



HAL
open science

Caractérisation Géochimique des Péridotites de l'ophiolite d'Oman : processus magmatiques aux limites lithosphère/asthenosphère

Laure Gerbert-Gaillard

► To cite this version:

Laure Gerbert-Gaillard. Caractérisation Géochimique des Péridotites de l'ophiolite d'Oman : processus magmatiques aux limites lithosphère/asthenosphère. Géochimie. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2002. Français. NNT : . tel-00002961

HAL Id: tel-00002961

<https://theses.hal.science/tel-00002961>

Submitted on 10 Jun 2003

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.

ACADEMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITE MONTPELLIER II

--SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC--

THESE

présentée à l'Université Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le diplôme de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Physique et Chimie de la Terre.

Formation Doctorale : Structure et évolution de la lithosphère.

Ecole Doctorale : Sciences de la Terre et de l'eau.

***CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DES PERIDOTITES DE
L'OPHIOLITE D'OMAN :
PROCESSUS MAGMATIQUES AUX LIMITES
LITHOSPHERE/ASTHENOSPHERE.***

par

Laure GERBERT-GAILLARD

soutenue le 18 Novembre 2002

devant le jury composé de :

M. Adolphe NICOLAS, Professeur Emérite, Université Montpellier II	Président
Mme Françoise BOUDIER, Professeur, Université Montpellier II	Directeur de thèse
Mme Marguerite GODARD, Chargé de recherche, CNRS-ISTEEM, Montpellier	Directeur de thèse
Mme Mireille POLVE, Directeur de recherche, Université Paul Sabatier, Toulouse	Rapporteur
M. Günter SUHR, Professeur, Université de Cologne, Allemagne	Rapporteur
M. Jean-Louis BODINIER, Directeur de recherche, CNRS-ISTEEM, Montpellier	Examineur

II. Etude pétrologique

II.1 Pétrologie et microstructures

II.1.1 Etude texturale

Les péridotites étudiées présentent trois types de texture bien distincts : deux textures de haute température (porphyroclastique HT et HT restaurée), et une texture de basse température (porphyroclastique BT), décrites dans la figure 7.

Ces trois types de texture sont les empreintes microstructurales des deux épisodes de déformation plastique que l'ophiolite d'Oman a subi au cours de son histoire tectonique : la déformation induite par le flux asthénosphérique sous le centre d'accrétion, et celle liée au charriage intra-océanique lors du détachement intraocéanique (Nicolas, 1986 et 1989).

La première déformation, héritée à la dorsale, est une déformation de haute température ($>1000^{\circ}\text{C}$), proche du solidus, et de faible contrainte ($<100\text{MPa}$) (Nicolas, 1978 ; Nicolas et al., 1980). Elle est à l'origine de la texture porphyroclastique H.T. et de la texture H.T. restaurée (figure 7 a et c ; Planche III A, B et D), où une partie des plages cristallines est de grande taille. Elle se traduit par une migration aux joints des grains, accroissant la taille des porphyroclastes, et par une augmentation de l'espacement des sous-joints dans l'olivine, typique des conditions de H.T. associées à une faible contrainte. Le développement de la texture HT restaurée est favorisé par l'imprégnation par des liquides magmatiques (Nicolas, 1986).

La seconde est une déformation plastique correspondant au passage aux conditions lithosphériques et succédant au régime de déformation initial (Nicolas, 1986, 1989 ; Nicolas et al., 2000). Elle traduit des conditions de plus basse température (900 à 1000°C) et de plus forte contrainte ($>100\text{MPa}$). La texture porphyroclastique B.T. à grains fins (figure 7 b ; Planche III C), et la texture mylonitique (Planche II, photos B et E) qui y est localement associée, en sont issues. Dans ces conditions de température et de contrainte, la migration aux joints des grains est freinée, de même que la restauration des sous-joints. La formation de grains issus de la recristallisation (néoblastes) est favorisée. Il existe une relation inverse entre la taille des néoblastes et la valeur de la contrainte. Ces textures, où les néoblastes sont abondants, rendent compte d'une localisation de la déformation en régime de cisaillement simple.

