	0,024	0,025	0,021	0,018	0,020	0,018
Na	0,004	0,002	0,004	0,005	0,005	0,001
K	-	-	-	-	-	0,002
Ni	0,002	0,001	0,004	0,003	0,001	0,001
En	84,61	84,45	84,89	82,32	82,68	82,39
Fs	14,16	14,24	14,00	16,75	16,28	16,68
Wo	1,24	1,32	1,11	0,93	1,04	0,92
mg*	85,82	85,72	86,03	83,19	83,60	83,31

Compositions chimiques
des orthopyroxènes des
métagabbros à pyroxènes et
des métagabbros à grenat (type IIa)

Type IIb

Echant.	Gt Clinop.	Gt Clinop.	Gt Clinop.	Gt Clinop.	Clinop.	Clinop.	Clinop.	Gt-ilm métagab.
	Arc 83-11	Arc 83-11	MG-91-94	MG-91-148	MG-91-50	MG-91-24	GM-92-86	GM-92-139
	co	bo			Exsolut./cpx		Exsolut./cpx	
SiO ₂	52,51	52,59	52,36	53,28	52,59	51,27	51,76	51,28
TiO ₂	0,23	0,24	0,22	0,21	0,27	0,26	0,19	0,25
Al ₂ O ₃	4,19	4,31	4,59	4,14	4,61	5,80	7,01	4,67
Cr ₂ O ₃	0,07	-	-	-	0,05	-	0,12	-
FeO _t	15,16	16,30	14,97	15,06	15,39	17,69	12,80	16,32
MnO	0,28	0,10	0,25	0,20	0,20	0,38	0,14	0,17
MgO	25,52	25,87	26,58	27,34	26,81	24,01	27,15	25,34
CaO	0,82	0,78	0,75	0,78	0,89	0,74	0,71	0,65
Na ₂ O	0,08	-	0,03	0,04	0,10	0,03	0,03	0,09
K ₂ O	0,01	-	-	0,04	-	-	0,03	0,03
NiO	0,09	-	0,02	0,03	0,01	0,08	-	0,01
Total	98,96	100,20	99,77	101,12	100,94	100,27	99,95	98,79
Si	1,911	1,898	1,888	1,896	1,880	1,864	1,844	1,881
Al	0,180	0,183	0,195	0,174	0,194	0,249	0,294	0,202
Cr	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000
Ti	0,006	0,007	0,006	0,006	0,007	0,007	0,005	0,007
Fet	0,462	0,492	0,452	0,448	0,460	0,538	0,381	0,501
Mn	0,009	0,003	0,008	0,006	0,006	0,012	0,004	0,005
Mg	1,384	1,391	1,429	1,450	1,428	1,302	1,442	1,385
Ca	0,032	0,030	0,029	0,030	0,034	0,029	0,027	0,026
Na	0,006	-	0,002	0,003	0,007	0,002	0,002	0,006
K	-	-	-	0,002	-	-	0,001	0,002
Ni	0,003	-	0,001	0,001	-	0,002	-	-
En	73,38	72,60	74,52	74,98	74,06	69,22	77,75	72,28
Fs	24,92	25,83	23,95	23,48	24,17	29,24	20,79	26,39
Wo	1,70	1,57	1,52	1,54	1,77	1,54	1,46	1,33
mg*	74,99	73,88	75,99	76,39	75,64	70,75	79,08	73,45

Type IIc : Métagabbros à ilménite

Echant.	Arc 825	Arc 825	MG-91-108	MG-91-108	MG-91-108	GM-92-419	GM-92-419	MG-91-112	MG-91-106
		co	co	bo		co	bo		
SiO ₂	52,47	52,11	52,16	52,19	52,45	52,33	53,02	52,16	52,26
TiO ₂	0,16	0,07	0,14	0,17	0,09	0,13	0,11	0,13	0,09
Al ₂ O ₃	2,08	2,06	2,81	2,76	2,82	2,65	2,60	3,25	2,67
Cr ₂ O ₃	-	0,03	0,02	-	-	0,02	-	-	0,05
FeO _t	23,07	22,84	21,35	21,76	21,91	20,76	20,54	19,19	21,21
MnO	0,23	0,32	0,15	0,16	0,37	0,24	0,22	0,24	0,28
MgO	22,08	21,30	23,05	23,06	22,64	23,80	23,73	23,89	23,30
CaO	0,84	0,83	0,75	0,71	0,68	0,74	0,70	1,34	0,70
Na ₂ O	-	0,10	0,03	0,05	0,01	-	0,05	0,04	0,05
K ₂ O	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	-	-	0,01	0,01
NiO	0,05	0,08	0,12	0,10	0,05	0,09	0,04	0,03	0,07
Total	100,99	99,78	100,58	100,96	101,03	100,75	101,02	100,28	100,69
Si	1,941	1,952	1,923	1,920	1,928	1,921	1,935	1,913	1,924
Al	0,091	0,091	0,122	0,120	0,122	0,115	0,112	0,141	0,116
Cr	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Ti	0,005	0,002	0,004	0,005	0,003	0,004	0,003	0,004	0,003
Fet	0,714	0,715	0,658	0,669	0,674	0,637	0,627	0,589	0,653
Mn	0,007	0,010	0,005	0,005	0,011	0,008	0,007	0,008	0,009
Mg	1,218	1,189	1,266	1,264	1,241	1,302	1,291	1,306	1,278
Ca	0,033	0,033	0,030	0,028	0,027	0,029	0,028	0,053	0,028
Na	-	0,007	0,002	0,004	0,001	-	0,003	0,003	0,004
K	0,001	0,001	-	-	0,001	-	-	-	-
Ni	0,001	0,003	0,004	0,003	0,001	0,003	0,001	0,001	0,002
En	61,75	61,04	64,65	64,28	63,54	65,90	66,13	66,81	64,98
Fs	36,56	37,25	33,83	34,28	35,09	32,62	32,46	30,49	33,62
Wo	1,68	1,71	1,51	1,43	1,37	1,48	1,41	2,70	1,40
mg*	63,05	62,44	65,81	65,39	64,81	67,14	67,31	68,93	66,20

Gt Clinop. : clinopyroxénite à grenat

Clinop. : clinopyroxénite

Gt-ilm métagab. : métagabbros à ilménite et spinelle

Exsolut./ : exsolution dans

Compositions chimiques des orthopyroxènes des enclaves de type IIb et de type IIc

Echantillons	Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite		Iherzolite	
	MG-91-19	MG-91-19	GM-92-372	GM-92-372	MG-91-109	MG-91-109	MG-91-109	MG-91-109	MG-91-109	MG-91-109	MG-91-104	DR 5.1	MG-91-33	MG-91-33	MG-91-33	MG-91-33	MG-91-33	MG-91-33
SiO2	0,07	0,06	0,06	0,06	-	-	-	0,28	0	0,05	0,05	0,05	0,02	0,12	0,02	0,02	0,02	0,02
TiO2	0,25	0,10	0,04	0,04	0,08	0,03	0,04	0,04	0,04	0,11	0,08	0,21	0,27	0,27	0,21	0,27	0,22	0,22
Al2O3	51,34	63,41	51,95	63,41	57,35	58,81	65,3	66,08	66,08	63	55,72	53,24	54,45	54,45	53,24	54,45	54,55	54,55
Cr2O3	15,52	5,09	12,25	5,16	8,87	6,96	1,11	0,39	0,39	5,51	11,18	12,85	12,90	12,90	12,85	12,87	12,87	12,87
FeO	13,58	7,84	13,43	7,96	13,68	13,38	12,85	12,14	12,14	9,46	11,48	10,33	11,31	11,31	10,33	11,14	11,14	11,14
Fe2O3	2,73	1,48	1,30	1,30	2,39	2,73	1,23	0,62	0,62	0,71	3,23	3,17	2,07	2,07	3,17	2,44	2,44	2,44
MnO	0,14	0,03	0,13	0,13	0,15	0,02	0,1	0,03	0,03	0,03	0,15	0,15	0,04	0,04	0,15	0,15	0,15	0,15
MgO	17,65	22,41	22,27	22,27	17,94	18,31	19,2	19,6	19,6	21,34	19,44	19,58	19,38	19,38	19,58	19,48	19,48	19,48
NiO	0,26	0,22	0,34	0,34	0,30	0,29	0,36	0,37	0,37	0,35	0,27	0,28	0,55	0,55	0,28	0,31	0,31	0,31
Total	101,44	100,79	100,73	100,73	100,76	100,57	100,7	99,44	99,44	100,58	101,6	99,83	101,09	101,09	99,83	101,18	101,18	101,18
Si	0,015	0,011	0,013	0,013	-	0,007	0,0557	0,0004	0,0004	0,0094	0,001	0,003	0,025	0,025	0,003	0,005	0,005	0,005
Ti	0,040	0,015	0,006	0,006	0,012	0,006	0,0065	0,0066	0,0066	0,0172	0,016	0,033	0,043	0,043	0,033	0,034	0,034	0,034
Al	12,844	14,912	14,931	14,931	14,108	14,383	15,5134	15,781	15,781	14,9408	13,6	13,253	13,387	13,387	13,253	13,396	13,396	13,396
Cr	2,606	0,803	0,815	0,815	1,463	1,142	0,1657	0,0618	0,0618	0,8767	1,832	2,146	2,127	2,127	2,146	2,120	2,120	2,120
Fe2+	2,412	1,309	1,330	1,330	2,388	2,322	2,1657	2,0569	2,0569	1,5922	2,008	1,826	1,973	1,973	1,826	1,941	1,941	1,941
Fe3+	0,437	0,222	0,196	0,196	0,376	0,426	0,186	0,094	0,094	0,1077	0,488	0,504	0,325	0,325	0,504	0,382	0,382	0,382
Mn	0,025	0,024	0,022	0,022	0,026	0,004	0,0172	0,0052	0,0052	0,0052	0,024	0,027	0,007	0,007	0,027	0,027	0,027	0,027
Mg	5,588	6,667	6,630	6,630	5,583	5,662	5,7681	5,9194	5,9194	6,3997	6	6,164	6,026	6,026	6,164	6,050	6,050	6,050
mg*	69,85	83,59	83,29	83,29	70,04	70,92	72,70	74,21	74,21	80,08	75,12	77,15	75,34	75,34	77,15	75,71	75,71	75,71
cr*	16,87	5,11	5,17	5,17	9,40	7,35	1,12	0,39	0,39	5,54	11,87	13,94	13,71	13,71	13,94	13,66	13,66	13,66

Echantillons	wehrlite		wehrlite		ol-webster.		ol-webster.		ol-webster.		ol-webster.		ol-webster.		ol-webster.		ol-webster.	
	MG-91-105	MG-91-105	MG-91-105	MG-91-105	DR 6-2	DR 6-2	DR 15-2	DR 15-2	DR 15-2	DR 15-2	GM-92-234	GM-92-234	GM-92-234	GM-92-234	GM-92-234	GM-92-234	MG-91-22	MG-91-22
SiO2	0,13	0,20	0,04	0,04	-	-	0,04	-	0,13	0,09	0,09	0,13	0,09	0,09	0,13	0,09	0,02	0,04
TiO2	0,76	0,58	0,15	0,15	0,16	0,24	0,29	0,29	0,00	0,09	0,07	0,00	0,07	0,07	0,00	0,41	0,37	0,41
Al2O3	48,26	50,21	60,46	60,46	60,52	54,42	55,70	55,13	63,73	54,42	63,88	63,73	55,40	55,40	63,73	55,42	55,42	53,47
Cr2O3	11,52	10,60	6,33	6,33	5,98	9,30	8,15	9,67	3,60	9,21	3,49	3,60	10,21	10,21	3,60	10,54	10,54	11,33
FeO	15,36	15,95	11,72	11,72	12,12	14,54	13,73	13,88	1,36	14,24	10,48	11,26	11,74	11,46	11,26	11,05	11,50	11,50
Fe2O3	8,19	7,71	1,95	1,95	1,15	4,31	3,83	3,41	0,16	3,89	1,91	1,36	3,23	3,05	3,23	3,06	3,42	3,42
MnO	0,05	0,18	0,03	0,03	0,10	0,21	0,13	0,17	0,16	0,10	0,17	0,16	0,13	0,13	0,13	0,03	0,08	0,08
MgO	16,32	15,69	19,70	19,70	19,12	17,08	17,67	17,64	20,08	17,28	20,76	20,08	19,08	19,15	20,08	19,63	18,92	18,92
NiO	0,20	0,19	0,40	0,40	0,24	0,28	0,35	0,33	0,17	0,28	0,27	0,17	0,41	0,39	0,41	0,41	0,45	0,45
Total	100,79	101,82	100,78	100,78	99,39	100,40	99,84	100,52	100,49	99,80	101,12	100,51	99,99	99,99	100,51	100,53	99,62	99,62
Si	0,029	0,027	0,008	0,008	-	0,02	0,008	-	0,026	0,02	0,019	0,026	-	-	0,026	0,00	0,008	0,008
Ti	0,124	0,104	0,024	0,024	0,024	0,048	0,040	0,048	-	0,048	0,010	0,049	0,065	0,065	0,049	0,056	0,065	0,065
Al	12,369	12,698	14,584	14,584	14,768	13,632	13,904	13,720	15,175	13,664	15,086	15,175	13,609	13,549	13,609	13,618	13,376	13,376
Cr	1,980	1,800	1,024	1,024	0,976	1,560	1,368	1,616	0,575	1,552	0,554	0,575	1,689	1,807	1,689	1,737	1,901	1,901
Fe2+	2,794	2,863	2,005	2,005	2,099	2,585	2,431	2,451	1,903	2,537	1,757	1,903	2,055	2,018	2,055	1,928	2,041	2,041
Fe3+	1,340	1,245	0,300	0,300	0,179	0,689	0,610	0,542	0,206	0,624	0,289	0,206	0,508	0,484	0,508	0,480	0,546	0,546
Mn	0,010	0,024	0,008	0,008	0,016	0,040	0,024	0,032	0,027	0,016	0,028	0,027	0,023	0,023	0,023	0,005	0,015	0,015
Mg	5,289	5,192	6,008	6,008	5,896	5,488	5,552	5,552	6,048	5,488	6,200	6,048	5,953	6,008	6,048	6,099	5,985	5,985
Ni	0,035	0,038	0,064	0,064	0,040	0,048	0,056	0,056	0,028	0,048	0,044	0,028	0,068	0,050	0,068	0,068	0,076	0,076
mg*	65,44	64,46	74,98	74,98	73,75	67,66	69,64	69,37	76,07	68,39	77,92	74,34	74,86	74,86	74,34	75,98	74,57	74,57
cr*	13,80	12,42	6,56	6,56	6,20	10,27	8,96	10,54	3,65	10,20	3,54	11,00	11,77	11,77	11,00	11,31	12,45	12,45

ol-webster : websterite à olivine
symp : symplectite
exsolut. ds : exsolution dans

Compositions chimiques des spinelles des enclaves ultrabasiques de type IIa

Echantillons	MG-91-21B	MG-91-21B	MG-91-21B	MG-91-21B	DR12.2	DR12.2	DR12.2	DR12.2	MG-91-13
	vert	vert sympl	vert sympl	brun inclus	vert sympl	vert sympl	vert	brun inclus	sympl
SiO2	0,01	0,03	0,02	-	0,05	-	-	-	0,09
TiO2	0,02	0,05	0,00	0,11	-	0,15	0,04	0,10	0,07
Al2O3	66,93	66,39	66,90	60,85	64,00	64,19	64,40	58,23	64,57
Cr2O3	0,27	-	0,14	5,63	0,14	0,16	1,31	6,11	0,86
FeO	13,14	12,96	13,16	14,54	11,84	12,05	14,04	15,30	12,08
Fe2O3	0,63	0,84	-	1,20	3,23	3,33	1,26	1,27	4,08
MnO	0,08	0,12	0,05	0,12	0,09	0,10	0,03	0,01	0,08
MgO	19,30	19,17	18,91	17,74	19,43	19,57	18,27	16,48	20,03
NiO	0,30	0,22	0,21	0,23	0,26	0,28	0,20	0,33	0,22
Total	100,68	99,78	99,39	100,42	99,04	99,83	99,55	97,83	102,08
Si	0,003	0,006	0,003	-	0,008	-	-	-	0,02
Ti	0,003	0,008	0,000	0,017	-	0,024	0,008	0,016	0,011
Al	15,821	15,828	15,972	14,832	15,440	15,392	15,568	14,704	15,177
Cr	0,043	-	0,023	0,921	0,024	0,024	0,216	1,032	0,136
Fe2+	2,203	2,193	2,229	2,514	2,026	2,050	2,407	2,740	2,012
Fe3+	0,096	0,128	-	0,187	0,497	0,510	0,194	0,205	0,613
Mn	0,014	0,021	0,009	0,022	0,016	0,016	0,008	-	0,01
Mg	5,768	5,779	5,711	5,467	5,928	5,936	5,584	5,256	5,956
Ni	0,048	0,035	0,035	0,039	0,040	0,048	0,032	0,056	0,036
mg*	72,36	72,49	71,92	68,50	74,53	74,33	69,88	65,73	74,75
cr*	0,27	-	0,14	5,85	0,16	0,16	1,37	6,56	0,89

Echantillons	MG-91-13	MG-91-13	MG-91-1	MG-91-1	MG-91-1	MG-91-1
		brun	lit ol brun	lit ol brun	lit plag	lit plag
SiO2	0,06	0,06	0,06	-	0,05	0,02
TiO2	0,10	0,06	0,11	0,18	0,02	0,11
Al2O3	64,18	62,48	62,49	60,85	65,68	64,09
Cr2O3	1,77	3,00	3,30	5,23	0,48	1,19
FeO	14,44	14,25	15,15	15,93	12,82	14,09
Fe2O3	2,14	2,94	3,74	3,78	2,39	3,35
MnO	0,12	0,15	0,09	0,09	0,07	0,14
MgO	18,32	18,22	18,08	17,59	19,49	18,63
NiO	0,31	0,02	0,25	0,13	0,34	0,24
Total	101,44	101,18	103,27	103,78	101,34	101,86
Si	0,013	0,013	0,012	-	0,009	0,005
Ti	0,015	0,009	0,017	0,028	0,003	0,017
Al	15,320	15,029	14,832	14,514	15,518	15,241
Cr	0,284	0,485	0,525	0,838	0,075	0,190
Fe2+	2,446	2,432	2,552	2,697	2,149	2,378
Fe3+	0,327	0,452	0,567	0,576	0,361	0,509
Mn	0,021	0,026	0,016	0,016	0,012	0,023
Mg	5,529	5,544	5,428	5,307	5,823	5,603
Ni	0,051	0,003	0,041	0,022	0,054	0,040
mg*	69,33	69,51	68,02	66,30	73,04	70,21
cr*	1,82	3,12	3,42	5,46	0,48	1,23

symp1 : symplectite
lit ol : lit riche en olivine
lit plag : lit riche en plagioclase

Compositions chimiques des spinelles des webstérites à Ol + Pl (type IIa)