Figure 7 :

Figure extraite de "Structure and petrology of peridotites : clues to their geodynamic environment" A. Nicolas, 1986.

La nomenclature et les descriptions des microstructures dans les roches mantelliques (Mercier et Nicolas, 1975 ; Nicolas, 1986), sont classiquement déterminées à partir de la taille et de la forme des olivines et des orthopyroxènes.

Dans les péridotites étudiées, nous avons distingué trois textures :

a) Texture porphyroclastique H.T. : elle présente deux types de grains d'olivine et de grains d'orthopyroxène : les porphyroclastes, sous forme de grandes plages sub-équantes (3x3 à 4x4mm) ou plus ou moins allongées (3x4 à 6x3mm) et les néoblastes, sous forme de petits grains plus ou moins équants ($\leq 1 \times 1$ mm). Les premiers sont les restes de grands cristaux fragmentés sous une déformation. Les derniers sont issus de la recristallisation des porphyroclastes par rotation des sous-grains* (Nicolas et Poirier, 1976). La recristallisation des orthopyroxènes est plus visible que celle des olivines.

Les olivines ont une fabrique de forme* faiblement marquée, définissant la foliation (plan XY) et la linéation (direction X) de la roche, et une forte fabrique de réseau* (Boudier et Coleman, 1981). Les porphyroclastes sont plus abondants que les néoblastes.

Cette texture se rencontre dans la majeure partie de la séquence mantellique, à l'exclusion des zones de cisaillement BT, du moho et de la partie basale de cette séquence.

b) Texture porphyroclastique B.T. : ce type de microstructure présente aussi deux types d'olivines et d'orthopyroxènes. L'olivine est sous la forme de nombreux petits néoblastes, inférieurs à 1x1mm ou plus rarement sous forme de grands porphyroclastes (3x4 à 6x3mm) présentant des sous-joints serrés. Les orthopyroxènes se présentent en grands cristaux (2x3 à 3x4mm), en nombre inférieur par rapport à la texture porphyroclastique H.T., et en néoblastes (1x2 à 2x2mm). Les grains sont ici fortement orientés, définissant clairement le plan de foliation (XY). Cette texture se localise dans les zones de cisaillement et dans la partie inférieure de la séquence mantellique. Au cœur des zones de cisaillement et à proximité du contact avec l'autochtone, cette texture a tendance à devenir sub-mylonitique à mylonitique, par augmentation du pourcentage de néoblastes, témoignant d'une déformation très intense.

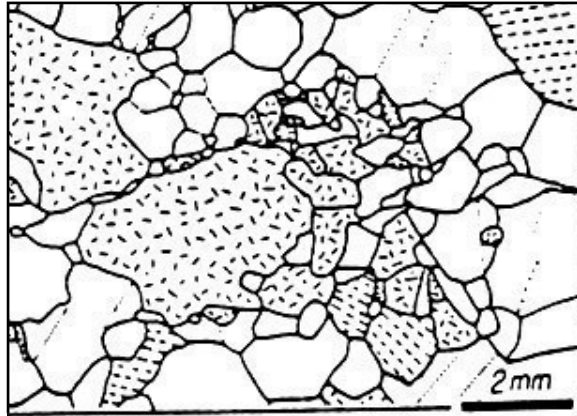
c) Texture H.T. restaurée : cette texture se rencontre plus rarement dans la séquence mantellique. Elle ne s'observe que dans les roches, harzburgites très pauvres en pyroxènes et dunites, de la zone de transition entre la partie mantellique et la partie crustale. Elle se caractérise par une forme équigranulaire ou "amiboïde", de toutes les phases minérales (1x1 à 3x3mm) : les bords sont arrondis et globuleux. Les joints de grains sont régularisés par une importante migration à haute température ($> 1200^\circ\text{C}$). Les cristaux d'olivine ont une faible fabrique de forme associée à une forte fabrique de réseau (Boudier et Nicolas, 1995).

Certaines harzburgites et dunites présentant cette texture possèdent des clinopyroxènes et des plagioclases de forme "amiboïdes" et très souvent sujet à la serpentinisation. Ce sont des figures d'imprégnation, créées par la cristallisation de petites quantités de magmas piégées.

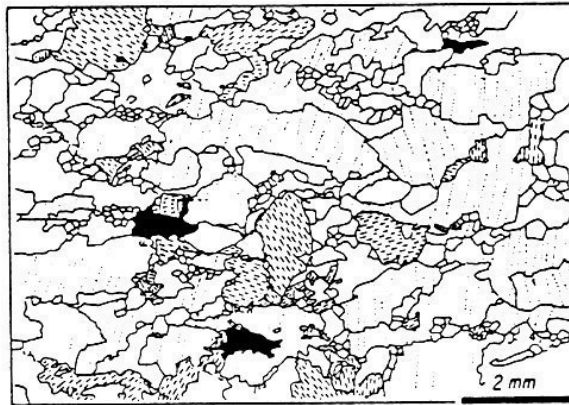
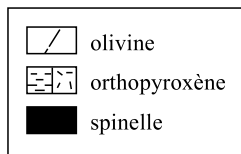
*Recristallisation par rotation des sous-grains : les néoblastes sont d'anciens sous grains d'un cristal qui se sont individualisés. L'accumulation des dislocations le long d'un sous joints de grain induit une rotation de celui-ci et son évolution en joint de grain.

*Fabrique de forme = orientation préférentielle de forme. C'est l'orientation moyenne des plans d'aplatissement ou plans de déformation préférentiels (= foliation) et des directions d'allongement (= linéation) des cristaux.

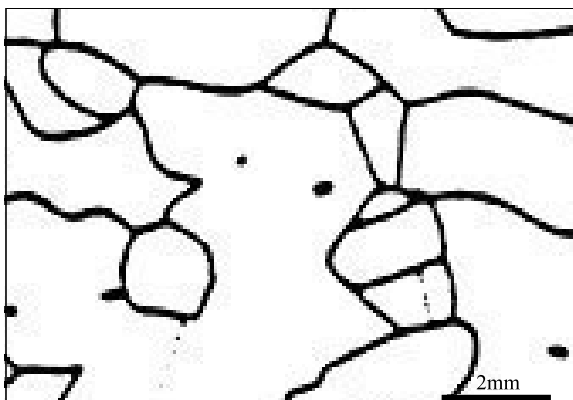
*Fabrique de réseau = orientation préférentielle de réseau. C'est l'orientation des plans cristallographiques des cristaux induite par une déformation plastique (in "Principes de tectonique", Nicolas, 1988).



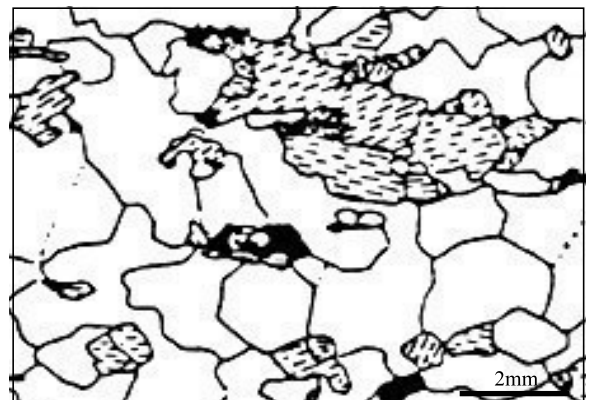
a) Texture porphyroclastique H.T.



b) Texture porphyroclastique B.T.