Métagabbros à pyroxènes

Echantillons	DR12-A1 brun inclus	DR12-A1 brun inclus	DR12-A1 exs. dans cpx	DR12-A1 vert	DR12-A1 vert sympl	ARC 343	ARC 343 co	ARC 343 bo	DR6-5 brun inclus	DR6-5 vert sympl
SiO2	0,07	-	0,03	0,03	-	0,07	0,06	0,02	-	-
TiO2	0,07	0,05	-	0,01	0,02	0,08	0,09	0,12	0,05	-
Al2O3	60,08	61,38	65,65	66,50	65,91	63,94	63,60	62,88	61,36	67,57
Cr2O3	7,06	5,50	1,21	0,92	1,56	0,33	0,35	0,35	6,87	1,23
FeO	12,87	12,73	11,35	12,33	11,48	13,84	14,40	14,22	11,53	10,70
Fe2O3	-	-	0,92	0,25	0,35	3,84	3,88	4,63	-	-
MnO	0,07	0,13	0,03	0,10	0,06	0,19	0,12	0,25	0,01	0,06
MgO	18,40	18,40	20,10	19,69	20,12	18,54	18,16	18,12	19,14	20,77
NiO	0,29	0,28	0,30	0,21	0,26	0,22	0,11	0,12	0,25	0,50
Total	98,91	98,47	99,59	100,04	99,76	101,05	100,77	100,71	99,21	100,83
Si	0,016	-	0,008	0,008	-	0,014	0,013	0,004	-	-
Ti	0,008	0,008	-	-	-	0,012	0,014	0,019	0,008	-
Al	14,776	15,080	15,632	15,784	15,672	15,301	15,296	15,149	14,920	15,800
Cr	1,168	0,904	0,192	0,144	0,248	0,054	0,057	0,056	1,120	0,192
Fe2+	2,246	2,218	1,917	2,076	1,936	2,350	2,458	2,431	1,992	1,775
Fe3+	-	-	0,140	0,038	0,053	0,587	0,596	0,712	-	-
Mn	0,016	0,024	0,008	0,016	0,008	0,033	0,020	0,043	-	0,008
Mg	5,720	5,712	6,048	5,904	6,048	5,611	5,524	5,522	5,888	6,136
Ni	0,048	0,048	0,048	0,032	0,040	0,036	0,018	0,020	0,040	0,080
mg*	71,81	72,03	75,93	73,99	75,75	70,48	69,20	69,43	74,72	77,56
cr*	7,33	5,66	1,21	0,90	1,56	0,35	0,37	0,37	6,95	1,20

Métagabbros à pyroxènes

Echantillons	DR6-5 vert dans Pl	DR6-5 vert sympl	DR17 vert sympl	DR17 inclus dans Pl	MG-91-181	MG-91-181	MG-91-271	MG-91-271	MG-91-127
SiO2	0,14	0,03	-	0,03	0,02	0,03	0,01	-	0,05
TiO2	-	0,05	0,03	0,08	0,14	0,10	0,05	0,12	0,1
Al2O3	68,90	66,72	66,78	66,98	58,91	59,63	63,87	63,41	63,53
Cr2O3	0,11	0,96	0,40	0,03	2,45	2,54	0,73	1,02	0,13
FeO	10,52	10,70	13,19	12,99	17,69	18,39	16,99	17,47	20,97
Fe2O3	-	-	0,80	-	5,81	4,76	2,40	1,93	2,26
MnO	0,08	0,04	0,05	0,11	0,08	0,12	0,15	0,10	0,13
MgO	21,16	20,55	19,30	19,02	15,58	15,16	16,48	16,09	13,98
NiO	0,64	0,64	0,32	0,32	0,17	0,23	0,24	0,15	0,14
Total	101,55	99,69	100,87	99,56	100,85	100,96	100,92	100,29	101,34
Si	0,024	0,008	-	0,008	0,005	0,007	0,002	-	0,0099
Ti	-	0,008	0,008	0,016	0,023	0,015	0,008	0,018	0,016
Al	15,920	15,784	15,776	15,960	14,596	14,758	15,468	15,477	15,5671
Cr	0,016	0,152	0,064	0,008	0,407	0,422	0,118	0,168	0,0219
Fe2+	1,725	1,796	2,211	2,196	3,110	3,230	2,920	3,026	3,6468
Fe3+	-	-	0,121	-	0,919	0,751	0,372	0,302	0,353
Mn	0,016	0,008	0,008	0,016	0,014	0,021	0,027	0,018	0,0236
Mg	6,184	6,144	5,768	5,728	4,882	4,745	5,048	4,966	4,3327
Ni	0,104	0,104	0,048	0,056	0,028	0,039	0,040	0,025	0,0227
mg*	78,19	77,38	72,29	72,29	61,08	59,50	63,36	62,14	54,30
cr*	0,10	0,95	0,40	0,05	2,71	2,78	0,76	1,07	0,14

Métagabbros à grenat

Echantillons	GM-92-406	MG-91-121	MG-91-121 co	MG-91-121 bo	MG-91-121
SiO2	0,13	0,04	0,07	0,06	0,13
TiO2	0,04	0,04	0,03	0,06	0
Al2O3	59,75	65,22	65,61	64,6	65,03
Cr2O3	5,76	1,76	2,01	1,77	1,98
FeO	14,59	12,24	11,36	11,35	10,48
Fe2O3	2,06	0,11	0,53	0,37	1,25
MnO	0,11	0,07	0,09	-	0,09
MgO	17,46	19,41	20,2	19,79	20,62
NiO	0,29	0,27	0,32	0,36	0,25
Total	100,19	99,18	100,23	98,36	99,87
Si	0,027	0,007	0,013	0,013	0,026
Ti	0,006	0,006	0,004	0,009	-
Al	14,657	15,655	15,552	15,595	15,444
Cr	0,947	0,284	0,319	0,286	0,315
Fe2+	2,540	2,085	1,911	1,944	1,767
Fe3+	0,323	0,017	0,080	0,057	0,190
Mn	0,020	0,012	0,015	-	0,015
Mg	5,415	5,893	6,056	6,042	6,192
Ni	0,048	0,043	0,051	0,060	0,041
mg*	68,07	73,86	76,01	75,66	77,80
cr*	6,07	1,78	2,01	1,80	2,00

exs. : exsolution
sympl : symplectite

Compositions chimiques
des spinelles des
des métagabbros à pyroxènes et
des métagabbros à grenat (type IIa)

Métagabbros à saphirine

Echant.	ARC 835	ARC 835	ARC 835	ARC 824	ARC 824	ARC 824	ARC 824	ARC 824	ARC 824	MG-91-99A	MG-91-99A	MG-91-99A	MG-91-107	MG-91-107	MG-91-107
	co	bo	inclus ds cpx	co	bo	co	bo	lit plagio	lit plagio	co	bo	lit plagio	lit plagio	lit plagio	lit pyrox
SiO2	0,10	0,07	0,07	0,04	0,08	0,05	0,01	0,04	0,03	0,03	0,14	0,03	0,03	0,03	0,03
TiO2	0,09	0,10	0,07	0,04	0,04	-	0,01	0,10	0,06	0,01	0,06	0,08	0,08	0,04	-
Al2O3	59,84	61,98	63,51	65,36	64,87	64,70	64,38	64,07	64,48	64,38	66,05	64,34	64,34	64,79	64,11
Cr2O3	5,01	4,66	3,57	2,77	2,60	3,46	2,56	2,70	2,26	2,29	2,29	3,54	3,54	3,62	3,95
FeO	15,67	13,39	16,85	12,56	12,96	12,99	12,36	13,30	12,61	12,84	12,84	10,67	10,67	10,81	10,70
Fe2O3	3,53	2,17	0,44	0,81	1,08	0,40	1,44	1,47	1,44	0,67	0,67	1,36	1,36	0,70	0,43
MnO	0,22	0,13	0,19	0,15	0,01	0,13	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09	0,08	0,08	0,11	0,04
MgO	17,06	18,81	16,67	19,53	19,57	19,35	19,52	19,01	19,38	19,69	19,27	20,77	20,77	20,67	20,52
NiO	0,13	0,22	0,28	0,24	0,24	0,18	0,19	0,32	0,29	0,25	0,38	0,29	0,29	0,30	0,26
Total	101,65	101,53	101,65	100,93	101,94	101,32	100,56	101,11	100,65	101,94	99,47	101,15	101,15	101,10	100,08
Si	0,021	0,014	0,014	0,090	0,016	0,011	0,003	0,007	0,007	-	0,028	0,006	0,006	-	0,008
Ti	0,014	0,016	0,010	-	0,007	-	0,002	0,016	0,008	0,008	-	0,012	0,012	0,006	-
Al	14,571	14,854	15,286	15,417	15,376	15,333	15,348	15,277	15,372	15,501	15,485	15,182	15,182	15,280	15,272
Cr	0,818	0,750	0,576	0,440	0,410	0,551	0,410	0,432	0,362	0,360	0,369	0,560	0,560	0,573	0,632
Fe2+	2,707	2,277	2,879	2,112	2,164	2,176	2,091	2,250	2,134	2,139	2,088	1,787	1,787	1,808	1,808
Fe3+	0,549	0,332	0,067	0,123	0,162	0,061	0,219	0,224	0,219	0,101	0,146	0,205	0,205	0,106	0,065
Mn	0,039	0,023	0,032	0,026	0,002	0,022	0,016	0,017	0,017	0,015	0,023	0,013	0,013	0,018	0,008
Mg	5,252	5,700	5,074	5,852	5,822	5,800	5,885	5,732	5,842	5,844	5,858	6,197	6,197	6,164	6,176
Ni	0,021	0,036	0,046	-	0,038	0,030	0,032	0,051	0,048	0,040	0,062	0,047	0,047	0,048	0,040
mg*	65,99	71,46	63,80	73,48	72,90	72,64	73,79	71,81	73,25	73,21	73,72	77,62	77,62	77,32	77,36
cr*	5,31	4,81	3,63	2,85	2,66	3,47	2,60	2,75	2,30	2,34	1,96	3,56	3,56	3,61	3,97

lit plagio : lit riche en plagioclase
lit pyrox : lit riche en pyroxènes

Compositions chimiques
des spinelles des
métagabbros à saphirine et des
métagabbros à saphirine et grenat (type IIa)

Métagabbros à saphirine et grenat

Echant.	MG-91-II6	MG-91-II6	MG-91-II6	MG-91-II6	MG-91-II6	GM-92-414
	co lit pyrox	bo	co lit plag	bo	co lit plag	bo
SiO2	0,04	0,06	-	0,02	0,03	0,03
TiO2	0,01	0,02	-	0,05	-	-
Al2O3	64,30	63,88	68,06	68,69	69,13	69,13
Cr2O3	3,97	3,87	0,70	0,73	0,90	0,90
FeO	8,29	7,97	7,42	6,99	5,33	5,33
Fe2O3	0,10	0,35	-	-	0,06	0,06
MnO	0,02	0,11	-	-	23,92	23,92
MgO	21,85	21,86	22,12	22,15	0,66	0,66
NiO	0,32	0,39	0,74	0,78	100,06	100,06
Total	98,90	98,51	99,04	99,41	0,005	0,007
Si	0,008	0,011	-	0,005	-	-
Ti	0,002	0,004	-	0,008	-	-
Al	15,310	15,273	15,944	16,000	15,891	15,891
Cr	0,635	0,620	0,110	0,114	0,139	0,139
Fe2+	1,400	1,353	1,233	1,156	0,870	0,870
Fe3+	0,015	0,054	-	-	-	-
Mn	0,003	0,018	-	-	0,010	0,010
Mg	6,580	6,610	6,554	6,525	6,954	6,954
Ni	0,053	0,064	0,112	0,123	0,104	0,104
mg*	82,45	83,01	84,17	84,95	88,88	88,88
cr*	3,98	3,97	0,73	0,75	0,87	0,87

clinopyroxénites à grenat

Echant.	Arc 83-11	Arc 83-11A	Arc 83-10A	Arc 83-10A	Arc 83-10A	MG-91-94	MG-91-94	MG-91-94	MG-91-126	MG-91-126	MG-91-139	MG-91-139	MG-91-139	MG-91-148
	co	bo	co	bo	co	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co
SiO2	0,04	0,05	0,02	0,08	0,05	-	0,03	-	0,10	0,09	0,07	0,07	0,07	0,28
TiO2	0,76	0,77	0,16	0,66	0,78	0,39	1,11	0,61	0,97	1,36	0,81	0,83	0,85	0,46
Al2O3	55,54	56,83	57,12	56,86	56,86	60,13	58,04	58,42	60,38	58,93	51,44	52,20	52,28	59,01
Cr2O3	1,64	1,74	0,63	0,35	0,56	0,04	0,040	0,000	0,45	0,51	0,22	0,44	0,37	0,03
FeO	21,06	21,49	21,18	21,08	20,73	19,09	21,53	20,43	18,64	20,73	21,51	21,59	21,89	20,24
Fe2O3	8,08	6,96	8,18	8,14	7,64	6,95	8,15	7,90	4,70	6,48	13,48	13,25	13,21	7,83
MnO	0,02	0,12	0,32	0,11	0,18	0,14	0,10	0,21	0,13	-	0,11	0,19	0,12	0,25
MgO	13,37	13,34	12,91	13,40	13,61	15,15	13,99	14,12	15,62	14,81	12,49	12,71	12,61	14,28
NiO	0,21	0,11	-	0,21	0,19	0,02	-	-	0,14	0,02	0,08	0,05	0,16	0,03
Total	100,72	101,41	100,52	100,89	100,60	101,91	102,99	101,69	101,13	102,93	100,21	101,33	101,77	102,23
Si	0,009	0,010	0,004	0,017	0,010	-	0,005	-	0,021	0,018	0,015	0,016	0,061	0,010
Ti	0,123	0,124	0,026	0,106	0,127	0,062	0,175	0,097	0,152	0,213	0,135	0,136	0,140	0,073
Al	14,129	14,316	14,507	14,374	14,390	14,772	14,347	14,548	14,847	14,456	13,415	13,448	13,416	14,595
Cr	0,280	0,295	0,108	0,059	0,095	0,007	0,006	-	0,075	0,084	0,038	0,076	0,064	0,005
Fe2+	3,801	3,841	3,818	3,782	3,723	3,329	3,777	3,611	3,253	3,608	3,981	3,947	3,987	3,553
Fe3+	1,313	1,119	1,327	1,314	1,235	1,091	1,286	1,255	0,738	1,014	2,245	2,180	2,164	1,237
Mn	0,005	0,022	0,059	0,021	0,034	0,024	0,018	0,038	0,023	-	0,020	0,034	0,023	0,044
Mg	4,303	4,251	4,146	4,283	4,357	4,706	4,375	4,447	4,858	4,595	4,118	4,142	4,092	4,467
Ni	0,037	0,019	-	0,036	0,032	0,004	-	-	0,024	0,003	0,015	0,009	0,028	0,005
mg *	53,10	52,54	52,06	53,11	53,93	58,57	53,67	55,19	59,89	56,02	50,85	51,20	50,65	55,70
cr *	1,94	2,02	0,74	0,41	0,65	0,04	0,04	0,000	0,50	0,58	0,28	0,56	0,47	0,03

clinopyroxénites

Echant.	MG-91-32	MG-91-32	MG-91-32	MG-91-99B	MG-91-99B	MG-91-50	MG-91-50	MG-91-50	MG-92-86	MG-92-86	GM-92-86	GM-92-86
	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo
SiO2	0,08	0,06	-	0,06	0,04	0,06	0,02	0,06	0,03	0,02	0,02	0,02
TiO2	0,63	1,01	0,47	1,36	0,59	0,57	0,58	0,57	0,19	0,21	0,19	0,21
Al2O3	58,23	57,41	58,08	56,33	56,57	56,68	58,25	58,39	61,83	61,44	61,44	61,44
Cr2O3	0,08	0,24	0,06	0,03	0,06	0,02	0,05	0,000	1,18	1,14	1,14	1,14
FeO	19,69	19,01	19,44	20,74	20,46	20,55	19,95	19,60	16,26	15,17	15,17	15,17
Fe2O3	8,13	8,92	8,91	8,46	9,30	9,59	7,67	8,05	4,13	5,36	5,36	5,36
MnO	0,12	0,15	0,06	0,36	0,11	0,09	0,13	0,16	0,08	0,10	0,10	0,10
MgO	14,61	15,27	14,76	13,95	13,78	13,83	14,29	14,61	16,83	17,58	17,58	17,58
NiO	0,03	0,07	0,07	0,05	0,06	0,06	0,07	-	0,36	0,32	0,32	0,32
Total	101,60	102,14	101,85	101,34	100,97	101,39	101,01	101,44	100,89	101,34	101,34	101,34
Si	0,016	0,012	0,001	0,014	0,009	-	0,004	0,014	0,007	0,004	0,004	0,004
Ti	0,099	0,159	0,075	0,219	0,096	0,091	0,092	0,091	0,030	0,032	0,032	0,032
Al	14,473	14,207	14,418	14,174	14,285	14,264	14,572	14,521	15,064	14,889	14,889	14,889
Cr	0,013	0,040	0,010	0,005	0,010	0,004	0,008	-	0,193	0,186	0,186	0,186
Fe2+	3,473	3,339	3,424	3,704	3,666	3,669	3,542	3,458	2,811	2,609	2,609	2,609
Fe3+	1,290	1,409	1,412	1,360	1,499	1,541	1,225	1,279	0,642	0,829	0,829	0,829
Mn	0,021	0,027	0,011	0,065	0,020	0,016	0,023	0,029	0,013	0,018	0,018	0,018
Mg	4,592	4,780	4,634	4,439	4,402	4,402	4,521	4,594	5,186	5,389	5,389	5,389
Ni	0,006	0,013	0,011	0,008	0,010	0,011	0,012	-	0,060	0,052	0,052	0,052
mg *	56,94	58,87	57,50	54,51	54,56	54,54	56,08	57,05	64,84	67,38	67,38	67,38
cr *	0,09	0,28	0,07	0,04	0,07	0,03	0,06	0,000	1,27	1,23	1,23	1,23

Compositions chimiques
des spinelles des
clinopyroxénites à grenat
et des clinopyroxénites (type Ib)

Métagabbros à ilménite et spinelle

Echant.	MG-91-134	MG-91-134	MG-91-134	Arc83-3b	Arc83-3b	GM-92-139
	co	bo		co	bo	
SiO2	0,03	-	-	-	0,040	-
TiO2	0,39	0,36	0,37	0,18	0,21	0,16
Al2O3	59,10	59,02	59,12	62,06	62,72	59,96
Cr2O3	0,03	0,00	0,07	0,16	0,22	0,29
FeO	21,80	21,52	21,61	21,13	21,57	20,05
Fe2O3	5,43	5,77	5,86	4,60	3,81	5,99
MnO	0,14	0,13	0,07	0,10	-	0,14
MgO	12,83	13,00	13,08	14,00	13,92	14,12
NiO	0,09	0,06	0,02	0,02	0,10	0,13
Total	99,84	99,86	100,20	102,25	102,59	100,84
Si	0,007	-	-	-	0,009	-
Ti	0,064	0,058	0,060	0,028	0,032	0,025
Al	14,972	14,942	14,923	15,196	15,285	14,933
Cr	0,005	-	0,011	0,026	0,035	0,049
Fe2+	3,920	3,866	3,870	3,671	3,730	3,544
Fe3+	0,878	0,933	0,944	0,719	0,593	0,953
Mn	0,025	0,024	0,012	0,019	-	0,025
Mg	4,110	4,163	4,176	4,337	4,291	4,448
Ni	0,015	0,011	0,004	0,003	0,017	0,023
mg *	51,19	51,85	51,90	54,16	53,50	55,66
cr *	0,03	0,00	0,07	0,17	0,23	0,33

Métagabbros à ilménite (type IIc)

Echant.	MG-91-108	MG-91-108
SiO2	-	0,01
TiO2	0,45	0,37
Al2O3	50,65	51,44
Cr2O3	0,39	0,33
FeO	28,99	27,18
Fe2O3	12,29	12,25
MnO	0,02	0,52
MgO	7,41	8,35
NiO	0,08	0,32
Total	100,28	100,77
Si	0,000	0,003
Ti	0,077	0,062
Al	13,650	13,665
Cr	0,070	0,059
Fe2+	5,543	5,123
Fe3+	2,115	2,078
Mn	0,005	0,099
Mg	2,524	2,804
Ni	0,015	0,057
mg *	31,29	35,37
cr *	0,51	0,43

Compositions chimiques
des spinelles des
métagabbros à Ilm + Sp (type IIb)
et des métagabbros à ilménite (type IIc)