Dunite

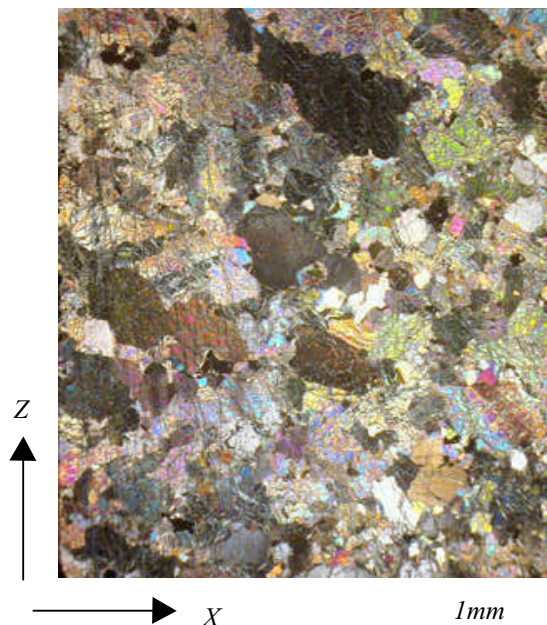


Harzburgite

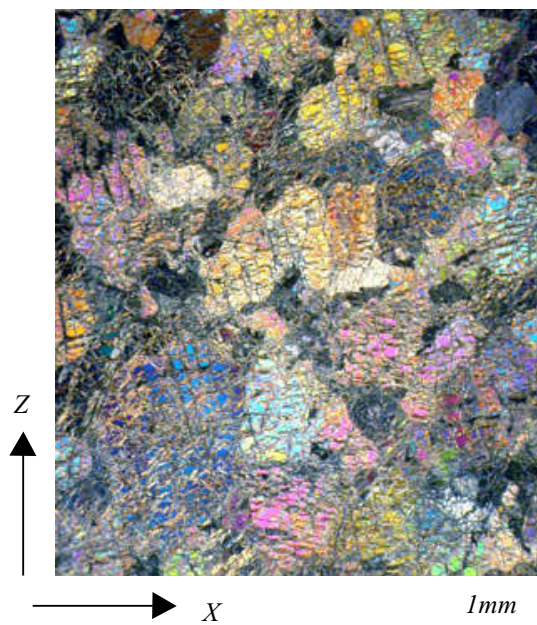
c) Texture H.T. restaurée

Figure 7

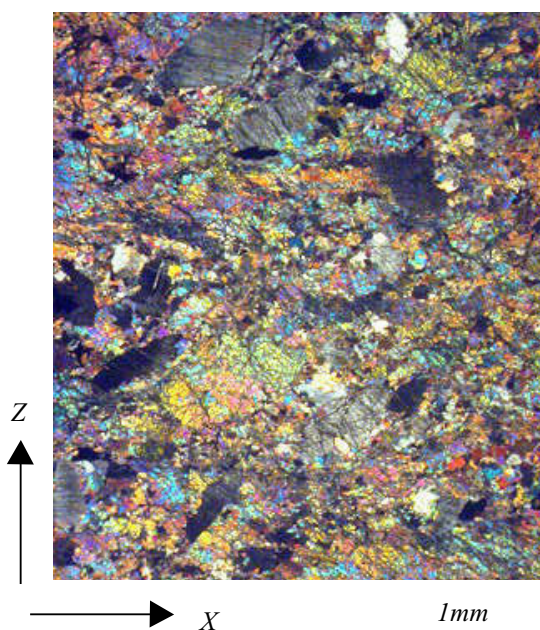
A 94OE17 : Harzburgite à cpx
texture porphyroclastique HT



B 94OE23 : Harzburgite
texture porphyroclastique HT



C OMB23 : Harzburgite à cpx
texture porphyroclastique BT



D 95OD74A : Dunite imprégnée
texture HT restaurée

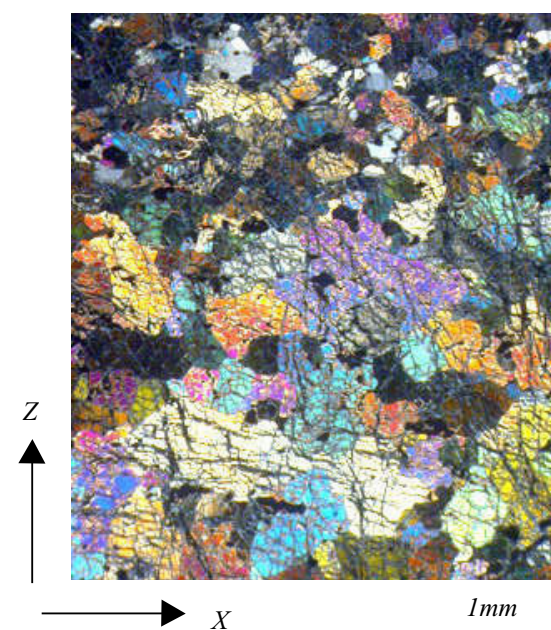


Planche III : Principales textures observées dans les péridotites d'Oman.

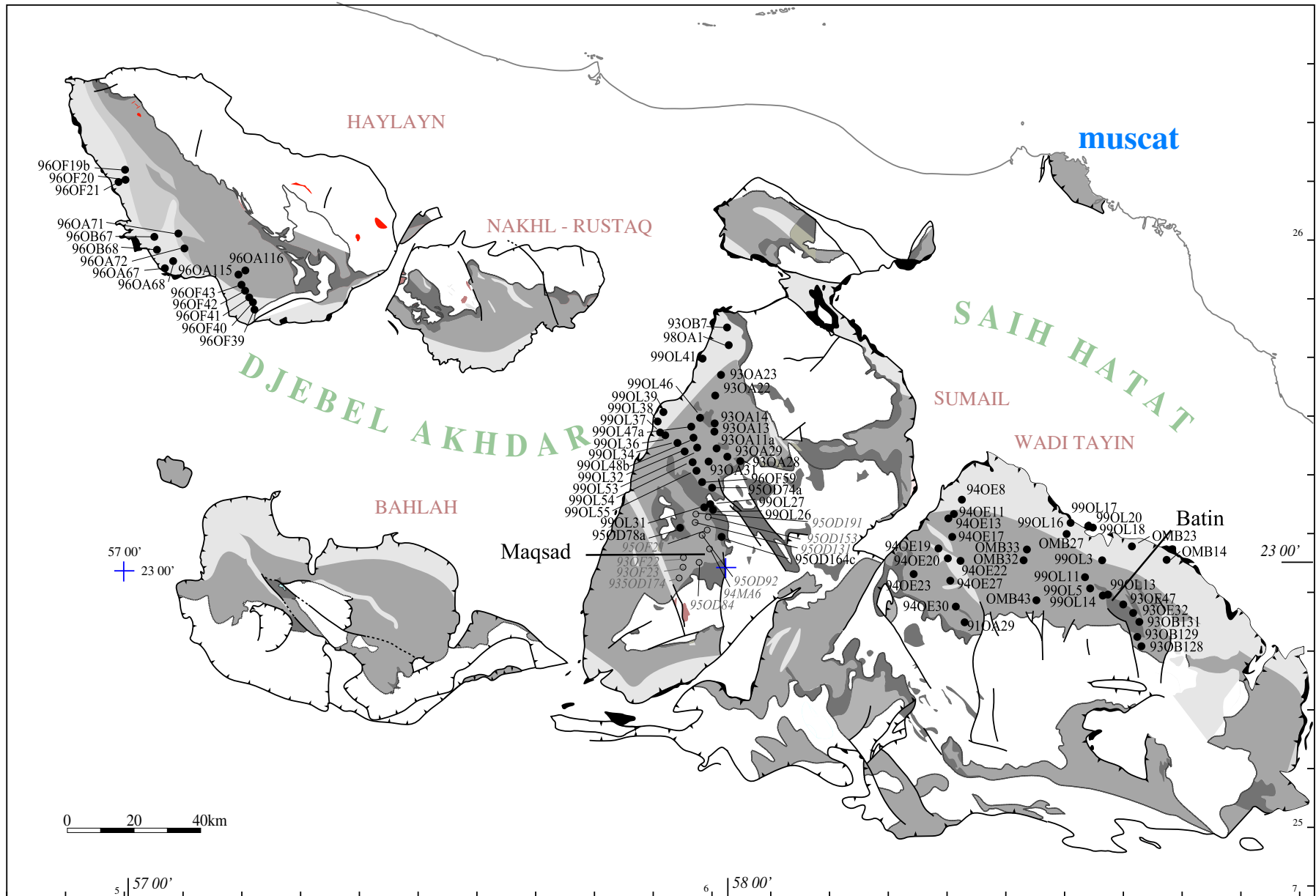
A et B) Texture porphyroclastique de haute température illustrée à travers une harzburgite à cpx et une harzburgite pauvre en pyroxènes de la séquence mantellique du massif de Wadi Tayin. L'olivine se présente sous la forme de grandes plages peu déformées. Nous pouvons observer que les orthopyroxènes de la harzburgite à cpx présentent également une taille assez importante et forment de nombreux amas.