Métagabbros à saphirine

Echant.	MG-91-99A		MG-91-99A		MG-91-99A		MG-91-99A		MG-91-107		MG-91-107		Arc 835		Arc 824		Arc 824		Arc 824	
	co	bo	recristallisation	co	bo	co	bo	co	bo	inclus ds qpx	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo
SiO2	46,07	46,60	46,00	46,50	46,39	46,57	46,60	46,70	46,70	46,70	47,44	47,35	47,87	47,45	47,87	47,45	48,21	48,24	48,21	48,24
Al2O3	34,53	33,72	34,49	34,32	34,08	33,96	34,08	34,17	34,17	34,08	33,98	34,28	32,73	32,14	32,73	32,14	33,11	33,64	33,11	33,64
FeO1	0,11	0,25	0,09	0,10	0,20	0,08	0,12	0,22	0,22	0,08	0,08	0,27	0,18	0,18	0,57	0,18	0,15	0,13	0,15	0,13
MgO	0,05	0,04	0,05	0,07	0,02	0,08	0,08	0,06	0,06	0,08	0,07	0,08	0,03	0,05	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03
CaO	17,39	17,35	17,40	17,30	17,30	17,38	17,43	17,24	17,24	17,43	17,07	17,11	15,93	16,19	15,93	16,19	16,06	15,72	16,06	15,72
Na2O	1,59	1,62	1,42	1,39	1,39	1,60	1,50	1,56	1,56	1,70	1,70	1,67	2,13	2,13	2,10	2,49	2,39	2,49	2,39	
K2O	0,07	0,03	0,02	-	0,03	0,04	0,03	0,06	0,06	0,07	0,07	0,04	0,12	0,12	0,17	0,24	0,14	0,24	0,14	
TOTAL	99,96	99,75	99,50	100,03	99,52	99,73	100,01	100,09	100,09	100,56	100,56	100,88	99,51	98,37	99,51	100,52	100,52	100,52	100,52	100,38
Si	2,121	2,150	2,125	2,137	2,142	2,146	2,143	2,144	2,144	2,166	2,166	2,156	2,213	2,213	2,207	2,202	2,202	2,202	2,199	
Al	1,874	1,834	1,878	1,858	1,855	1,845	1,847	1,849	1,849	1,828	1,828	1,839	1,767	1,767	1,779	1,782	1,782	1,782	1,807	
Fe	0,004	0,010	0,004	0,004	0,008	0,003	0,005	0,009	0,009	0,003	0,003	0,010	0,022	0,007	0,022	0,006	0,006	0,006	0,005	
Mg	0,004	0,003	0,003	0,005	0,002	0,006	0,005	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	
Ca	0,858	0,858	0,861	0,852	0,856	0,858	0,859	0,848	0,848	0,835	0,835	0,835	0,787	0,809	0,787	0,786	0,786	0,786	0,768	
Na	0,142	0,145	0,127	0,124	0,125	0,143	0,134	0,139	0,139	0,151	0,151	0,148	0,192	0,192	0,188	0,221	0,221	0,221	0,211	
K	0,004	0,002	0,001	-	0,002	0,003	0,002	0,004	0,004	0,004	0,004	0,002	0,007	0,007	0,010	0,007	0,014	0,014	0,008	
An	85,47	85,43	87,02	87,34	87,17	85,48	86,38	85,61	85,61	84,34	84,34	84,76	80,20	80,20	79,94	80,20	77,01	77,82	77,01	
Ab	14,10	14,40	12,87	12,66	12,67	14,28	13,43	14,00	14,00	15,23	15,23	14,99	19,07	19,07	19,07	21,65	21,65	21,65	21,38	
Or	0,42	0,17	0,11	-	0,15	0,25	0,19	0,38	0,38	0,42	0,42	0,25	0,73	0,73	0,99	1,35	1,35	1,35	0,80	

Métagabbros à pyroxènes

Echant.	DR12A1		DR6.5		DR6.5		DR6.5		DR17		DR17		DR17		DR17		MG-91-181		MG-91-181		MG-91-271		MG-91-271		MG-91-127		
	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	co	bo	
SiO2	46,81	47,50	53,31	53,92	47,72	48,53	52,37	51,62	47,72	48,53	52,37	51,62	48,36	47,80	48,19	48,20	51,42	51,42	48,36	47,80	48,19	48,20	51,42	51,42	48,20	48,20	
Al2O3	33,43	33,21	29,93	29,44	33,12	32,98	30,28	30,00	33,12	32,98	30,28	30,00	32,90	33,21	32,64	31,98	31,23	31,23	32,90	33,21	32,64	31,98	31,23	31,23	31,98	31,98	
FeO1	0,09	0,06	0,07	0,08	0,09	0,10	0,17	0,15	0,09	0,10	0,17	0,15	0,07	0,15	0,13	0,09	0	0	0,07	0,15	0,13	0,09	0	0	0,09	0,09	
MgO	-	0,03	0,31	0,03	0,01	-	0,06	0,04	0,01	-	0,06	0,04	0,04	0,05	-	0,03	0,06	0,06	0,04	0,05	-	0,03	0,06	0,06	0,03	0,03	
CaO	16,60	16,60	12,16	11,75	16,24	16,32	12,22	12,32	16,24	16,32	12,22	12,32	15,66	16,17	15,44	15,42	13,49	13,49	15,66	16,17	15,44	15,42	13,49	13,49	15,42	15,42	
Na2O	1,99	2,09	4,46	4,65	2,15	2,29	4,38	4,31	2,15	2,29	4,38	4,31	2,29	2,03	2,50	2,45	3,89	3,89	2,29	2,03	2,50	2,45	3,89	3,89	2,45	2,45	
K2O	0,04	0,11	0,15	0,17	0,03	0,05	0,46	0,43	0,03	0,05	0,46	0,43	0,04	0,05	0,03	0,07	0,19	0,19	0,04	0,05	0,03	0,07	0,19	0,19	0,07	0,07	
TOTAL	99,03	99,63	100,67	100,16	99,48	100,43	99,98	98,91	99,48	100,43	99,98	98,91	99,43	99,52	99,01	98,34	100,37	100,37	99,43	99,52	99,01	98,34	100,37	100,37	99,01	98,34	
Si	2,170	2,187	2,398	2,432	2,198	2,214	2,378	2,371	2,198	2,214	2,378	2,371	2,222	2,199	2,225	2,241	2,3293	2,3293	2,222	2,199	2,225	2,241	2,3293	2,3293	2,241	2,241	
Al	1,827	1,803	1,587	1,566	1,798	1,774	1,624	1,624	1,798	1,774	1,624	1,624	1,782	1,800	1,776	1,752	1,6673	1,6673	1,782	1,800	1,776	1,752	1,6673	1,6673	1,752	1,752	
Fe	0,004	0,020	0,003	0,003	0,004	0,004	0,007	0,006	0,004	0,004	0,007	0,006	0,003	0,006	0,005	0,004	0	0	0,003	0,006	0,005	0,004	0	0	0,004	0,004	
Mg	-	0,002	0,021	0,002	0,001	-	0,004	0,003	0,001	-	0,004	0,003	0,003	0,003	-	0,002	0,0043	0,0043	0,003	0,003	-	0,002	0,002	0,0043	0,0043	0,002	0,002
Ca	0,825	0,819	0,586	0,568	0,801	0,798	0,595	0,607	0,801	0,798	0,595	0,607	0,771	0,797	0,764	0,768	0,6545	0,6545	0,771	0,797	0,764	0,768	0,6545	0,6545	0,768	0,768	
Na	0,179	0,187	0,389	0,407	0,192	0,203	0,385	0,384	0,192	0,203	0,385	0,384	0,204	0,182	0,224	0,221	0,342	0,342	0,204	0,182	0,224	0,221	0,342	0,342	0,221	0,221	
K	0,002	0,007	0,009	0,010	0,002	0,003	0,027	0,025	0,002	0,003	0,027	0,025	0,003	0,003	0,002	0,004	0,011	0,011	0,003	0,003	0,002	0,004	0,011	0,011	0,002	0,002	
An	82,80	81,80	61	59,1	81,40	80,50	59,05	59,72	81,40	80,50	59,05	59,72	78,85	81,20	77,17	77,36	64,96	64,96	78,85	81,20	77,17	77,36	64,96	64,96	77,36	77,36	
Ab	16,90	17,60	38,1	39,9	18,40	19,30	38,28	37,80	18,40	19,30	38,28	37,80	20,89	18,49	22,65	22,23	33,95	33,95	20,89	18,49	22,65	22,23	33,95	33,95	22,23	22,23	
Or	0,20	0,60	0,9	1	0,20	0,30	2,67	2,48	0,20	0,30	2,67	2,48	0,26	0,31	0,18	0,41	1,09	1,09	0,26	0,31	0,18	0,41	1,09	1,09	0,41	0,41	

Métagabbros à grenat

Echant.	GM-92-406	GM-92-406	MG-91-121	MG-91-121
	co	bo	co	bo
SiO ₂	49.98	53.89	51.67	50.86
Al ₂ O ₃	31.57	29.23	30.17	30.62
FeO _t	0.12	0.14	0.20	0.18
MgO	0.03	0.05	0.10	0.11
CaO	14.60	11.99	13.14	13.13
Na ₂ O	3.06	4.40	3.97	3.43
K ₂ O	0.08	0.15	0.24	0.21
TOTAL	99.57	99.84	99.78	98.71
Si	2.289	2.438	2.357	2.340
Al	1.704	1.558	1.622	1.661
Fe	0.005	0.005	0.008	0.007
Mg	0.002	0.003	0.007	0.008
Ca	0.716	0.581	0.642	0.647
Na	0.272	0.386	0.351	0.306
K	0.005	0.009	0.014	0.013
An	72.16	59.57	63.79	66.99
Ab	27.37	39.55	34.85	31.71
Or	0.47	0.88	1.36	1.30

Métagabbros à saphirine et grenat

Echant.	MG-91-116	MG-91-116	MG-91-116	MG-91-116	GM-92-414
	co	bo	co	bo	
SiO ₂	47.25	47.99	46.46	47.21	45.64
Al ₂ O ₃	33.35	32.57	33.76	32.92	34.42
FeO _t	0.02	0.14	-	0.11	0.11
MgO	0.04	0.02	0.01	0.08	0.10
CaO	17.20	15.61	16.83	16.16	17.40
Na ₂ O	1.85	2.44	1.71	2.21	1.44
K ₂ O	0.04	0.03	0.03	0.01	0.10
TOTAL	99.82	99.21	98.88	98.85	99.35
Si	2.174	2.216	2.155	2.190	2.115
Al	1.808	1.773	1.846	1.800	1.880
Fe	0.001	0.006	-	0.005	0.004
Mg	0.003	0.001	0.001	0.006	0.007
Ca	0.848	0.772	0.836	0.803	0.864
Na	0.165	0.218	0.154	0.199	0.130
K	0.002	0.002	0.002	-	0.006
An	83.55	77.82	84.30	80.11	86.41
Ab	16.24	21.97	15.52	19.86	12.98
Or	0.21	0.20	0.17	0.03	0.61

webstérites à olivine et plagioclase

Echant.	MG-91-21B	MG-91-21B	DR12.2	MG-91-1	MG-91-1
	co	bo	plag.relict.		
SiO ₂	58.32	57.27	49.31	54.68	55.21
Al ₂ O ₃	25.78	27.05	31.73	28.78	28.75
FeO _t	0.15	0.04	0.47	0.04	0.07
MgO	0.04	0.04	0.11	0.04	0.04
CaO	7.33	8.27	14.90	10.81	10.63
Na ₂ O	6.74	6.12	2.70	5.14	5.26
K ₂ O	0.87	0.90	0.24	0.28	0.26
Total	99.42	99.71	99.49	99.91	100.38
Si	2.628	2.576	2.266	2.468	2.479
Al	1.369	1.434	1.719	1.531	1.521
Fe	0.006	0.002	0.018	0.001	0.003
Mg	0.003	0.003	0.008	0.003	0.003
Ca	0.354	0.399	0.734	0.523	0.511
Na	0.589	0.533	0.241	0.430	0.458
K	0.050	0.052	0.014	0.016	0.015
An	35.63	40.54	75.30	52.88	51.95
Ab	59.30	54.23	23.30	45.50	46.56
Or	5.07	5.23	1.40	1.62	1.49

Compositions chimiques des plagioclases des métagabbros à grenat,
des métagabbros à saphirine et grenat et
des webstérites à olivine et plagioclase de type IIa

métagab. Ilm+Sp métagab. Ilm+Sp métagab. Ilm+Sp métagab. Ilm+Sp métagab. Ilm+Sp métagab. Ilm+Sp métagab. Ilm+Sp métagab. Ilm+Sp

Echant.	MG-91-134	MG-91-134	MG-91-134	Arc83-3b	Arc83-3b	Arc83-3b	Arc83-3b	Arc83-3b
	co	bo	recristallisation		co	bo	exsolution de cpx	
SiO ₂	56,39	56,33	56,73	55,47	55,21	54,95	57,02	55,42
Al ₂ O ₃	27,12	27,19	26,50	27,65	28,22	28,22	27,19	28,33
FeO	0,11	0,08	0,13	0,22	0,15	0,14	0,22	0,09
MgO	0,01	0,03	-	-	0,02	-	0,01	-
CaO	9,50	9,45	9,20	10,00	9,81	10,38	9,01	9,94
Na ₂ O	5,72	5,82	5,79	5,42	5,41	5,10	6,33	5,50
K ₂ O	0,40	0,44	0,41	0,50	0,56	0,49	0,53	0,50
total	99,34	99,44	98,87	99,37	99,47	99,55	100,50	100,15
Si	2,549	2,545	2,575	2,515	2,500	2,489	2,553	2,495
Al	1,445	1,448	1,417	1,478	1,506	1,507	1,435	1,504
Fe	0,004	0,003	0,005	0,008	0,006	0,005	0,008	0,003
Mg	0,001	0,002	-	-	0,001	-	0,001	-
Ca	0,460	0,458	0,448	0,486	0,476	0,504	0,432	0,480
Na	0,501	0,510	0,509	0,476	0,475	0,448	0,550	0,480
K	0,023	0,025	0,024	0,029	0,032	0,028	0,030	0,029
An	46,74	46,10	45,65	49,03	48,40	51,40	42,72	48,53
Ab	50,91	51,37	51,94	48,08	48,32	45,74	54,30	48,58
Or	2,35	2,53	2,41	2,89	3,27	2,87	2,98	2,89

métagab. Ilm+Sp métagab. Ilm+Sp métagab. Ilm+Sp clinop clinop

Echant.	GM-92-139	GM-92-139	GM-92-139	MG-91-24	MG-91-24
	co	bo			
SiO ₂	54,68	55,90	55,01	51,39	52,01
Al ₂ O ₃	27,03	26,58	26,72	30,89	30,11
FeO	0,15	0,27	0,10	0,30	0,22
MgO	-	0,03	-	0,35	0,07
CaO	9,52	8,80	9,50	12,83	12,44
Na ₂ O	5,29	5,52	5,11	3,80	4,40
K ₂ O	0,68	0,73	0,56	0,11	0,11
total	97,41	97,87	97,03	99,74	99,38
Si	2,527	2,565	2,546	2,339	2,374
Al	1,472	1,438	1,457	1,657	1,620
Fe	0,006	0,010	0,004	0,011	0,008
Mg	-	0,002	-	0,024	0,005
Ca	0,471	0,433	0,471	0,626	0,609
Na	0,474	0,491	0,458	0,335	0,390
K	0,040	0,043	0,033	0,006	0,006
An	47,86	44,76	48,94	64,67	60,58
Ab	48,09	50,81	47,62	34,67	38,79
Or	4,06	4,44	3,43	0,65	0,63

métagab. Ilm+Sp : métagabbro à ilménite et spinelle
clinop : clinopyroxénite

Echant.	MG-91-103	MG-91-103	MG-91-103	MG-91-103	Arc 825	Arc 825	Arc 825	Arc 825	MG-91-112	MG-91-112
	co	bo		recristallisation	co	bo	co	bo	co	bo
SiO2	58.17	59.30	54.73	54.42	58.18	60.27	55.90	58.91	59.15	59.15
Al2O3	24.96	24.61	26.30	27.23	26.46	25.17	27.76	25.32	25.72	25.39
FeO	0.10	0.25	0.19	0.19	0.15	0.21	0.05	0.25	0.22	0.34
MgO	-	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.05	0.04	0.03
CaO	8.13	7.54	10.75	10.67	8.43	6.61	9.56	7.60	7.51	7.04
Na2O	6.86	7.02	5.41	5.21	6.65	7.02	5.91	6.97	6.78	7.46
K2O	0.14	0.09	0.12	0.01	0.24	0.96	0.19	0.60	0.09	0.15
total	98.36	98.96	97.65	97.83	100.23	100.35	99.39	99.73	0.09	0.15
Si	2.644	2.674	2.529	2.506	2.600	2.680	2.526	2.645	2.644	2.650
Al	1.337	1.308	1.432	1.478	1.394	1.319	1.478	1.340	1.355	1.340
Fe	0.004	0.009	0.007	0.007	0.006	0.008	0.002	0.009	0.008	0.013
Mg	-	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	-	0.003	0.003	0.002
Ca	0.396	0.364	0.532	0.526	0.404	0.315	0.463	0.365	0.360	0.338
Na	0.605	0.614	0.485	0.465	0.576	0.605	0.518	0.607	0.588	0.648
K	0.008	0.005	0.007	0.001	0.014	0.055	0.011	0.034	0.005	0.009
An	39.24	37.02	51.96	53.03	40.61	32.32	46.66	36.31	37.77	33.96
Ab	59.94	62.43	47.34	46.91	57.99	62.07	52.25	60.29	61.68	65.18
Or	0.82	0.55	0.70	0.06	1.40	5.60	1.09	3.41	0.55	0.87

exsol ds cpx : exsolution dans un clinopyroxène

Echant.	Arc 825	MG-91-108	MG-91-108	MG-91-108	GM-92-419	GM-92-419	GM-92-419	GM-92-419	MG-91-106	MG-91-106
	exsol ds cpx	co	bo		co	bo	co	bo	co	bo
SiO2	59.35	55.29	55.28	55.04	53.98	57.94	52.13	57.62	54.57	56.84
Al2O3	25.38	27.97	27.53	27.97	28.60	26.32	29.96	26.47	28.14	26.68
FeO	0.37	0.25	0.26	0.16	0.13	0.14	0.27	0.23	0.15	0.31
MgO	0.04	0.02	0.02	-	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03
CaO	6.90	10.21	9.77	10.27	10.80	8.42	12.31	8.75	9.68	8.28
Na2O	7.26	5.51	6.10	5.56	4.76	6.25	4.08	6.19	5.51	6.48
K2O	0.19	0.06	-	0.06	0.08	0.16	0.08	0.10	0.08	0.08
total	99.58	99.46	98.99	99.10	98.54	99.36	99.00	99.58	98.26	98.70
Si	2.659	2.502	2.514	2.499	2.466	2.606	2.385	2.590	2.496	2.578
Al	1.340	1.492	1.476	1.497	1.540	1.395	1.616	1.402	1.517	1.426
Fe	0.014	0.009	0.010	0.006	0.005	0.005	0.010	0.009	0.006	0.012
Mg	0.003	0.001	0.001	-	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Ca	0.331	0.495	0.476	0.500	0.529	0.406	0.604	0.421	0.474	0.402
Na	0.631	0.484	0.538	0.489	0.422	0.546	0.362	0.540	0.489	0.570
K	0.011	0.004	-	0.003	0.005	0.009	0.005	0.006	0.005	0.005
An	34.06	50.42	46.97	50.35	55.35	45.25	62.19	43.58	49.00	41.17
Ab	64.84	49.23	53.03	49.30	44.15	56.80	37.31	55.80	50.50	58.35
Or	1.10	0.36	-	0.34	0.51	0.95	0.50	0.62	0.49	0.47

Compositions chimiques des plagioclases des métagabbros à ilménite (type IIc)

métagabbros à saphirine et grenat (type IIa)

Echant.	MG-91-116 lit pyrox.	MG-91-116 lit pyrox.	MG-91-116 lit plagioc.	MG-91-116 lit plagioc.	MG-91-116 lit plagioc.	MG-91-116 symp g/lsa	MG-91-116 symp g/lsa	GM-92-414
SiO2	43,36	43,17	43,14	42,62	43,08	42,39	43,08	
Al2O3	24,37	24,66	24,24	24,30	24,98	24,02	24,98	
Cr2O3	0,36	0,30	0,05	0,06	0,14	0,06	0,14	
FeO	7,07	6,70	6,44	6,92	4,99	6,58	4,99	
Fe2O3	-	-	0,02	-	-	-	-	
MnO	0,21	0,05	0,17	0,10	-	0,15	-	
MgO	20,84	22,31	20,91	19,12	20,76	19,18	20,76	
CaO	5,45	3,85	6,71	7,51	7,24	7,53	7,24	
Total	101,66	101,04	100,55	100,63	101,19	99,91	101,19	
Si	6,002	5,975	6,022	5,992	5,958	5,966	5,958	
Al	3,975	4,023	3,988	4,026	4,072	3,985	4,072	
Cr	0,039	0,033	0,008	0,006	0,015	0,006	0,015	
Fe2+	0,819	0,775	0,751	0,814	0,577	0,775	0,577	
Fe3+	-	-	0,002	-	-	-	-	
Mn	0,024	0,006	0,021	0,012	-	0,018	-	
Mg	4,299	4,603	4,351	4,007	4,280	4,024	4,280	
Ca	0,808	0,572	0,835	1,131	1,073	1,136	1,073	
mg*	84,00	85,58	85,27	83,11	88,13	83,85	88,13	
Almandin	13,77	13,02	12,61	13,65	9,74	13,06	9,74	
Pyrope	72,32	77,31	73,03	67,19	72,26	67,83	72,26	
Spessartine	0,40	0,11	0,35	0,19	-	0,29	-	
Grossulaire	12,38	8,67	13,83	18,80	17,46	18,16	17,46	
Andradite	0,14	0,07	0,06	-	0,16	0,50	0,16	
Uvarovite	0,98	0,82	0,13	0,16	0,38	0,16	0,38	

métagabbros à grenat (type IIa)

Echant.	GM-92-406	MG-91-121	MG-91-121	MG-91-121	MG-91-121
SiO2	40,74	41,67	42,27	41,95	41,18
Al2O3	22,88	23,15	23,39	24,13	23,14
Cr2O3	0,10	0,18	0,23	0,06	0,24
FeO	13,24	13,15	10,34	10,57	10,20
Fe2O3	0,09	0,52	0,54	-	0,11
MnO	0,33	0,46	0,40	0,26	0,35
MgO	14,66	16,15	18,11	16,05	16,42
CaO	7,13	6,14	5,77	8,18	7,74
TOTAL	99,17	101,47	101,00	101,20	99,38
Si	5,991	5,977	6,005	5,973	5,974
Al	3,986	3,913	3,915	4,049	3,956
Cr	0,011	0,026	0,021	0,006	0,028
Fe2+	1,628	1,578	1,228	1,259	1,237
Fe3+	0,010	0,056	0,058	-	0,012
Mn	0,041	0,056	0,048	0,031	0,043
Mg	3,213	3,453	3,834	3,407	3,549
Ca	1,123	0,944	0,878	1,249	1,203
mg*	66,38	68,63	75,74	73,02	74,15
Almandin	27,34	26,19	20,52	21,18	20,53
Pyrope	53,59	57,31	64,05	57,34	58,89
Spessartine	0,68	0,92	0,80	0,53	0,72
Grossulaire	17,85	13,40	12,60	20,09	18,74
Andradite	0,45	1,53	1,52	0,10	0,43
Uvarovite	0,28	0,65	0,52	0,16	0,70

Métagabbros à ilménite (type IIc)

Echant.	MG-91-103	MG-91-103	MG-91-108	GM-92-419	MG-91-112	MG-91-112	MG-91-106
SiO2	40,35	40,28	39,55	39,48	39,79	40,03	39,99
Al2O3	22,55	22,25	22,24	22,35	22,55	22,55	22,57
Cr2O3	-	0,11	-	0,10	-	0,07	-
FeO	21,08	21,02	22,10	21,60	21,05	20,88	21,39
Fe2O3	0,33	0,57	0,43	0,02	0,11	0,20	1,21
MnO	0,79	0,76	0,75	0,55	0,67	0,64	0,63
MgO	10,16	10,32	9,87	9,64	10,31	10,19	10,32
CaO	6,15	5,91	6,00	6,59	6,30	6,70	5,86
Total	101,41	101,22	100,94	100,33	100,78	101,26	101,97
Si	6,014	6,013	5,957	5,972	5,967	5,978	5,931
Al	3,960	3,915	3,948	3,984	3,985	3,968	3,945
Cr	-	0,013	-	0,012	-	0,008	-
Fe2+	2,628	2,624	2,783	2,732	2,640	2,608	2,669
Fe3+	0,038	0,064	0,038	0,002	0,013	0,022	0,135
Mn	0,100	0,096	0,095	0,070	0,085	0,082	0,078
Mg	2,258	2,296	2,216	2,174	2,305	2,269	2,281
Ca	0,982	0,945	0,969	1,068	1,012	1,071	0,932
mg*	46,21	46,67	44,32	44,31	46,61	46,52	46,08
Almandin	44,03	44,04	45,96	45,23	43,74	43,27	43,80
Pyrope	37,84	38,54	36,59	35,99	38,18	37,65	37,40
Spessartine	1,67	1,61	1,58	1,16	1,40	1,35	1,30
Grossulaire	15,52	13,80	14,49	17,16	16,22	16,89	15,30
Andradite	0,94	1,69	1,38	0,15	0,46	0,63	0,63
Uvarovite	-	0,32	-	0,30	-	0,20	2,20

symp. : symplectite
lit pyrox : lit riche en pyroxènes
lit plagioc : lit riche en plagioclases

Compositions chimiques des grenats
des métagabbros de type IIa (avec ou sans saphirine)
et des métagabbros à ilménite (type IIc)

clinopyroxénites à grenat

Echant.	Arc83-11co	Arc83-11co	Arc83-10aco	MG-91-126	MG-91-126	MG-91-126	MG-91-139	MG-91-148
SiO2	40,66	40,77	41,23	40,95	40,99	40,71	40,15	40,59
TiO2	0,14	0,18	0,18	0,12	0,14	0,15	0,16	0,13
Al2O3	22,53	22,91	23,03	23,42	23,32	23,18	23,31	23,40
Cr2O3	0,04	0,17	0,11	0,08	0,08	0,20	0,02	-
FeO	16,69	17,04	16,08	17,81	17,96	17,82	17,57	16,72
Fe2O3	0,54	0,12	0,12	-	-	-	0,10	-
MnO	0,81	0,61	0,61	0,50	0,53	0,61	0,47	0,50
MgO	12,77	13,09	13,16	13,16	13,16	12,82	13,20	13,72
CaO	6,04	6,16	5,92	5,78	5,88	5,90	5,98	6,33
Total	100,22	100,93	101,22	101,82	102,06	101,39	100,93	101,39
Si	6,008	5,988	6,004	5,965	5,965	5,968	5,908	5,923
Ti	0,015	0,020	0,019	0,014	0,016	0,017	0,025	0,014
Al	3,924	3,965	3,953	4,021	4,000	4,004	4,042	4,024
Cr	0,005	0,020	0,013	0,009	0,009	0,024	0,003	-
Fe2+	2,063	2,093	1,958	2,170	2,186	2,185	2,163	2,040
Fe3+	0,060	-	0,013	-	-	-	-	-
Mn	0,102	0,076	0,076	0,082	0,065	0,076	0,058	0,062
Mg	2,813	2,865	3,026	2,857	2,855	2,800	2,895	2,984
Ca	0,957	0,970	0,924	0,902	0,916	0,926	0,943	0,989
mg*	57,69	57,78	60,72	56,83	56,64	56,18	57,24	59,39
Almandin	34,82	34,94	32,78	36,27	36,36	36,55	35,79	33,63
Pyrope	47,48	47,81	50,68	47,75	47,49	46,85	47,90	49,19
Spessartine	1,71	1,26	1,27	1,03	1,08	1,27	0,96	1,02
Grossulaire	14,12	15,19	14,34	14,51	14,61	14,49	14,91	15,96
Andradite	1,74	0,30	0,61	0,20	0,24	0,25	0,38	0,62
Uvarovite	0,13	0,50	0,32	0,23	0,23	0,59	0,07	-

métagabbros à ilménite et spinelle

Echant.	MG-91-134	MG-91-134	Arc83-3b	Arc83-3b	Arc83-3b	MG-92-139	MG-92-139	GM-92-139
SiO2	40,78	40,89	40,74	40,80	40,04	40,50	40,04	40,50
TiO2	0,11	0,21	0,15	0,09	0,16	0,13	0,16	0,13
Al2O3	22,26	22,25	22,68	23,23	22,54	22,66	22,54	22,66
Cr2O3	0,01	0,12	0,08	-	-	0,04	-	0,04
FeO	17,97	18,08	19,11	17,64	18,40	17,56	18,40	17,56
Fe2O3	1,00	0,87	0,40	-	0,20	0,90	0,20	0,90
MnO	0,53	0,46	0,58	0,55	0,54	0,55	0,54	0,55
MgO	11,39	11,49	11,58	12,46	12,26	12,13	12,26	12,13
CaO	7,43	7,29	6,63	6,40	5,92	6,36	6,36	6,36
Total	101,48	101,66	101,95	101,17	100,06	100,84	100,06	100,84
Si	6,017	6,019	5,989	5,990	5,974	5,973	5,974	5,973
Ti	0,013	0,023	0,017	0,010	0,018	0,014	0,018	0,014
Al	3,870	3,860	3,930	4,019	3,963	3,935	3,963	3,935
Cr	0,002	0,014	0,010	-	-	0,004	-	0,004
Fe2+	2,218	2,226	2,350	2,165	2,295	2,178	2,295	2,178
Fe3+	0,111	0,096	0,044	-	0,023	0,100	0,023	0,100
Mn	0,066	0,058	0,072	0,088	0,069	0,068	0,069	0,068
Mg	2,504	2,521	2,536	2,727	2,726	2,668	2,726	2,668
Ca	1,174	1,149	1,044	1,007	0,947	1,048	0,947	1,048
mg*	53,04	53,10	51,91	55,74	54,29	55,06	54,29	55,06
Almandin	37,24	37,48	39,22	36,32	38,09	35,85	38,09	35,85
Pyrope	42,06	42,44	42,33	45,74	45,23	43,90	45,23	43,90
Spessartine	1,11	0,97	1,20	1,14	1,14	1,15	1,14	1,15
Grossulaire	16,57	15,99	15,65	16,65	14,71	17,25	14,71	17,25
Andradite	2,98	2,77	1,36	0,14	0,83	1,80	0,83	1,80
Uvarovite	0,04	0,36	0,24	-	-	0,05	-	0,05

saphirine

saphirine		métagabbros à Sa + Gt			
Echant.	MG-91-116 synpl avec gt	MG-91-116	GM-92-114	GM-92-114	GM-92-114
SiO2	14,23	13,36	16,65	16,30	16,30
TiO2	0,02	0,11	0,03	0,05	0,05
Al2O3	62,77	64,23	59,83	60,65	60,65
Cr2O3	0,56	0,63	0,05	0,47	0,47
FeO	3,01	2,78	2,89	2,68	2,68
MnO	0,07	-	0,06	0,03	0,03
MgO	19,92	19,66	20,68	20,73	20,73
CaO	0,08	0,04	0,15	0,07	0,07
NiO	0,24	0,18	0,33	0,31	0,31
total	100,97	101,42	100,74	101,37	101,37
Si	0,824	0,794	0,963	0,937	0,937
Ti	0,001	0,003	0,002	0,002	0,002
Al	4,282	4,354	4,077	4,108	4,108
Cr	0,026	0,029	0,002	0,021	0,021
Fe	0,146	0,134	0,140	0,129	0,129
Mn	0,003	-	0,003	0,002	0,002
Mg	1,719	1,685	1,782	1,775	1,775
Ca	0,005	0,003	0,009	0,004	0,004
Ni	0,011	0,008	0,015	0,015	0,015

saphirine

saphirine		métagabbros à Sa					
Echant.	MG-91-107	MG-91-99A	MG-91-99A	MG-91-99A	MG-91-99A	MG-91-99A	MG-91-99A
SiO2	14,25	14,02	14,17	14,17	14,19	14,37	14,42
TiO2	0,12	0,07	0,01	0,01	0,11	0,02	0,07
Al2O3	60,85	60,54	60,85	60,85	61,85	60,36	62,02
Cr2O3	1,61	0,95	0,81	0,81	1,06	0,54	1,19
FeO	4,89	5,89	4,98	4,98	5,34	5,16	5,12
MnO	0,03	0,04	0,10	0,10	0,02	0,01	-
MgO	18,30	18,32	18,61	18,61	18,55	18,79	18,56
CaO	-	0,09	0,03	0,03	0,04	0,11	0,08
NiO	0,09	0,18	0,07	0,07	0,09	0,06	0,10
total	100,19	100,11	99,70	99,70	101,26	99,45	101,56
Si	0,840	0,831	0,838	0,838	0,828	0,852	0,838
Ti	0,005	0,003	-	-	0,005	0,001	0,003
Al	4,227	4,227	4,242	4,242	4,252	4,219	4,247
Cr	0,075	0,045	0,038	0,038	0,049	0,025	0,055
Fe	0,241	0,292	0,246	0,246	0,261	0,256	0,249
Mn	0,002	0,002	0,005	0,005	0,001	0,001	-
Mg	1,608	1,617	1,641	1,641	1,613	1,660	1,608
Ca	-	0,006	0,002	0,002	0,003	0,007	0,005
Ni	0,004	0,008	0,003	0,003	0,004	0,003	0,005

micas noirs

micas noirs		Iberzoïte
Echant.	MG-91-104	MG-91-104
SiO2	37,22	37,22
TiO2	5,33	5,33
Al2O3	17,51	17,51
Cr2O3	0,72	0,72
FeO1	5	5
MgO	18,78	18,78
CaO	0,01	0,01
Na2O	0,34	0,34
K2O	9,48	9,48
total	94,56	94,56
Si	5,3525	5,3525
Ti	0,5764	0,5764
Al	2,9685	2,9685
Cr	0,0821	0,0821
Fe	0,6019	0,6019
Mn	-	-
Mg	4,0254	4,0254
Ca	0,001	0,001
Na	0,0944	0,0944
K	1,7395	1,7395
mg*	86,89	86,89
Fe/Tot + Mg	0,13	0,13

amphibole

amphibole		Iberzoïte	Iberzoïte	métagabbro à Px
Echant.	MG-91-109	MG-91-109	MG-91-109	MG-91-127
SiO2	41,62	42,22	40,82	40,82
TiO2	4,74	4,38	2,46	2,46
Al2O3	14,18	13,73	16,98	16,98
Cr2O3	0,84	0,80	0,10	0,10
FeO	5,67	5,53	7,33	7,33
Fe2O3	-	-	3,33	3,33
MnO	0,05	0,04	0,04	0,04
MgO	15,40	15,31	12,26	12,26
CaO	11,05	11,09	10,53	10,53
Na2O	3,75	3,75	2,78	2,78
K2O	0,50	0,42	1,68	1,68
total	97,80	97,23	98,30	98,30
Si	5,992	6,114	5,916	5,916
AlIV	2,008	1,886	2,084	2,084
AlVI	0,398	0,457	0,816	0,816
Cr	0,096	0,092	0,005	0,005
Ti	0,513	0,477	0,268	0,268
Fe 2+	0,683	0,670	0,888	0,888
Fe 3+	-	-	0,363	0,363
Mn	0,006	0,012	0,012	0,012
Mg	3,305	3,305	2,648	2,648
Ca	1,704	1,721	1,635	1,635
Na	1,047	1,053	0,781	0,781
K	0,092	0,078	0,311	0,311
Mg*	82,88	83,15	67,91	67,91

compositions chimiques des saphirines,
des micas et des amphiboles des enclaves de type IIa

amphibole		métagabbros à ilménite spinelle (type IIb)				métagabbros à ilm+sp micas noirs type IIb		métagabbros à ilm rutile type IIc	
Echant.	MG-91-134	MG-91-134	MG-91-134	MG-91-134	GM-92-139	Echant.	GM-92-139	Echant.	GM-92-119
	co	bo	co	bo		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃
SiO ₂	39,87	39,17	39,56	39,90	39,98	SiO ₂	37,36	TiO ₂	99,55
TiO ₂	4,59	4,52	4,30	4,52	4,20	TiO ₂	4,40	Al ₂ O ₃	0,26
Al ₂ O ₃	16,16	16,04	15,31	15,28	14,48	Al ₂ O ₃	16,61	Cr ₂ O ₃	0,36
Cr ₂ O ₃	-	0,02	-	-	0,01	Cr ₂ O ₃	0,07	FeO	0,99
FeO	10,63	10,95	10,82	10,66	9,25	FeO	11,02	MnO	0,05
Fe ₂ O ₃	-	-	0,14	-	1,97	Fe ₂ O ₃	-	MgO	-
MnO	1,00	0,06	0,09	0,10	0,05	MnO	-	NiO	0,52
MgO	11,26	10,93	11,75	11,57	12,03	MgO	10,79	total	100,89
CaO	10,93	10,87	11,15	11,21	10,70	CaO	11,32		
Na ₂ O	3,43	2,74	2,40	2,35	2,63	Na ₂ O	1,89		
K ₂ O	1,77	1,53	1,93	1,81	1,26	K ₂ O	2,37		
total	99,64	96,83	97,45	97,47	96,57	total	95,83		
Si	5,831	5,854	5,872	5,921	5,946	Si	5,422		
AlIV	2,169	2,146	2,128	2,079	2,054	Ti	0,480		
AlVI	0,617	0,679	0,550	0,593	0,484	Al	2,841		
Cr	-	0,002	-	-	0,001	Cr	0,008		
Ti	0,505	0,508	0,480	0,512	0,470	Fe	1,337		
Fe 2+	1,300	1,369	1,343	1,323	1,157	Mn	-		
Fe 3+	-	-	0,016	-	0,222	Mg	2,334		
Mn	0,124	0,008	0,011	0,013	0,006	Ca	1,760		
Mg	2,455	2,435	2,600	2,539	2,667	Na	0,532		
Ca	1,713	1,740	1,773	1,782	1,705	K	0,439		
Na	0,973	0,794	0,691	0,676	0,758	mg*	63,58		
K	0,330	0,292	0,365	0,343	0,239	Fe/Fe+Mg	0,36		
mg*	65,37	64,02	65,93	65,92	68,85				

amphibole		clinopyroxénites à grenat (type IIb)			
Echant.	Arc83-10a	Arc83-10a	Arc83-10a	Arc83-10a	Arc83-11
	co	bo	co	bo	co
SiO ₂	40,69	40,33	40,37	39,68	41,83
TiO ₂	2,97	2,66	2,33	3,45	3,46
Al ₂ O ₃	15,18	14,83	15,65	14,72	14,52
Cr ₂ O ₃	-	0,05	0,08	0,09	0,18
FeO	8,30	7,56	7,50	7,82	6,16
Fe ₂ O ₃	2,05	3,74	3,77	1,91	4,35
MnO	0,09	0,15	0,19	0,07	0,14
MgO	12,90	12,86	12,53	13,42	13,62
CaO	10,87	10,78	10,82	11,57	10,46
Na ₂ O	3,61	3,50	3,35	2,04	3,67
K ₂ O	0,57	0,71	0,77	2,20	0,22
total	97,23	97,16	97,37	96,96	98,58
Si	5,970	5,939	5,924	5,880	6,009
AlIV	2,030	2,061	2,076	2,120	1,991
AlVI	0,596	0,513	0,631	0,451	0,467
Cr	-	0,006	0,009	0,011	0,020
Ti	0,328	0,295	0,257	0,384	0,374
Fe 2+	1,023	0,939	0,929	0,973	0,747
Fe 3+	0,227	0,418	0,421	0,214	0,682
Mn	0,011	0,019	0,024	0,009	0,013
Mg	2,821	2,823	2,741	2,964	2,916
Ca	1,709	1,701	1,701	1,837	1,652
Na	1,027	0,999	0,953	0,586	1,022
K	0,107	0,133	0,144	0,416	0,040
mg*	73,48	75,21	74,85	75,37	79,77

compositions chimiques des amphiboles et des micas des enclaves de type IIb et du rutile des métagabbros à ilménite (type IIc)