C) Texture porphyroclastique de basse température d'une harzburgite à cpx de la base de la séquence mantellique du massif de Wadi Tayin. L'olivine est fortement recrystallisée en petits néoblastes déformés dans le plan de foliation (XY), se qui se traduit sur cette photo par leur allongement selon la direction X. Dans cette texture, nous observons que les orthopyroxènes sont également déformés (les plages d'orthopyroxènes sont allongées) tout en conservant une taille importante.

D) Texture de haute température restaurée représentée dans une dunite imprégnée de la zone de transition du massif de Sumail. L'olivine de cette roche se présente sous la forme de grandes plages équi-granulaires ou "amiboïdes" dont les bords sont arrondis et globuleux. Dans la partie supérieure de la photo apparaissent des plagioclases d'imprégnation (couleur gris clair ou noir). Ces minéraux ont également une forme arrondie.

NB : dans les textures porphyroclastiques HT et BT, nous n'avons pas parlé des clinopyroxènes, car leurs grains ne se distinguent pas des plages d'olivines sur ces photos prises en lumière polarisée analysée.

Les 93 échantillons étudiés présentent l'un de ces trois types de microstructure car les coupes dont ils proviennent traversent la section mantellique des trois massifs étudiés, en intégrant les zones de déformations de haute et de basse température (figure 8).




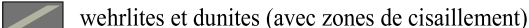





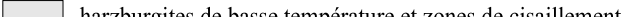

- | | | |
|--|---|---|
|  croûte |  wehrlites et dunites (avec zones de cisaillement) |  position des échantillons |
|  Moho |  harzburgites de haute température |  position des échantillons du diapir de Maqsad (Godard et al., 2000) |
| |  harzburgites de moyenne température | |
| |  harzburgites de basse température et zones de cisaillement | |
| |  semelles métamorphiques | |

Figure 8 : Carte de positionnement des échantillons.
Carte support d'après Nicolas et Boudier (2000).