clinopyroxénites à grenat

Echant.	Arc83-10a	MG-91-94	MG-91-94	MG-91-94	MG-91-94	MG-91-94	MG-91-126	MG-91-126	MG-91-139	MG-91-139	MG-91-139	MG-91-148
		co	bo	exsolution ds cpx	MG-91-94	MG-91-94	MG-91-126	MG-91-126	MG-91-139	MG-91-139	MG-91-139	MG-91-148
							exsolution ds cpx	exsolution ds cpx		exsolution ds amph		
SiO2	0,01				0,02	0,06	0,07	0,05	0,04	-	0,05	0,07
TiO2	51,48	51,09	48,36	47,09	49,38	48,36	50,61	49,04	46,67	46,81	44,74	49,96
Al2O3	0,85	0,65	1,05	-	0,74	1,05	0,99	0,47	0,95	0,33	0,57	0,83
Cr2O3	0,08	0,06	0,03	0,10	-	0,03	0,19	0,24	0,01	0,05	0,12	0,02
FeO	33,39	34,84	33,51	30,70	33,87	33,51	36,37	33,77	33,24	33,43	30,41	34,36
Fe2O3	6,93	7,15	10,63	12,25	9,88	10,63	7,10	8,52	13,62	14,00	16,08	9,22
MnO	7,12	6,34	0,42	0,28	6,08	0,42	0,32	0,48	0,30	0,29	0,18	0,27
MgO	100,74	100,50	99,94	98,45	100,23	99,94	101,10	100,53	99,93	99,80	98,20	100,86
Total												
Si	-	1,844	0,003	0,029	0,001	0,003	0,003	0,002	0,002	-	0,002	0,003
Ti	1,841	1,844	1,762	1,734	1,791	1,762	1,827	1,799	1,712	1,727	1,667	1,800
Al	0,048	0,037	0,060	-	0,042	0,060	0,056	0,027	0,055	0,019	0,033	0,047
Cr	0,003	0,002	0,001	0,004	-	0,001	0,007	0,009	-	0,002	0,005	0,001
Fe 2+	1,328	1,398	1,358	1,257	1,366	1,358	1,460	1,361	1,356	1,372	1,260	1,376
Fe3+	0,248	0,258	0,387	0,451	0,358	0,387	0,256	0,309	0,500	0,517	0,599	0,332
Mn	0,033	0,014	0,017	0,012	0,009	0,017	0,013	0,020	0,012	0,012	0,008	0,011
Mg	0,505	0,451	0,417	0,467	0,437	0,417	0,386	0,436	0,371	0,354	0,419	0,436
mg*(Mg/Mg+Fe)	24,26	21,41	19,30	21,47	20,22	19,30	18,35	20,71	16,65	15,79	18,38	20,34
mg*(Mg/Mg+Fe2+)	27,54	24,40	23,51	27,09	24,24	23,51	20,89	24,26	21,47	20,51	24,94	24,07

métagabbros à ilménite et spinelle

Echant.	MG-91-134	MG-91-134	Arc83-3b	Arc83-3b	Arc83-3b	Arc83-3b	GM-92-139
		co	bo	exsolution dans cpx	Arc83-3b	Arc83-3b	
							exsolution ds cpx
SiO2	-	0,02	-	-	-	-	-
TiO2	50,95	51,24	50,81	49,89	51,26	49,89	48,01
Al2O3	0,64	0,69	0,88	0,74	0,87	0,74	0,79
Cr2O3	0,03	0,06	0,03	-	0,05	-	0,08
FeO	36,73	35,29	34,79	35,73	36,25	34,79	34,70
Fe2O3	8,00	7,84	8,53	7,11	6,61	7,11	11,02
MnO	0,25	0,31	0,23	0,31	0,42	0,31	0,23
MgO	5,21	6,17	6,34	5,24	5,64	5,24	4,95
Total	101,87	101,68	101,68	99,26	101,24	99,26	99,83
Si	-	0,001	-	-	0,002	-	-
Ti	1,831	1,831	1,813	1,837	1,844	1,837	1,765
Al	0,036	0,039	0,049	0,043	0,049	0,043	0,046
Cr	0,001	0,002	0,001	-	0,002	-	0,003
Fe 2+	1,468	1,402	1,381	1,463	1,450	1,463	1,418
Fe3+	0,287	0,280	0,304	0,262	0,238	0,262	0,405
Mn	0,010	0,012	0,009	0,013	0,017	0,013	0,010
Mg	0,371	0,437	0,448	0,382	0,402	0,382	0,361
mg*(Mg/Mg+Fe)	17,45	20,62	21,02	18,15	19,24	18,15	16,51
mg*(Mg/Mg+Fe2+)	20,18	23,76	24,52	20,72	21,71	20,72	20,27

compositions chimiques des
ilménites des clinopyroxénites à grenat
et des métagabbros à ilm + sp (type IIb)

clinopyroxénites (type IIb)

Echant.	MG-91-3.2	MG-91-3.2	MG-91-3.2	MG-91-99B	MG-91-99B	MG-91-99B	MG-91-50	MG-91-24	MG-91-24
SiO ₂	co	bo	co	co	bo				
TiO ₂	48,13	50,04	50,03	50,27	50,35	0,01	52,19	53,97	0,04
Al ₂ O ₃	1,06	0,76	0,84	0,43	0,52	0,52	0,39	0,03	50,82
Cr ₂ O ₃	0,06	0,02	-	0,06	0,15	0,15	-	0,09	-
FeO	31,22	30,35	32,66	32,68	30,77	30,77	34,61	36,60	32,33
Fe ₂ O ₃	11,98	9,87	9,13	7,88	9,56	9,56	5,80	2,63	8,39
MnO	0,37	0,36	0,43	0,66	0,44	0,44	0,81	0,48	0,37
MgO	6,46	7,42	6,39	6,58	7,75	7,75	6,60	6,46	7,33
Total	99,31	99,11	99,66	98,61	99,64	99,64	100,46	100,38	99,51
Si	-	0,002	-	0,001	-	-	-	-	0,002
Ti	1,752	1,809	1,815	1,843	1,812	1,812	1,880	1,947	1,842
Al	0,060	0,043	0,048	0,025	0,029	0,029	0,022	0,002	0,000
Cr	0,002	0,001	-	0,002	0,006	0,006	-	0,003	0,005
Fe 2+	1,264	1,220	1,318	1,332	1,232	1,232	1,387	1,469	1,303
Fe ₃₊	0,436	0,357	0,331	0,289	0,344	0,344	0,209	0,095	0,304
Mn	0,015	0,015	0,022	0,027	0,018	0,018	0,033	0,020	0,015
Mg	0,466	0,532	0,459	0,478	0,553	0,553	0,471	0,462	0,526
mg*(Mg/Mg+Fe)	21,52	25,21	21,79	22,77	25,97	25,97	22,80	22,81	24,68
mg*(Mg/Mg+Fe ₂₊)	26,94	30,35	25,85	26,41	30,98	30,98	25,37	23,93	28,78

métagabbros à ilménite (type IIc)

Echant.	Arc 825	MG-91-108	MG-91-108	MG-91-108	MG-91-108	MG-91-108	MG-91-108	MG-91-112	MG-91-112	MG-91-106
SiO ₂	0,05	-	0,04	-	-	0,89	-	-	-	0,08
TiO ₂	46,35	47,06	38,22	43,06	37,14	34,77	41,41	38,90	36,71	36,80
Al ₂ O ₃	0,34	0,11	0,61	0,27	0,80	0,46	0,40	0,68	0,53	0,61
Cr ₂ O ₃	0,19	0,06	0,10	-	0,17	0,13	0,37	0,74	0,20	0,15
FeO	36,59	36,99	30,42	33,64	28,80	26,44	32,87	31,50	30,05	30,46
Fe ₂ O ₃	14,78	12,30	24,88	18,25	28,05	29,04	21,29	22,80	29,59	29,15
MnO	0,21	0,33	0,10	0,13	0,24	0,17	0,12	0,12	0,13	0,10
MgO	2,92	2,66	2,18	2,75	2,18	2,47	2,64	2,35	1,85	1,70
Total	101,43	99,60	96,58	98,12	97,54	95,40	99,15	97,15	99,07	99,07
Si	0,002	-	0,002	-	-	0,046	-	-	-	0,004
Ti	1,706	1,767	1,491	1,644	1,435	1,366	1,570	1,509	1,406	1,410
Al	0,020	0,006	0,037	0,016	0,048	0,028	0,024	0,041	0,032	0,037
Cr	0,007	0,002	0,004	-	0,007	0,005	0,015	0,030	0,008	0,006
Fe 2+	1,498	1,544	1,320	1,428	1,237	1,155	1,386	1,359	1,280	1,298
Fe ₃₊	0,544	0,462	0,971	0,697	1,084	1,141	0,807	0,884	1,134	1,117
Mn	0,009	0,014	0,004	0,006	0,010	0,008	0,005	0,005	0,006	0,004
Mg	0,213	0,198	0,169	0,208	0,167	0,192	0,198	0,181	0,140	0,129
mg*(Mg/Mg+Fe)	9,45	8,98	6,86	8,92	6,71	7,73	8,30	7,45	5,50	5,07
mg*(Mg/Mg+Fe ₂₊)	12,45	11,36	11,32	12,72	11,89	14,27	12,52	11,74	9,89	9,95

compositions chimiques des ilménites des clinopyroxénites (type IIb) et des métagabbros à ilménite (type IIc)

métagabbro à ilm (type IIc)

Echant.	MG-91-108
SiO2	-
TiO2	25,91
Al2O3	2,05
Cr2O3	0,22
FeO	51,36
Fe2O3	15,20
MnO	0,23
MgO	0,23
total	96,87
Si	-
Ti	5,883
Al	0,730
Cr	0,053
Fe2+	12,969
Fe3+	3,452
Mn	0,059
Mg	0,855

clinopyroxénite à grenat

Echant.	Mg-91-139	Mg-91-139
SiO2	0,11	0,03
TiO2	11,68	11,68
Al2O3	11,98	11,77
Cr2O3	0,25	0,40
FeO	36,69	37,08
Fe2O3	34,90	34,72
MnO	0,19	0,28
MgO	4,71	4,34
total	100,64	100,36
Si	0,030	0,080
Ti	2,410	2,426
Al	3,874	3,832
Cr	0,054	0,087
Fe2+	8,420	8,566
Fe3+	7,202	7,213
Mn	0,044	0,066
Mg	1,926	1,787

compositions chimiques des titanomagnétites des métagabbros à ilménite (type IIc)
et des clinopyroxénites à grenat (type IIb)

Enclaves de type III et composites



composite dunite (type IB)-hornblendite (type III)

Echant.	Arc 83-1 dunite dans filon hornblendite	Arc 83-1 dunite co contre le filon	Arc 83-1 dunite bo contre le filon	Arc 83-1 dunite intermédiaire	Arc 83-1 dunite recristall loin filon	Arc 83-1 dunite co loin filon	Arc83-1co dunite bo loin filon	MG-91-143 dunite 15co grosse loin filon
SiO2	39,64	40,31	39,86	40,31	40,20	40,35	40,64	40,71
FeO	11,68	11,80	11,45	11,85	12,10	11,56	12,01	12,24
MnO	0,24	0,24	0,22	0,18	0,23	0,16	0,10	0,18
MgO	46,70	46,62	47,07	47,34	47,27	47,65	47,25	46,29
CaO	0,04	0,07	0,04	0,06	0,06	0,03	0,04	0,02
NiO	0,30	0,28	0,20	0,27	0,28	0,16	0,19	0,24
total	98,65	99,40	98,93	100,21	100,24	100,07	100,37	99,75
Si	0,996	1,004	0,997	0,997	0,995	0,997	1,002	1,011
Fe	0,245	0,246	0,239	0,245	0,250	0,239	0,248	0,254
Mn	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005	0,003	0,002	0,004
Mg	1,748	1,731	1,755	1,744	1,744	1,755	1,737	1,713
Ca	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000
Ni	0,006	0,006	0,004	0,005	0,006	0,003	0,004	0,005
Fo	87,21	87,10	87,61	87,29	86,99	87,73	87,25	86,70
Fa	12,79	12,90	12,39	12,71	13,01	12,27	12,75	13,30
mg*	87,70	87,56	88,01	87,68	87,44	88,02	87,51	87,08

composite dunite (type IB)-hornblendite (type III)

Echant.	MG-91-143 dunite co moins loin	MG-91-143 dunite bo moins loin	MG-91-143 dunite plus près	MG-91-143 dunite plus près	MG-91-143 dunite co contre le filon	MG-91-143 dunite bo contre le filon	MG-91-143 dunite dans filon hornblendite
SiO2	40,78	40,71	40,50	40,31	40,57	40,46	40,72
FeO	12,04	11,99	12,44	12,63	12,36	12,41	12,11
MnO	0,21	0,22	0,23	0,09	0,32	0,18	0,20
MgO	46,53	46,89	47,04	46,54	46,56	46,42	46,98
CaO	0,04	0,05	0,01	0,06	0,03	0,12	0,06
NiO	0,30	0,22	0,29	0,20	0,23	0,23	0,26
total	100,00	100,15	100,53	99,82	100,15	99,90	100,43
Si	1,010	1,006	1,000	1,002	1,005	1,005	1,005
Fe	0,249	0,248	0,257	0,263	0,256	0,258	0,250
Mn	0,005	0,005	0,005	0,002	0,007	0,004	0,004
Mg	1,717	1,727	1,731	1,725	1,719	1,718	1,728
Ca	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,003	0,002
Ni	0,006	0,004	0,006	0,004	0,005	0,005	0,005
Fo	86,86	87,06	86,62	86,54	86,54	86,60	86,96
Fa	13,14	12,94	13,38	13,46	13,46	13,40	13,04
mg*	87,32	87,44	87,08	86,79	87,04	86,94	87,37

composite dunite (type IB)-clinopyroxénite à biotite (type III)

Echant.	GM-92-427 co dunite loin contact	GM-92-427 bo dunite loin contact	GM-92-427 dunite au contact	GM-92-427 co dunite au contact	GM-92-427 bo dunite au contact
SiO2	40,47	41,05	39,80	40,03	40,77
FeO	12,05	12,31	12,33	12,17	12,32
MnO	0,16	0,27	0,28	0,21	0,18
MgO	46,99	47,28	47,07	47,25	47,73
CaO	0,11	0,21	0,09	0,11	0,12
NiO	0,16	0,19	0,09	0,22	0,18
Total	100,08	101,45	99,89	100,11	101,48
Si	1,001	1,003	0,990	0,992	0,997
Fe	0,249	0,252	0,257	0,252	0,252
Mn	0,003	0,006	0,006	0,004	0,004
Mg	1,733	1,722	1,745	1,746	1,739
Ca	0,003	0,005	0,002	0,003	0,003
Ni	0,003	0,004	0,002	0,004	0,004
Fo	87,14	86,84	86,85	86,99	87,03
Fa	12,86	13,16	13,15	13,01	12,97
mg*	87,43	87,25	87,19	87,38	87,35

compositions chimiques des olivines des enclaves composites

composite dunite (type Ib)-suite UB-B à deux pyroxènes et spinelle (type IIa)

Echant.	GM-92-135		GM-92-135		GM-92-135		GM-92-135		GM-92-135		GM-92-98		GM-92-98		GM-92-98	
	co dunite loin filon	bo dunite loin filon	co dunite contact filon	bo dunite contact filon	co dunite contact filon	bo dunite contact filon	co dunite contact filon	bo dunite contact filon	co dunite contact filon	bo dunite contact filon	co dunite loin filon	bo dunite loin filon	co dunite loin filon	bo dunite loin filon		
SiO2	40,2	40,34	40,47	40,15	40,36	40,36	40,54	39,88	39,88	40,54	39,88	40,89	41,23			
FeO	12,01	12,04	12,18	12,4	13,65	13,65	13,68	13,86	13,86	13,68	13,33	13,82	13,50			
MnO	0,18	0,17	0,04	0,22	0,25	0,25	0,24	0,27	0,27	0,24	0,18	0,22	0,05			
MgO	47,92	47,73	47,43	47,47	46,6	46,6	47,10	45,99	45,99	47,10	46,96	47,54	48,29			
CaO	0,09	0,04	0,1	0,06	0,08	0,08	0,05	0,09	0,09	0,05	0,01	0,04	0,04			
NiO	0,3	0,23	0,17	0,34	0,25	0,25	0,13	0,22	0,22	0,13	0,16	0,31	0,26			
total	100,82	100,6	100,5	100,65	101,23	101,23	101,84	100,42	100,42	101,84	100,65	102,97	103,40			
Si	0,9892	0,9942	0,9977	0,991	0,9956	0,9956	0,994	0,9936	0,9936	0,994	0,988	0,992	0,993			
Fe	0,2471	0,2482	0,2511	0,256	0,2815	0,2815	0,280	0,2888	0,2888	0,280	0,276	0,281	0,272			
Mn	0,0037	0,0036	0,0008	0,005	0,0052	0,0052	0,005	0,0056	0,0056	0,005	0,004	0,005	0,001			
Mg	1,7576	1,7532	1,7428	1,747	1,7136	1,7136	1,720	1,7079	1,7079	1,720	1,735	1,720	1,734			
Ca	0,0023	0,001	0,0027	0,002	0,002	0,002	0,001	0,0025	0,0025	0,001	-	0,001	0,001			
Ni	0,006	0,0046	0,0034	0,007	0,0049	0,0049	0,003	0,0044	0,0044	0,003	0,003	0,006	0,005			
Fo	87,26	87,25	87,23	86,73	85,46	85,46	85,66	85,11	85,11	85,66	85,96	85,52	86,18			
Fa	12,74	12,75	12,77	13,27	14,54	14,54	14,34	14,89	14,89	14,34	14,04	14,48	13,82			
mg*	87,67	87,60	87,41	87,22	85,89	85,89	85,99	85,54	85,54	85,99	86,26	85,98	86,44			

composite wehrilite (type IIa)-clinopyroxénite à ilménite-spinelle (type IIb)

Echantillon	MG-91-26		MG-91-26		MG-91-26		MG-91-26	
	co wehrilite au contact	bo wehrilite au contact	co wehrilite loin contact	bo wehrilite loin contact	co wehrilite loin contact	bo wehrilite loin contact	co wehrilite loin contact	bo wehrilite loin contact
SiO2	39,51	39,54	39,06	39,06	39,36	39,36	39,36	39,36
FeO	17,63	17,27	16,81	16,81	16,04	16,04	16,04	16,04
MnO	0,25	0,25	0,24	0,24	0,15	0,15	0,15	0,15
MgO	43,69	43,39	43,49	43,49	43,92	43,92	43,92	43,92
CaO	0,08	0,11	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06
NiO	0,16	0,13	0,26	0,26	0,20	0,20	0,20	0,20
TOTAL	101,37	100,77	100,04	100,04	99,85	99,85	99,85	99,85
Si	0,992	0,996	0,991	0,991	0,996	0,996	0,996	0,996
Fe	0,370	0,364	0,357	0,357	0,339	0,339	0,339	0,339
Mn	0,005	0,005	0,005	0,005	0,003	0,003	0,003	0,003
Mg	1,635	1,629	1,645	1,645	1,656	1,656	1,656	1,656
Ca	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Ni	0,003	0,003	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004
Fo	81,19	81,42	81,75	81,75	82,70	82,70	82,70	82,70
Fa	18,81	18,58	18,25	18,25	17,30	17,30	17,30	17,30
mg*	81,54	81,74	82,18	82,18	83,01	83,01	83,01	83,01

compositions chimiques des olivines des enclaves composites

composité dunite (type I_B) - webstérite avec ou sans olivine (type IIa)

Echant.	GM-92-135	GM-92-135	GM-92-135	GM-92-135	GM-92-135	GM-92-135	GM-92-135	GM-92-98	GM-92-98
	co dunite loin du filon	bo dunite loin du filon	dunite au contact	co webstérite au contact	bo webstérite au contact	webstérite à olivine	webstérite à olivine	webstérite filonnet	dunite
SiO ₂	52,34	52,45	52,23	51,72	53,11	51,78	51,22	49,91	51,95
TiO ₂	0,56	0,46	0,44	0,67	0,45	0,63	0,54	0,40	0,78
Al ₂ O ₃	3,52	3,10	3,29	4,19	2,70	4,44	4,15	8,12	4,38
Cr ₂ O ₃	0,77	0,89	0,92	0,69	0,64	0,42	0,57	0,59	0,90
FeO _t	2,76	2,61	3,08	2,99	2,98	3,49	3,43	3,87	3,90
MnO	0,16	0,07	0,14	0,11	0,14	0,14	0,13	0,21	0,17
MgO	16,34	16,45	16,64	16,34	17,06	16,01	16,19	14,25	16,19
CaO	21,87	21,89	21,80	21,57	22,38	21,70	21,17	21,77	21,74
Na ₂ O	0,78	0,73	0,64	0,61	0,53	0,54	0,51	0,91	0,55
K ₂ O	0,03	-	-	-	0,03	-	-	0,02	-
NiO	0,02	-	0,11	-	0,06	0,03	0,07	-	0,06
total	99,13	98,64	99,29	98,87	100,07	99,18	97,99	100,04	100,61
Si	1,916	1,929	1,911	1,899	1,927	1,899	1,901	1,815	1,883
AlIV	0,084	0,071	0,089	0,101	0,073	0,101	0,099	0,185	0,117
AlVI	0,067	0,063	0,053	0,080	0,042	0,091	0,082	0,163	0,070
Cr	0,022	0,026	0,027	0,020	0,018	0,012	0,017	0,017	0,026
Ti	0,015	0,013	0,012	0,018	0,012	0,017	0,015	0,011	0,021
Fe	0,084	0,080	0,094	0,092	0,091	0,107	0,107	0,118	0,118
Mn	0,005	0,002	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,006	0,005
Mg	0,891	0,902	0,907	0,894	0,923	0,875	0,895	0,772	0,875
Ca	0,858	0,862	0,854	0,849	0,870	0,853	0,841	0,848	0,845
Na	0,055	0,052	0,045	0,043	0,037	0,038	0,037	0,064	0,039
K	0,001	-	-	-	0,001	-	-	0,001	-
Ni	-	-	0,003	-	0,002	0,001	0,002	-	0,002
CaTs	5,40	4,60	5,30	6,40	4,20	6,60	6,90	16,30	7,00
Ae	2,10	1,00	1,90	0,70	1,90	0,10	0,70	4,70	1,30
Jd	1,20	1,70	-	1,60	-	2,50	1,30	-	-
En	48,48	48,86	48,79	48,64	48,89	47,58	48,46	44,27	47,48
Fs	4,84	4,44	5,27	5,17	5,03	6,04	6,01	7,11	6,67
Wo	46,68	46,70	45,94	46,19	46,08	46,38	45,53	48,62	45,85
mg*	91,38	91,85	90,61	90,67	91,03	89,10	89,32	86,74	88,12

composité dunite (type I_B) - clinopyroxénite à biotite (type III)

Echant.	GM-92-427	GM-92-427	GM-92-427	GM-92-427	GM-92-427	GM-92-427
	co dunite loin du filon	bo dunite loin du filon	dunite contact du filon	clinopyroxénite	clinopyroxénite	clinopyroxénite
SiO ₂	51,47	50,76	50,87	51,21	50,90	50,30
TiO ₂	0,59	0,69	1,18	1,38	1,33	1,35
Al ₂ O ₃	5,20	4,99	5,87	5,51	5,60	6,04
Cr ₂ O ₃	0,73	0,78	0,84	0,13	0,24	0,29
FeO _t	4,38	3,61	4,39	4,36	4,91	4,62
MnO	0,17	0,05	0,05	0,06	0,11	0,22
MgO	16,36	15,61	16,11	16,50	16,25	16,05
CaO	18,92	21,94	18,47	18,53	18,50	18,71
Na ₂ O	1,01	0,68	1,09	1,09	1,10	1,15
K ₂ O	0,04	-	0,04	0,04	0,03	0,03
NiO	0,05	0,07	0,08	0,02	0,03	0,01
Total	98,909	99,2	98,993	99,322	98,993	98,778
Si	1,887	1,863	1,865	1,869	1,866	1,846
AlIV	0,113	0,137	0,135	0,131	0,134	0,154
AlVI	0,111	0,078	0,119	0,106	0,108	0,108
Cr	0,021	0,023	0,024	0,004	0,007	0,009
Ti	0,016	0,019	0,033	0,038	0,037	0,037
Fet	0,134	0,111	0,135	0,148	0,151	0,142
Mn	0,005	0,002	0,002	0,002	0,004	0,007
Mg	0,894	0,854	0,880	0,898	0,888	0,878
Ca	0,743	0,863	0,726	0,725	0,727	0,736
Na	0,072	0,049	0,078	0,077	0,078	0,082
K	0,002	-	0,002	0,002	0,001	0,002
Ni	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	-
CaTs	8,10	7,80	7,00	5,50	6,10	7,90
Ae	2,20	2,60	0,60	2,30	2,60	4,60
Jd	2,90	-	4,80	5,00	4,60	2,70
En	50,34	46,67	50,49	50,65	50,17	49,80
Fs	7,83	6,17	7,86	8,46	8,76	8,45
Wo	41,84	47,16	41,65	40,89	41,07	41,75
mg*	86,96	88,50	86,70	85,85	85,47	86,08

composité wehrilite (type IIa) - clinopyroxénite (type IIb)

Echant.	MG-91-26	MG-91-26	MG-91-26	MG-91-26	MG-91-26	MG-91-26
	co clinopyroxénite	bo clinopyroxénite	wehrilite au contact	wehrilite	wehrilite	wehrilite
SiO ₂	46,41	47,94	49,98	50,74	50,26	50,74
TiO ₂	1,90	1,45	0,97	0,52	0,66	0,64
Al ₂ O ₃	10,01	8,00	5,54	4,98	4,99	4,70
Cr ₂ O ₃	-	-	0,58	0,51	0,56	0,45
FeO _t	6,72	6,74	5,25	4,98	5,14	4,98
MnO	0,16	0,19	0,04	0,09	0,22	0,17
MgO	12,76	13,44	15,32	15,62	15,50	15,45
CaO	19,91	19,86	20,84	21,05	21,30	21,31
Na ₂ O	1,34	1,19	0,98	0,77	0,74	0,71
K ₂ O	-	-	-	-	-	-
NiO	-	0,12	0,05	-	0,02	0,08
Total	99,20	98,93	99,55	99,25	99,38	99,24
Si	1,714	1,776	1,830	1,863	1,846	1,867
AlIV	0,286	0,224	0,170	0,137	0,154	0,133
AlVI	0,149	0,126	0,070	0,078	0,062	0,071
Cr	-	-	0,017	0,015	0,016	0,013
Ti	0,053	0,040	0,027	0,014	0,018	0,018
Fet	0,208	0,209	0,161	0,153	0,158	0,153
Mn	0,005	0,006	0,001	0,003	0,007	0,005
Mg	0,702	0,742	0,836	0,855	0,848	0,847
Ca	0,788	0,788	0,818	0,828	0,838	0,840
Na	0,096	0,085	0,070	0,055	0,053	0,051
K	-	-	-	-	-	-
Ni	-	0,004	0,001	-	0,001	0,002
CaTs	14,90	12,60	7,00	7,80	6,20	7,10
Ae	9,60	8,50	5,30	4,00	3,60	3,80
En	41,22	42,52	46,04	46,49	45,81	45,91
Fs	12,51	12,32	8,92	8,48	8,91	8,56
Wo	46,27	45,12	45,04	45,02	45,27	45,53
mg*	77,14	78,02	83,85	84,82	84,29	84,70

composite dunite (type IB)- webstérite avec ou sans olivine (type IIa)

Echant.	GM-92-135	GM-92-135	GM-92-135	GM-92-98	GM-92-98	GM-92-98	GM-92-98	GM-92-98
	webstérite du contact	webstérite à olivine	webstérite à olivine	co webstérite filonnet	bo webstérite filonnet	dunite contact filonnet	co dunite loin filonnet	bo dunite loin filonnet
SiO ₂	55,02	54,07	54,95	54,07	54,73	55,02	55,25	54,92
TiO ₂	0,15	0,22	0,12	0,07	0,09	0,15	0,18	0,25
Al ₂ O ₃	3,72	3,67	3,70	4,63	4,57	3,62	3,32	3,17
Cr ₂ O ₃	0,32	0,27	0,43	0,13	0,17	0,34	0,47	0,47
FeO _t	8,40	8,57	8,35	8,59	8,60	8,66	8,60	8,6
MnO	0,21	0,24	0,27	0,17	0,33	0,17	0,08	0,13
MgO	31,95	31,65	31,79	31,93	31,96	32,47	32,50	32,84
CaO	0,70	0,73	0,68	0,68	0,56	0,65	0,62	0,68
Na ₂ O	-	0,01	0,05	0,01	0,08	0,04	0,06	0,03
NiO	0,06	0,01	-	-	0,03	0,03	0,01	0,07
Total	100,51	99,46	100,34	100,27	101,17	101,17	101,12	101,15
Si	1,910	1,901	1,911	1,884	1,890	1,901	1,909	1,9
Al	0,152	0,152	0,152	0,190	0,186	0,147	0,135	0,129
Cr	0,009	0,007	0,012	0,004	0,005	0,009	0,013	0,013
Ti	0,004	0,006	0,003	0,002	0,002	0,004	0,005	0,007
Fet	0,244	0,252	0,243	0,250	0,249	0,250	0,249	0,249
Mn	0,006	0,007	0,008	0,005	0,010	0,005	0,002	0,004
Mg	1,653	1,659	1,648	1,658	1,645	1,672	1,674	1,694
Ca	0,026	0,028	0,025	0,025	0,021	0,024	0,023	0,025
Na	-	0,001	0,003	-	0,006	0,003	0,004	0,002
Ni	0,002	-	-	-	0,002	0,001	-	0,002
En	85,69	85,27	85,66	85,52	85,51	85,69	85,94	85,91
Fs	12,96	13,32	13,03	13,18	13,42	13,09	12,89	12,81
Wo	1,35	1,41	1,31	1,30	1,08	1,23	1,18	1,28
mg*	87,14	86,82	87,16	86,88	86,88	86,98	87,07	87,19

composite wehrlite (type IIa) -clinopyroxénite à ilménite-spinelle (type IIb)

Echant.	MG-91-26	MG-91-26
	co clinopyroxénite à	bo ilménite-spinelle
SiO ₂	51,71	51,56
TiO ₂	0,28	0,23
Al ₂ O ₃	5,64	4,97
Cr ₂ O ₃	0,10	0,050
FeO _t	14,00	13,74
MnO	0,26	0,12
MgO	27,93	28,81
CaO	0,71	0,65
Na ₂ O	-	0,04
NiO	-	0,02
Total	100,65	100,18
Si	1,844	1,846
Al	0,237	0,210
Cr	0,003	0,001
Ti	0,008	0,006
Fet	0,418	0,411
Mn	0,008	0,004
Mg	1,484	1,537
Ca	0,027	0,025
Na	-	0,003
Ni	-	0,001
En	76,64	77,75
Fs	21,97	21,00
Wo	1,40	1,25
mg*	78,04	78,90

compositions chimiques des orthopyroxènes des enclaves composites

Echant.	GM-92-135	GM-92-135	GM-92-135	GM-92-135	GM-92-135	GM-92-135	GM-92-135	GM-92-135
	dunite	co dunite	bo dunite	dunite	webstérite du contact	webstérite du contact	webstérite à Ol	webstérite à Ol
SiO2	0,03	-	0,02	0,07	0,02	0,05	0,07	0,06
TiO2	0,99	0,98	0,89	1,01	0,23	0,31	0,37	0,38
Al2O3	33,90	33,09	33,54	32,73	52,77	52,85	49,94	48,72
Cr2O3	33,01	33,27	32,97	33,84	14,52	13,43	15,04	16,75
FeO	15,03	14,33	14,32	14,97	11,45	11,40	12,93	13,09
Fe2O3	3,06	3,96	4,07	2,70	1,92	1,54	3,15	2,99
MnO	0,14	0,21	0,17	0,08	0,08	0,06	0,18	0,22
MgO	15,42	15,74	15,79	15,18	18,96	18,73	17,55	17,37
NiO	0,12	0,13	0,21	0,11	0,25	0,25	0,06	0,21
total	101,77	101,81	101,97	100,70	100,33	98,65	99,53	99,85
Si	0,006	-	0,004	0,017	0,004	0,011	0,015	0,013
Ti	0,171	0,170	0,152	0,177	0,037	0,049	0,060	0,061
Al	9,137	8,932	9,023	8,944	13,155	13,341	12,742	12,472
Cr	5,969	6,024	5,950	6,203	2,429	2,274	2,574	2,877
Fe2+	2,874	2,745	2,733	2,902	2,025	2,042	2,340	2,378
Fe3+	0,526	0,683	0,698	0,471	0,305	0,248	0,513	0,489
Mn	0,028	0,041	0,034	0,016	0,014	0,010	0,032	0,041
Mg	5,256	5,372	5,373	5,246	5,979	5,979	5,663	5,623
Ni	0,022	0,025	0,039	0,021	0,042	0,043	0,010	0,037
mg*	64,65	66,18	66,28	64,38	74,70	74,54	70,76	70,28
Cr*	39,52	40,28	39,74	40,95	15,58	14,56	16,81	18,74

Echant.	GM-92-98	GM-92-98	GM-92-98	GM-92-98	GM-92-98	GM-92-98
	dunite	co dunite	bo dunite	webstérite	co webstérite	bo webstérite
SiO2	0,02	0,10	0,28	0,01	0,02	-
TiO2	0,89	0,45	0,57	0,19	0,15	0,06
Al2O3	40,72	42,98	43,96	63,01	63,70	64,23
Cr2O3	22,48	20,58	20,22	2,20	1,13	1,24
FeO	15,25	14,13	14,21	10,17	10,35	9,24
Fe2O3	6,05	5,71	6,34	4,23	3,30	4,44
MnO	0,20	0,15	0,08	0,17	0,06	0,17
MgO	15,82	16,34	16,90	20,95	20,62	21,63
NiO	0,20	0,17	0,13	0,25	0,24	0,32
total	101,68	100,65	102,73	101,25	99,57	101,35
Si	0,005	0,022	0,061	0,001	0,004	-
Ti	0,149	0,075	0,093	0,029	0,023	0,009
Al	10,697	11,242	11,236	14,925	15,245	15,091
Cr	3,962	3,611	3,467	0,349	0,181	0,196
Fe2+	2,843	2,622	2,578	1,710	1,759	1,540
Fe3+	1,016	0,954	1,034	0,640	0,504	0,667
Mn	0,038	0,027	0,014	0,029	0,011	0,028
Mg	5,255	5,404	5,464	6,276	6,241	6,426
Ni	0,036	0,031	0,022	0,040	0,039	0,051
mg*	64,90	67,33	67,95	78,59	78,02	80,66
Cr*	27,03	24,31	23,58	2,29	1,18	1,28

compositions chimiques des spinelles des enclaves composites type IB (dunites) - type IIa (webstérite avec ou sans olivine)

composite dunite (type IB) - hornblende (type III)

Echant.	Arc 83-1	Arc 83-1	MG-91-143	MG-91-143	MG-91-143	MG-91-143	MG-91-143
	dunite prés filon	co dunite loin filon	dunite contact filon	dunite éloignement	dunite progressif	dunite du	dunite filon
SiO2	0,07	0,04	0,04	-	0,07	0,06	0,05
TiO2	3,91	1,78	12,00	3,91	2,77	2,46	1,64
Al2O3	16,67	20,59	13,01	16,85	18,80	19,23	21,60
Cr2O3	27,63	30,93	16,09	28,31	28,97	29,63	29,50
FeO	20,73	19,36	25,98	21,40	20,65	19,05	16,78
Fe2O3	20,59	16,64	22,12	19,83	18,27	19,69	18,79
MnO	0,26	0,22	0,28	0,25	0,27	0,34	0,29
MgO	11,28	11,35	12,37	10,97	10,79	12,03	13,18
NiO	0,32	0,21	0,31	0,18	0,21	0,24	0,20
total	101,46	101,15	102,22	101,71	100,83	102,73	102,03
Si	0,019	0,011	0,011	-	0,018	0,015	0,012
Ti	0,745	0,334	2,295	0,745	0,529	0,456	0,300
Al	4,985	6,059	3,899	5,033	5,613	5,598	6,218
Cr	5,543	6,108	3,234	5,674	5,802	5,788	5,696
Fe2+	4,398	4,043	5,524	4,536	4,375	3,936	3,427
Fe3+	3,930	3,127	4,232	3,782	3,484	3,661	3,453
Mn	0,057	0,047	0,060	0,054	0,058	0,072	0,060
Mg	4,264	4,226	4,688	4,144	4,074	4,428	4,796
Ni	0,065	0,042	0,064	0,037	0,043	0,047	0,039
mg*	49,23	51,11	45,91	47,74	48,22	52,95	58,32
cr*	52,65	50,20	45,34	52,99	50,83	50,83	47,81

composite dunite (type IB) - clinopyroxénite à biotite (type III)

Echant.	GM-92-427	GM-92-427	GM-92-427	GM-92-427
	dunite loin filon	dunite loin filon	dunite contact filon	dunite contact filon
SiO2	0,13	0,09	0,15	0,11
TiO2	0,79	0,76	1,70	1,75
Al2O3	44,71	44,84	41,58	40,34
Cr2O3	17,03	17,49	18,75	19,26
FeO	11,81	11,92	13,31	13,54
Fe2O3	7,27	7,10	8,04	7,66
MnO	0,08	0,09	0,14	0,14
MgO	18,16	18,19	17,61	17,08
NiO	0,24	0,30	0,24	0,23
Total	100,27	100,77	101,55	100,15
Si	0,029	0,019	0,033	0,024
Ti	0,131	0,125	0,282	0,295
Al	11,536	11,524	10,785	10,656
Cr	2,947	3,015	3,263	3,413
Fe2+	2,162	2,174	2,450	2,537
Fe3+	1,198	1,165	1,332	1,293
Mn	0,014	0,017	0,027	0,026
Mg	5,926	5,911	5,777	5,706
Ni	0,042	0,052	0,042	0,041
mg*	73,27	73,11	70,22	69,22
cr*	20,35	20,74	23,23	24,26

composite wehrlite (type IIa) - clinopyroxénite (type IIb)

Echant.	MG-91-26	MG-91-26	MG-91-26	MG-91-26
	co clinopyroxénite	bo clinopyroxénite	wehrlite	wehrlite
SiO2	0,05	0,07	0,06	-
TiO2	0,52	0,56	0,48	0,66
Al2O3	58,14	58,34	47,93	45,80
Cr2O3	0,13	0,17	12,39	12,67
FeO	16,84	17,85	15,16	16,15
Fe2O3	9,53	8,57	8,45	9,88
MnO	0,14	0,15	0,13	0,12
MgO	16,42	15,74	16,28	15,49
NiO	0,10	0,08	0,14	0,14
Total	101,89	101,57	101,04	101,07
Si	0,010	0,015	0,013	-
Ti	0,082	0,088	0,079	0,109
Al	14,297	14,417	12,297	11,903
Cr	0,022	0,029	2,133	2,208
Fe2+	2,939	3,130	2,760	2,978
Fe3+	1,496	1,352	1,385	1,640
Mn	0,025	0,027	0,025	0,022
Mg	5,108	4,919	5,281	5,092
Ni	0,016	0,014	0,025	0,025
mg*	63,48	61,11	65,68	63,10
cr*	0,15	0,20	14,78	15,65