II.1.2 Pétrologie des différents types de péridotites

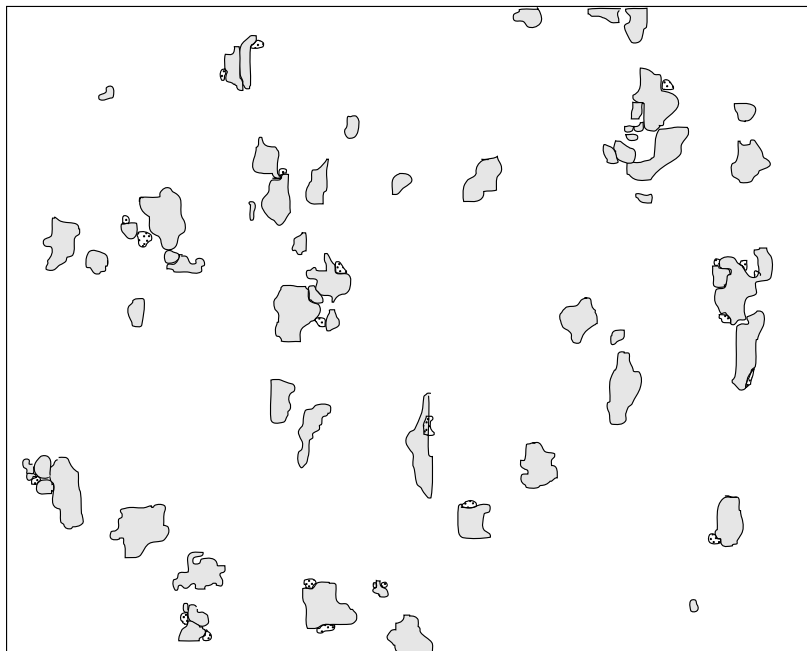
II.1.2.1 Les harzburgites

Leur composition modale calculée (figure 11) varie de 65 à 87% pour l'olivine, de 10 à 30% pour l'orthopyroxène, de 1 à 8% pour le clinopyroxène et de 0,1 à 5% pour le spinelle.

L'olivine : elle présente une large gamme de tailles et de formes. Elle est en grandes plages ou en grains sub-équants lorsque la texture de la roche est de haute température, et en petits néoblastes lorsque la texture est de basse température. C'est la seule phase minérale atteinte par la serpentinisation : à l'exception des échantillons de la zone de transition, les olivines des harzburgites sont en général moyennement serpentinisées (10 à 60%). La lizardite qui envahit tous les joints de grains et les microfractures des olivines est souvent accompagnée de petits oxydes, brucite et magnétite (Boudier et Coleman, 1981).

Les orthopyroxènes : Ils se présentent sous deux aspects quelque soit le type de déformation enregistré par la roche (figure 9). Ce sont soit de gros cristaux, prismatiques, à bords corrodés, et à nombreuses fractures remplies de serpentine, soit de petits cristaux polygonaux et peu fracturés. Les orthopyroxènes se présentent souvent en amas, mais parfois ils sont isolés (surtout les gros) lorsque l'échantillon est très pauvre en pyroxènes. Les harzburgites de la zone de transition sont dépourvues de gros orthopyroxènes.

Tous les orthopyroxènes observés montrent des exsolutions de clinopyroxène, structures courantes du refroidissement tardif et statique. Ils montrent également des inclusions de spinelles. Les exsolutions de clinopyroxènes sont largement développées dans les orthopyroxènes des harzburgites de la partie inférieure de la séquence mantellique (harzburgites d'Haylayn et de Wadi Tayin). Elles peuvent être de deux types au sein d'une même plage cristalline : soit très fines et serrées, soit 'en tâches' et largement espacées (Planche IV A et B). Toutes sont larges en leur cœur et pincées vers leurs extrémités. Dans les harzburgites de la séquence mantellique du massif de Sumail, seules les exsolutions très fines et très serrées sont présentes (Planche IV C). Les exsolutions de clinopyroxène se forment par refroidissement, lorsque la solution solide enstatite-diopside passe en dessous de l'isotherme 800-900°C (Deer et al., 1978).