Echant.	Arc83-1		Arc83-1		Arc83-1		Arc83-1		MG-91-143		MG-91-143		MG-91-143	
	co dans filon hornbl.	recristall. dans filon hornbl.	bo dans filon hornbl.	co éloignement	bo dunite progressif	dunite du	dunite filon	co dans filon hornbl.	bo dans filon hornbl.	co dans filon hornbl.	bo dans filon hornbl.	recristall. dans filon hornbl.	co dans filon hornbl.	co contact dunite
SiO2	42,13	41,92	41,80	42,26	42,68	42,44	42,78	42,51	42,99	42,51	42,74	42,88		
TiO2	3,25	3,57	3,61	3,28	3,22	3,26	3,40	3,40	3,23	3,40	3,54	3,52		
Al2O3	12,87	12,98	12,78	12,50	12,81	12,58	13,03	13,18	12,79	13,18	13,18	12,73		
Cr2O3	0,48	0,44	0,56	1,10	1,05	1,32	1,56	0,51	0,47	0,58	0,58	0,51		
FeO	5,12	4,58	5,93	5,37	3,74	3,87	3,63	3,77	4,17	3,77	3,77	3,36		
Fe2O3	0,69	1,28	0,00	0,31	2,07	2,16	1,70	2,64	1,92	2,62	2,62	3,05		
MnO	0,09	0,04	0,04	0,02	0,04	0,07	0,03	0,02	0,07	0,08	0,08	0,02		
MgO	16,24	16,50	16,02	16,29	16,59	16,45	16,43	16,67	16,61	16,80	16,80	16,85		
CaO	11,43	11,36	11,45	11,34	11,19	11,20	11,43	11,17	11,29	11,35	11,35	11,16		
Na2O	3,14	3,19	3,18	3,30	3,16	3,12	3,08	3,18	3,12	3,32	3,32	3,17		
K2O	1,13	1,26	1,19	1,16	1,09	1,13	1,14	1,09	1,12	1,12	1,12	1,12		
total	96,57	97,12	96,56	96,93	97,64	97,61	97,61	97,57	97,78	97,57	99,10	98,36		
Si	6,140	6,077	6,113	6,149	6,133	6,116	6,146	6,098	6,167	6,098	6,064	6,114		
AlIV	1,860	1,923	1,887	1,851	1,867	1,884	1,854	1,902	1,833	1,902	1,936	1,886		
AlVI	0,350	0,295	0,316	0,292	0,302	0,323	0,323	0,327	0,330	0,327	0,268	0,254		
Cr	0,055	0,050	0,065	0,127	0,119	0,150	0,177	0,037	0,053	0,037	0,065	0,057		
Ti	0,356	0,389	0,359	0,348	0,449	0,353	0,277	0,367	0,348	0,348	0,378	0,377		
Fe 2+	0,624	0,555	0,725	0,654	0,449	0,467	0,436	0,392	0,500	0,392	0,447	0,401		
Fe 3+	0,076	0,139	0,000	0,034	0,224	0,235	0,184	0,285	0,208	0,285	0,280	0,327		
Mn	0,011	0,005	0,000	0,002	0,005	0,009	0,004	0,002	0,009	0,002	0,010	0,002		
Mg	3,528	3,566	3,492	3,533	3,553	3,534	3,570	3,590	3,552	3,590	3,553	3,581		
Ca	1,785	1,765	1,794	1,768	1,723	1,729	1,759	1,717	1,755	1,717	1,725	1,705		
Na	0,887	0,902	0,902	0,931	0,880	0,872	0,884	0,884	0,868	0,884	0,913	0,876		
K	0,210	0,233	0,222	0,215	0,200	0,208	0,209	0,199	0,205	0,199	0,203	0,204		
mg*(Mg/Alg+Fe)	83,45	83,69	82,80	83,71	84,08	83,44	85,20	84,14	83,38	84,14	83,01	83,12		
mg*(Mg/Mg+Fe2+)	84,97	86,52	82,81	84,38	88,78	88,33	89,12	90,16	87,66	90,16	88,82	89,94		

Echant.	MG-91-143		MG-91-143		MG-91-143		MG-91-143		MG-91-143		MG-91-143	
	bo dans filon hornbl. contact dunite	co dunite contact du filon	bo dunite contact du filon	co éloignement	bo dunite progressif	dunite du	dunite filon	dunite d'hornblende	bo dunite progressif	co dunite	dunite d'hornblende	co dunite
SiO2	42,15	42,26	42,41	42,09	42,75	42,16	42,83	42,90	42,75	42,16	42,90	42,88
TiO2	3,27	3,37	3,36	3,17	3,24	2,69	2,55	2,37	3,24	2,69	2,55	3,52
Al2O3	12,86	12,63	12,64	12,87	12,91	12,87	12,93	13,15	12,91	12,87	13,15	12,73
Cr2O3	0,57	0,71	0,58	1,36	1,26	1,38	1,38	1,41	1,26	1,38	1,41	0,51
FeO	1,38	3,97	3,52	3,10	3,90	3,85	2,77	2,47	3,90	3,85	2,47	3,36
Fe2O3	5,34	2,06	2,78	2,93	2,12	2,13	3,11	3,76	2,12	2,13	3,76	3,05
MnO	0,05	0,01	0,03	0,13	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,08	0,02
MgO	17,15	16,88	16,87	16,54	16,46	16,55	16,61	16,77	16,46	16,55	16,77	16,85
CaO	10,91	11,41	11,27	11,03	11,05	11,30	10,96	11,11	11,05	11,30	11,11	11,16
Na2O	3,20	3,27	3,27	3,33	3,34	3,33	3,19	3,22	3,34	3,33	3,22	3,17
K2O	1,19	1,18	1,10	1,09	1,04	1,14	1,07	1,18	1,04	1,14	1,18	1,12
total	98,07	97,75	97,83	97,64	98,06	97,40	97,40	98,42	98,06	97,40	98,42	98,36
Si	6,022	6,085	6,092	6,061	6,122	6,094	6,153	6,112	6,122	6,094	6,112	6,114
AlIV	1,978	1,915	1,908	1,939	1,878	1,906	1,847	1,888	1,878	1,906	1,888	1,886
AlVI	0,187	0,229	0,232	0,245	0,242	0,287	0,342	0,320	0,242	0,287	0,320	0,254
Cr	0,064	0,081	0,066	0,155	0,143	0,158	0,157	0,159	0,143	0,158	0,159	0,057
Ti	0,351	0,365	0,363	0,343	0,349	0,292	0,275	0,254	0,349	0,292	0,275	0,377
Fe 2+	0,165	0,478	0,423	0,374	0,467	0,465	0,333	0,403	0,467	0,465	0,403	0,401
Fe 3+	0,574	0,223	0,300	0,318	0,232	0,232	0,208	0,237	0,232	0,232	0,237	0,327
Mn	0,006	0,001	0,001	0,016	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,010	0,002
Mg	3,652	3,623	3,612	3,550	3,513	3,566	3,557	3,561	3,513	3,566	3,557	3,581
Ca	1,670	1,760	1,735	1,702	1,750	1,687	1,687	1,696	1,750	1,687	1,696	1,705
Na	0,886	0,913	0,911	0,930	0,927	0,933	0,889	0,889	0,927	0,933	0,889	0,876
K	0,217	0,217	0,202	0,200	0,190	0,210	0,196	0,214	0,190	0,210	0,214	0,204
mg*(Mg/Alg+Fe)	83,16	83,79	83,32	83,70	83,49	83,64	84,16	83,63	83,49	83,64	83,63	83,12
mg*(Mg/Mg+Fe2+)	95,67	88,35	89,52	90,48	88,28	88,45	91,45	92,38	88,28	88,45	92,38	89,94

compositions chimiques des amphiboles des enclaves composites type B (dunites) - hornblendites (type III)

ilménite		composite dunite (type IB) - hornblendite (type III)		
Echant.	Arc83-1	Arc83-1	MG-91-143	MG-91-143
	exsolution d'amph dans filon	dans filon	exsolution d'amph dans filon	dans filon
SiO ₂	0,05	0,00	0,04	0,00
TiO ₂	53,75	54,64	51,89	51,94
Al ₂ O ₃	0,41	0,52	0,51	0,52
Cr ₂ O ₃	0,40	0,67	0,60	0,92
FeO	27,22	28,83	24,84	24,79
Fe ₂ O ₃	5,97	5,21	9,71	10,09
MnO	0,32	0,44	0,40	0,21
MgO	11,93	11,52	12,38	12,63
Total	100,28	101,95	100,77	101,18
Si	0,002	0,000	0,002	0,000
Ti	1,867	1,874	1,792	1,784
Al	0,022	0,028	0,028	0,028
Cr	0,015	0,024	0,022	0,033
Fe 2+	1,051	1,100	0,954	0,947
Fe 3+	0,207	0,179	0,335	0,347
Mn	0,013	0,017	0,016	0,008
Mg	0,821	0,783	0,847	0,860
mg*(Mg/Mg+Fe2+)	43,86	41,59	47,04	47,59
mg*(Mg/Mg+Fet)	39,48	37,99	39,66	39,93

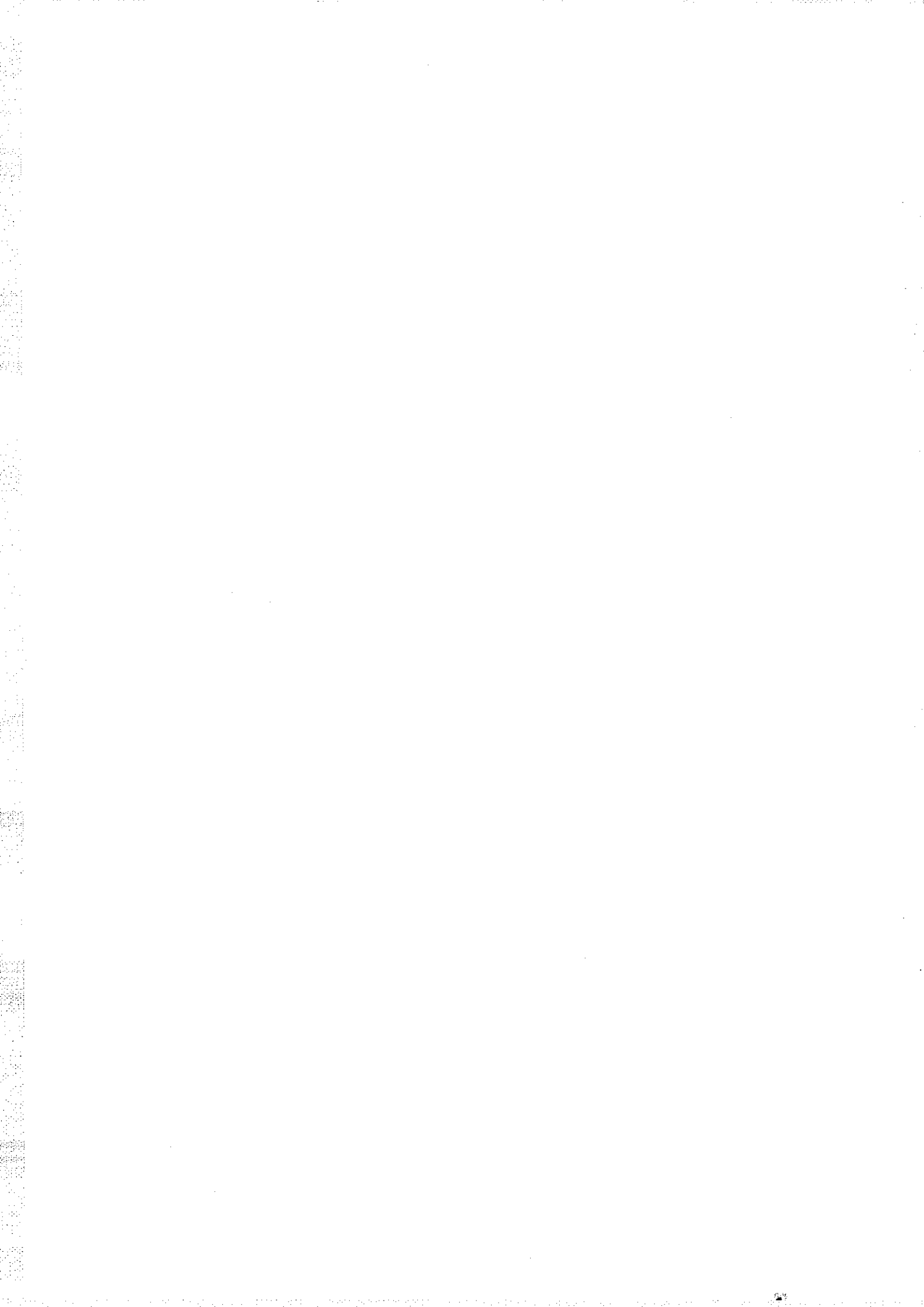
ilménite
composite wehrilite (type IIa) - clinopyroxénite (type IIb)

Echant.	MG-91-26
	clinopyroxénite à sp-ilm
SiO ₂	0,00
TiO ₂	52,15
Al ₂ O ₃	0,88
Cr ₂ O ₃	0,80
FeO	30,86
Fe ₂ O ₃	4,84
MnO	0,38
MgO	9,34
Total	99,29
Si	0,000
Ti	1,860
Al	0,049
Cr	0,030
Fe 2+	1,224
Fe 3+	0,173
Mn	0,015
Mg	0,660
mg*(Mg/Mg+Fe2+)	35,04
mg*(Mg/Mg+Fet)	32,10

phlogopite
composite dunite (type IB) - clinopyroxénite à biotite (type III)

Echant.	GM-92-427	GM-92-427
	dans dunite	dans filon
SiO ₂	36,78	37,22
TiO ₂	7,81	7,99
Al ₂ O ₃	15,64	15,71
Cr ₂ O ₃	0,83	0,34
FeO	6,11	6,31
MnO	0,93	0,12
MgO	17,78	18,34
CaO	0,00	0,00
NaO	1,20	0,81
K ₂ O	9,44	9,31
total	96,52	96,15
Si	5,266	5,311
Ti	0,841	0,858
Al	2,639	2,642
Cr	0,094	0,039
Fe	0,732	0,753
Mn	0,113	0,015
Mg	3,795	3,902
Ca	0,000	0,000
Na	0,333	0,224
K	1,724	1,694
mg*	83,84	83,83
Fet/Fet+Mg	0,16	0,16

compositions chimiques des ilménites et phlogopites des enclaves composites



Annexe 5 :

Compositions chimiques globales des roches



Harzburgites C

Echant.	MG-91-37	MG-91-38	MG-91-42	MG-91-8	DR1	DR2	DR4
SiO2	44,09	45,18	44,41	44,24	44,45	43,82	43,74
Al2O3	0,61	0,87	0,75	0,70	0,80	0,61	0,81
Fe2O3t	8,05	8,20	8,47	7,98	8,97	8,87	9,42
MnO	0,12	0,13	0,13	0,13	0,14	0,14	0,14
MgO	44,73	43,71	44,98	45,12	45,80	46,97	44,51
CaO	0,45	1,06	0,76	0,73	0,62	0,50	0,68
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,05	0,17
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01
TiO2	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02
P2O5	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
PF	0,35	0,48	0,50	0,57	0,29	0,24	0,29
Total	98,41	99,65	100,03	99,50	101,31	101,25	99,81
mg*	92	91	91	92	91	91	90
traces ppm							
(X.R.F.) Ni	2461	2410	2328	2365	2269	2453	2290
Co	-	110	110	105	-	-	-
Cr	-	3291	2801	3056	-	-	-
V	-	35	28	34	-	-	-
Sc	-	8	8	9	-	-	7
Cu	-	2	1	1	-	-	-
Zn	42	44	42	42	42	40	44
(I.C.P.M.S.)La	-	0,095	-	0,42	-	-	0,83
Ce	-	0,165	-	0,77	-	-	1,56
Pr	-	0,02	-	0,08	-	-	0,18
Nd	-	0,07	-	0,29	-	-	0,63
Sm	-	0,01	-	0,05	-	-	0,1
Eu	-	0,004	-	0,015	-	-	0,03
Gd	-	0,01	-	0,04	-	-	0,08
Dy	-	0,01	-	0,04	-	-	0,075
Ho	-	0,003	-	0,008	-	-	0,015
Er	-	0,009	-	0,02	-	-	0,04
Yb	-	0,02	-	0,03	-	-	0,045
Lu	-	0,004	-	0,005	-	-	0,008

Harzburgites P

Echant.	GM-92-55	GM-92-502	GM-92-512	GM-92-493	MG-91-216	MG-91-215	Lvlkl33-A1.1	MG-91-257	MG-91-253	MG-91-260
SiO2	43,32	44,01	42,43	43,00	43,87	42,44	42,68	45,58	43,97	44,88
Al2O3	0,68	0,97	0,80	1,02	1,14	0,86	0,48	1,07	0,98	1,13
Fe2O3t	8,06	8,30	8,66	8,80	8,84	8,70	9,46	8,36	8,60	7,87
MnO	0,12	0,12	0,12	0,12	0,14	0,13	0,15	0,14	0,13	0,13
MgO	45,14	45,41	46,06	45,16	43,40	43,69	44,33	42,80	43,06	44,62
CaO	0,92	0,29	0,56	0,72	1,10	0,73	0,95	0,83	0,70	0,68
Na2O	0,02	0,00	0,06	0,01	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,01	0,00	0,01	0,06	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
TiO2	0,03	0,06	0,07	0,13	0,09	0,08	0,03	0,02	0,10	0,07
P2O5	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,00	0,02	0,02
PF	0,73	0,16	0,25	0,00	0,16	0,24	0,62	0,23	0,00	0,06
Total	99,03	99,33	99,04	99,05	99,06	96,90	98,73	99,04	97,56	99,46
mg*	92	92	91	91	91	91	90	91	91	92
(X.R.F.) Ni	2335	2449	2473	2345	2315	2370	2196	2245	2325	2307
Co	-	-	-	-	106	110	-	109	109	-
Cr	-	-	-	-	3529	2328	-	3545	2806	-
V	-	-	-	-	40	31	-	33	33	-
Sc	-	-	8	-	9	6	-	7	5	-
Cu	-	-	-	-	1	1	-	4	2	-
Zn	43	49	65	55	52	51	72	60	53	46
(I.C.P.M.S.)La	-	-	1,52	-	0,58	-	-	-	-	-
Ce	-	-	2,53	-	1,57	-	-	-	-	-
Pr	-	-	0,28	-	0,26	-	-	-	-	-
Nd	-	-	0,92	-	1,32	-	-	-	-	-
Sm	-	-	0,14	-	0,345	-	-	-	-	-
Eu	-	-	0,04	-	0,11	-	-	-	-	-
Gd	-	-	0,11	-	0,34	-	-	-	-	-
Dy	-	-	0,09	-	0,27	-	-	-	-	-
Ho	-	-	0,02	-	0,05	-	-	-	-	-
Er	-	-	0,04	-	0,1	-	-	-	-	-
Yb	-	-	0,04	-	0,085	-	-	-	-	-
Lu	-	-	0,0075	-	0,01	-	-	-	-	-

Compositions chimiques globales des enclaves de harzburgites (0,00 = non détecté)

Echant.	MG-91-41	MG-91-44	MG-91-114	MG-91-210	MG-91-256	Arc 838	GM-92-286	GM-92-505	GM-92-426	DR 18
SiO2	40,58	40,32	40,12	38,75	38,42	39,88	40,52	40,07	40,02	39,48
Al2O3	0,53	0,57	0,15	0,91	1,28	0,97	0,76	0,95	1,91	0,71
Fe2O3t	10,56	11,42	13,43	13,53	13,38	10,15	9,16	11,83	9,88	11,70
MnO	0,15	0,19	0,18	0,19	0,19	0,15	0,13	0,16	0,14	0,19
MgO	46,56	44,76	45,73	44,40	44,35	47,95	47,71	46,54	45,15	46,25
CaO	0,49	1,60	0,34	0,23	0,27	0,45	0,71	0,18	1,08	0,60
Na2O	-	-	-	-	-	0,27	0,02	-	0,04	0,19
K2O	-	-	-	0,01	0,01	-	-	0,02	0,03	0,02
TiO2	0,04	0,06	0,03	0,06	0,07	0,04	0,03	0,05	0,09	0,06
P2O5	0,03	0,03	-	0,03	0,03	0,05	0,01	0,04	0,01	0,03
PF	0,80	1,00	-	-	-	-	0,12	-	0,20	-
Total	99,74	99,95	99,97	98,11	98,00	99,92	99,17	99,84	98,55	99,22
mg*	90	89	87	87	87	90	91	89	90	89
traces ppm (X.R.F.) Ni	2820	2635	1900	2478	2980	2577	2993	2157	2009	2449
Co	143	131	156	-	131	-	-	-	-	-
Cr	3832	2975	1139	-	9566	-	-	-	-	-
V	18	28	14	-	51	-	-	-	-	-
Sc	4	5	8	-	8	-	9	-	-	-
Cu	3	39	5	-	6	-	-	-	-	-
Zn	60	61	62	82	81	55	42	72	51	70
(I.C.P.M.S.)La	-	-	0,96	-	0,408	-	1,335	-	-	-
Ce	-	-	1,41	-	0,59	-	1,739	-	-	-
Pr	-	-	0,13	-	0,066	-	0,157	-	-	-
Nd	-	-	0,35	-	0,224	-	0,491	-	-	-
Sm	-	-	0,04	-	0,038	-	0,074	-	-	-
Eu	-	-	0,01	-	0,013	-	0,026	-	-	-
Gd	-	-	0,035	-	0,043	-	0,068	-	-	-
Dy	-	-	0,04	-	0,051	-	0,065	-	-	-
Ho	-	-	0,01	-	0,012	-	0,014	-	-	-
Er	-	-	0,03	-	0,036	-	0,035	-	-	-
Yb	-	-	0,045	-	0,059	-	0,041	-	-	-
Lu	-	-	0,009	-	0,012	-	0,007	-	-	-

Compositions chimiques globales des enclaves de dunites

Echant.	Iberzollite		Iberzollite		Iberzollite		Iberzollite		Iberzollite à Amph		wehrlite		Webstérite		Webstérite à OI		Webstérite à OI	
	ZK 687	MG-91-5	MG-91-27	MG-91-104	DR 5.1	GM-92-57	GM-92-372	MG-91-109	GM-92-306	MG-91-105	GM-92-113	GM-92-399	DR 6.2	GM-92-211	GM-92-234			
SiO2	42,10	42,40	42,21	40,21	43,45	42,80	41,02	41,44	40,71	39,84	40,99	41,23	45,24	43,17	42,30			
Al2O3	4,94	4,55	3,13	7,40	4,71	1,93	6,33	6,75	5,79	2,98	2,00	13,84	6,29	7,66	6,74			
Fe2O3	10,16	8,79	8,98	9,36	11,43	9,85	8,78	12,28	12,08	17,96	13,39	8,84	9,83	9,05	10,71			
MnO	0,13	0,14	0,15	0,15	0,16	0,14	0,13	0,18	0,16	0,23	0,18	0,12	0,16	0,13	0,15			
MgO	34,50	35,68	38,24	38,09	34,38	36,09	39,47	33,66	33,50	36,56	39,05	26,60	28,06	28,44	31,61			
CaO	6,41	6,87	5,74	3,66	7,10	6,16	3,43	4,45	4,82	2,71	2,65	7,29	10,50	8,95	7,51			
Na2O	0,15	0,00	0,00	0,00	0,03	0,17	0,22	0,25	0,22	0,00	0,01	0,43	0,43	0,43	0,35			
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00			
TiO2	0,09	0,17	0,11	0,07	0,14	0,19	0,05	0,20	0,21	0,12	0,12	0,05	0,19	0,23	0,08			
P2O5	0,05	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,03	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01			
PF	0,62	0,68	0,57	0,00	0,16	1,75	0,12	0,00	1,20	0,00	0,76	0,19	0,45	0,31	0,00			
Total	99,15	99,30	99,13	98,96	102,00	99,07	99,55	99,24	98,98	100,43	99,16	98,60	101,18	98,40	99,45			
mg*	87	89	89	89	85	88	90	84	85	80	85	86	85	86	85			
traces ppm																		
(X.R.F.) Ni	-	1550	2050	1925	1416	1817	1942	1585	1480	1428	1884	920	1076	1376	1145			
Co	-	119	111	-	-	-	-	123	-	151	-	-	-	-	-			
Cr	-	4243	3920	-	-	-	-	5248	-	4509	-	-	-	-	-			
V	-	74	94	-	-	-	-	97	-	87	-	-	-	-	-			
Sc	-	20	20	-	-	-	-	15	-	12	-	-	-	-	-			
Cu	-	29	42	-	-	-	-	38	-	68	-	-	-	-	-			
Zn	-	40	63	53	38	47	47	84	73	95	83	42	51	47	41			
Ga	-	4	5	5	3	6	6	7	10	4	7	9	3	10	8			
Rb	-	4	4	3	2	3	4	2	3	3	3	3	2	4	4			
Sr	-	30	36	37	21	22	36	50	39	19	19	75	25	74	35			
Y	-	2	4	10	3	5	2	5	6	2	4	6	3	6	4			
Zr	-	19	17	15	17	18	14	22	21	18	15	14	15	18	16			
Nb	-	5	4	3	3	5	5	4	5	5	5	4	4	5	5			
Ba	-	10	9	13	11	4	5	15	4	7	6	7	9	8	8			
(I.C.P.M.S./Ce							0,87	-	-	0,4	-	-	-	-	0,44			
Pr	-	-	-	-	-	-	0,085	-	-	0,085	-	-	-	-	0,08			
Nd	-	-	-	-	-	-	0,3	-	-	0,47	-	-	-	-	0,385			
Sm	-	-	-	-	-	-	0,08	-	-	0,173	-	-	-	-	0,13			
Eu	-	-	-	-	-	-	0,04	-	-	0,073	-	-	-	-	0,06			
Gd	-	-	-	-	-	-	0,09	-	-	0,265	-	-	-	-	0,2			
Dy	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	0,33	-	-	-	-	0,24			
Ho	-	-	-	-	-	-	0,02	-	-	0,07	-	-	-	-	0,05			
Er	-	-	-	-	-	-	0,06	-	-	0,19	-	-	-	-	0,13			
Yb	-	-	-	-	-	-	0,06	-	-	0,21	-	-	-	-	0,125			
Lu	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,035	-	-	-	-	0,02			

Compositions chimiques globales des enclaves ultrabasiques de type IIa

Echant.	MG-91-6	MG-91-7	MG-91-15	MG-91-25	MG-91-31	MG-91-43	MG-91-45	MG-91-46	MG-91-48	Arc 343	DR 6.5	DR17
SiO2	46,14	47,47	46,27	45,94	45,48	44,97	47,19	44,77	46,98	47,15	46,02	44,92
Al2O3	16,07	18,60	16,76	17,69	22,34	18,73	17,13	20,38	18,21	21,51	21,75	20,94
Fe2O3*	5,57	5,34	5,69	6,40	3,62	5,91	5,89	6,64	4,93	4,03	4,73	6,24
MnO	0,10	0,10	0,10	0,10	0,06	0,09	0,10	0,09	0,10	0,07	0,09	0,10
MgO	13,89	9,83	13,92	11,12	9,98	14,19	13,49	12,45	10,22	6,68	11,10	14,08
CaO	13,71	14,88	14,32	13,32	13,80	12,45	14,16	11,68	14,90	14,99	13,43	11,90
Na2O	1,12	1,18	0,78	1,24	1,10	0,95	0,93	0,89	1,33	2,17	2,17	1,67
K2O	0,19	0,30	0,04	0,16	0,28	0,02	0,06	0,10	0,36	0,56	0,11	0,02
TiO2	0,29	0,27	0,20	0,25	0,17	0,20	0,20	0,15	0,22	0,29	0,13	0,13
P2O5	0,02	0,03	-	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
PF	1,97	1,50	0,62	2,78	2,05	1,08	0,95	1,95	2,07	1,10	1,66	0,86
Total	99,06	99,49	98,70	99,01	98,90	98,61	100,11	99,12	99,33	98,57	101,20	100,87
mg*	83	78	83	77	85	83	82	79	80	77	82	82
NORME CIPW												
Qz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	1,1	1,8	0,2	0,9	1,7	0,1	0,4	0,6	2,1	3,3	0,7	0,1
Ab	9,5	10,0	6,6	10,5	9,3	8,0	7,9	7,5	11,3	12,1	10,5	10,3
An	38,3	44,6	42,1	42,2	55,2	46,8	42,4	51,3	42,7	47,3	49,3	49,6
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,4	4,3	2,1
Di	23,5	23,2	23,0	19,0	10,4	11,9	22,1	5,2	24,9	21,5	13,7	7,5
Hy	2,8	6,7	6,8	7,0	4,9	7,0	8,5	12,9	0,9	-	-	-
Ol	19,9	9,7	17,4	14,3	14,0	21,8	16,0	17,5	13,7	8,2	19,6	28,6
Mt	1,0	0,9	1,0	1,1	0,6	1,0	1,0	1,1	0,8	0,7	0,8	1,1
Ilm	0,6	0,5	0,4	0,5	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,6	0,3	0,2
Ap	0,1	0,1	-	-	0,1	-	-	0,1	-	0,1	-	-
traces ppm												
(X.R.F.) Ni	411	222	341	333	216	408	345	402	182	145	262	426
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	35	32	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	934	316	-	-
V	-	-	-	-	-	-	-	-	89	69	-	-
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	27	22	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	7	85	-	-
Zn	32	28	28	30	17	32	31	35	27	20	24	30
Ga	13	14	11	11	14	12	12	14	13	14	12	11
Rb	9	15	5	10	16	4	7	6	-	13	6	2
Sr	-	215	195	168	243	148	162	189	207	230	193	151
Y	6	6	5	4	3	3	5	2	5	6	2	2
Zr	26	27	20	28	26	19	20	23	21	31	18	15
Nb	6	6	5	6	5	5	4	4	5	5	5	4
Ba	115	120	27	41	173	26	28	33	211	55	98	24

Echant.	infataleurogabbro			li plagioclasique li pyroxénitique			Aenorthosite 3 Sa							
	MG-91-98	MG-91-99A	MG-91-100	MG-91-107c	MG-91-119	MG-91-120	Arc 835	Arc 824	Arc 826	Arc 830	Arc 831	Arc 839	GM-92-371	MG-91-123
SiO2	45,12	47,38	43,16	47,22	48,92	47,07	46,80	45,73	47,17	44,08	46,99	45,35	47,14	46,02
Al2O3	26,57	30,74	23,89	24,74	10,19	16,09	24,05	22,59	19,65	25,17	15,80	14,59	25,21	33,33
Fe2O3i	3,43	1,34	4,22	2,42	5,15	5,12	3,62	4,34	4,11	3,85	5,28	6,02	2,07	0,72
MnO	0,05	0,03	0,06	0,06	0,11	0,10	0,06	0,08	0,08	0,07	0,10	0,11	0,04	0,01
MgO	8,72	3,41	13,15	8,61	19,21	14,95	7,18	12,08	12,41	12,27	16,28	20,12	5,64	1,13
CaO	14,02	17,12	12,71	16,61	15,30	15,24	15,48	13,80	15,47	13,41	14,83	12,83	16,44	16,90
Na2O	1,06	1,19	0,79	0,95	1,09	0,64	1,08	1,24	1,22	1,02	1,05	0,89	1,35	1,33
K2O	0,07	0,04	0,04	-	0,04	0,07	0,07	0,04	0,01	0,02	0,01	-	0,10	0,06
TiO2	0,03	0,04	0,03	0,11	0,20	0,16	0,15	0,05	0,07	0,06	0,11	0,07	0,07	0,04
P2O5	-	0,01	0,01	0,02	0,01	-	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
PF	0,28	0,43	0,32	0,41	0,41	0,48	0,48	0,64	0,71	0,33	0,46	0,25	0,75	0,52
Total	99,35	101,74	98,37	101,29	99,93	99,91	98,98	100,60	100,93	100,51	100,92	100,23	98,82	100,07
mg*	83	83	86	88	88	85	80	85	86	86	86	87	84	76
Norme CIPW														
Qz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,4	0,2	0,1	0,1	0,1	-	0,6	0,4
Ab	9,0	10,1	6,7	8,0	3,3	5,4	9,1	10,1	9,3	6,4	7,0	5,0	11,7	11,3
An	67,5	78,4	61,5	63,2	25,9	40,8	60,6	56,0	48,1	63,0	38,4	35,8	63,7	83,8
Ne	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,6	2,3	1,0	1,4	-	-
Hr	1,6	5,1	1,2	15,0	39,4	27,6	12,9	9,9	22,5	2,7	27,8	22,0	15,4	-
Hy	4,6	4,9	0,9	3,7	11,3	5,2	8,6	8,6	-	-	-	-	3,1	2,9
Ol	15,0	2,1	26,3	9,8	17,6	18,4	5,7	22,3	18,4	24,5	24,5	34,1	5,0	0,6
Mt	0,6	0,2	0,7	0,4	0,9	0,9	0,6	0,7	0,7	0,7	0,9	1,0	0,4	0,1
Ilm	0,1	0,1	0,1	0,2	0,4	0,3	0,3	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1
Ap	-	-	-	0,1	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-
traces ppm (X.R.F.) Ni	208	63	336	188	380	395	126	301	226	272	410	467	118	37
Co	-	10	-	23	53	42	26	40	-	-	-	-	-	4
Cr	-	251	-	820	2575	2190	614	966	-	-	-	-	-	201
V	-	14	-	36	99	28	47	28	-	-	-	-	-	9
Sc	-	12	-	18	38	28	17	12	-	-	-	-	-	5
Ca	-	3	-	13	10	10	19	8	-	-	-	-	-	4
Zn	16	11	20	16	24	25	20	22	18	22	26	26	12	8
Ga	14	15	11	12	8	12	13	12	11	10	10	8	14	15
Rb	11	5	8	5	5	7	6	5	4	3	4	4	7	6
Sr	147	172	137	222	61	189	168	223	166	176	82	74	190	358
Y	2	2	2	3	4	4	4	3	3	2	5	3	4	2
Zr	15	16	15	18	17	18	17	16	16	16	15	16	19	17
Nb	5	4	5	4	5	4	4	4	5	4	4	5	5	4
Ba	44	20	38	16	11	16	15	20	20	16	14	20	35	14
(L.C.P.M.S.) Cu	-	0,24	-	1,21	1,57	-	-	1,35	-	-	-	-	-	-
Pr	-	0,045	-	0,189	0,336	-	-	0,23	-	-	-	-	-	-
Nd	-	0,18	-	0,797	1,42	-	-	0,87	-	-	-	-	-	-
Sm	-	0,05	-	0,212	0,396	-	-	0,167	-	-	-	-	-	-
Eu	-	0,09	-	0,154	0,168	-	-	0,146	-	-	-	-	-	-
Gd	-	0,07	-	0,288	0,591	-	-	0,226	-	-	-	-	-	-
Dy	-	0,09	-	0,312	0,674	-	-	0,21	-	-	-	-	-	-
Ho	-	0,02	-	0,063	0,141	-	-	0,046	-	-	-	-	-	-
Er	-	0,04	-	0,166	0,366	-	-	0,12	-	-	-	-	-	-
Yb	-	0,04	-	0,159	0,339	-	-	0,11	-	-	-	-	-	-
Lu	-	0,007	-	0,022	0,047	-	-	0,0165	-	-	-	-	-	-

Métagabbros à sapphirine et grenat

Métagabbros à grenat

Métagabbros à olivine et plagioclase

Echant.	Arc 829	MG-91-115	MG-91-116	MG-91-117	MG-91-122	GM-92-268	GM-92-414	GM-92-395	MG-91-121	GM-92-418	GM-92-404	MG-91-13	MG-92-506	GM-92-252	GM-92-80	GM-92-408
SiO2	45,84	41,66	44,54	45,21	43,70	43,30	42,35	42,41	45,20	45,40	45,57	46,55	40,74	41,36	46,36	41,48
Al2O3	15,06	21,47	27,59	29,38	23,51	22,71	23,25	20,18	14,12	17,52	17,19	9,58	10,14	6,21	12,68	7,39
Fe2O3t	5,94	4,07	2,77	2,26	4,32	4,98	3,19	5,49	6,45	6,62	7,19	9,07	11,71	12,26	8,54	12,62
MnO	0,11	0,06	0,05	0,04	0,06	0,06	0,05	0,08	0,11	0,13	0,31	0,15	0,17	0,14	0,14	0,17
MgO	16,55	18,92	10,24	5,24	13,10	16,16	16,31	18,40	17,55	15,91	15,05	19,08	29,54	33,35	17,73	31,59
CaO	14,43	10,86	13,91	15,10	12,62	11,75	12,22	10,49	13,34	10,87	11,58	12,94	5,34	4,77	11,03	5,06
Na2O	1,44	0,30	1,08	1,26	0,93	0,46	0,50	0,59	0,60	0,96	1,14	0,53	0,46	0,58	0,96	0,49
K2O	0,03	0,02	-	0,09	0,13	0,02	0,03	0,03	0,06	0,09	0,08	0,00	0,07	0,08	0,08	0,09
TiO2	0,10	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,16	0,11	0,18	0,38	0,26	0,06	0,30	0,30	0,23
P2O5	0,02	0,01	0,02	-	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02
PF	0,47	1,46	0,74	0,64	0,56	0,74	0,73	0,66	0,47	0,57	0,82	1,20	0,72	0,13	0,88	0,00
Total	99,99	98,85	100,97	99,24	98,98	100,23	98,70	98,51	98,01	101,26	99,12	98,37	98,98	99,23	98,71	99,07
mg*	85	90	88	82	86	87	91	87	84	77	81	81	83	84	80	83
Norme CIPW		Fe2O3/FeO: 0,15										Fe2O3/FeO: 0,15				
Qz	-	1,2	-	-	-	0,6	0,3	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	0,2	0,1	-	0,5	0,8	0,1	0,2	0,2	0,4	0,5	0,5	-	0,4	0,5	0,5	0,1
Ab	4,2	2,5	9,1	10,7	7,9	3,9	4,3	5,1	5,1	8,0	9,8	4,5	4,0	4,0	8,3	4,2
An	34,5	53,8	68,9	74,2	59,5	58,5	61,5	53,1	35,7	43,0	42,3	23,8	25,8	14,2	30,7	18,1
Ne	4,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5	-	-
Di	29,3	-	-	0,5	2,3	-	-	-	24,2	8,4	12,8	32,2	0,7	7,6	20,1	5,7
Hf	-	4,3	0,1	2,3	0,1	5,8	0,1	3,2	4,0	8,1	7,3	11,2	1,8	-	12,6	2,6
Ol	25,2	34,3	20,7	9,7	26,6	30,0	32,8	36,9	26,3	29,8	25,2	23,6	64,8	70,3	25,6	66,5
Mt	1,0	0,7	0,5	0,4	0,7	1,0	0,6	1,1	1,1	1,8	1,4	1,5	2,3	2,3	1,7	2,4
Ilm	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,2	0,3	0,7	0,5	0,1	0,6	0,6	0,4
Ap	0,1	-	0,1	-	-	-	0,1	0,1	-	-	0,1	-	0,1	0,1	-	0,1
traces ppm (X.R.F.) Ni	446	532	303	151	315	301	703	482	487	387	450	535	1152	1435	550	1470
Co	-	-	34	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	182	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	-	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	-	-	9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	29	24	17	12	22	30	22	31	31	49	38	46	57	65	40	85
Ga	9	9	12	14	11	11	12	12	8	14	13	9	9	9	12	10
Rb	5	4	3	6	-	5	5	4	5	7	6	4	4	5	6	4
Sr	88	100	143	290	149	127	119	122	96	122	131	77	93	52	144	54
Y	3	2	3	2	2	3	3	4	8	5	8	5	4	7	10	5
Zr	16	16	16	17	16	15	17	17	17	19	22	19	15	26	19	23
Nb	4	4	4	4	5	5	6	5	4	5	5	4	5	6	5	5
Ba	26	284	12	6	29	12	14	26	15	23	39	14	46	5	23	11
(I.C.P.M.S.)Ce		0,788	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pr	-	0,095	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,56
Nd	-	0,342	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,26
Sm	-	0,073	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,17
Eu	-	0,082	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,34
Gd	-	0,081	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,15
Dy	-	0,072	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,47
Ho	-	0,015	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,51
Er	-	0,038	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,105
Yb	-	0,038	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,28
Lu	-	0,005	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05