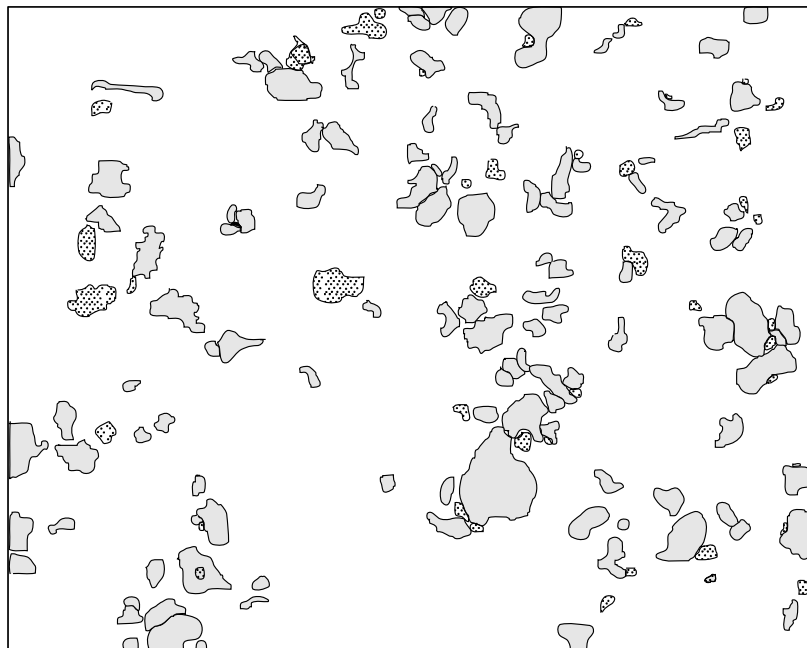


**94OE23 : harzburgite à 1 type de cpx
(déformation de haute température)**

Superficie cumulée des pyroxènes :
Opx = 8,94%
Cpx = 0,52%

Nombre de gros opx(D>2mm) : 1 ou 2
Nombre de petits opx (D<2mm) : 60

Nombre de gros cpx (D>1mm) : 0
Nombre de petits cpx (D<1mm) : 23



**94OE17: harzburgite à 2 types de cpx
(déformation de haute température)**

Superficie cumulée ds pyroxènes :
Opx = 13,31%
Cpx = 2,58%

Nombre de gros opx(D>2mm) : 5
Nombre de petits opx (D<2mm) : 110

Nombre de gros cpx (D>1mm) : 5
Nombre de petits cpx (D<1mm) : 39





**OMB 23: harzburgite à 2 types de cpx
(déformation de basse température)**

Superficie cumulée des pyroxènes :
Opx = 19,72%
Cpx = 3,26%

Nombre de gros opx(D>2mm) : 9
Nombre de petits opx (D<2mm) : 129

Nombre de gros cpx (D>1mm) : 11
Nombre de petits cpx (D<1mm) : 54

Surface analysée en lames minces : 6,16 cm²

 Orthopyroxènes
 Clinopyroxènes

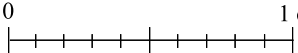
0  1 cm

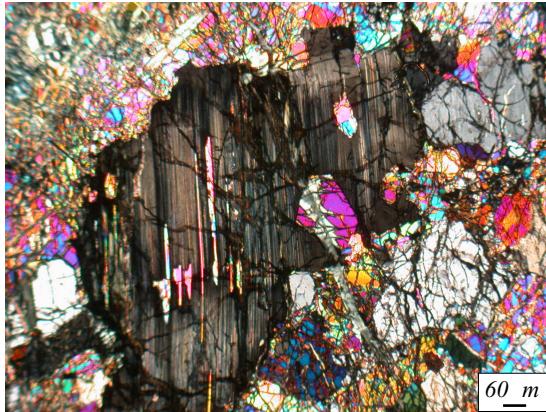
Figure 9 : Cartographie des pyroxènes dans trois péridotites représentatives de l'ensemble des harzburgites étudiées. Les pyroxènes ont été dessinés à la main d'après des photos de lames minces et d'observations microscopiques.

94OE20 : Photographies en lumière polarisée des exsolutions de clinopyroxène dans un orthopyroxène typique (plan 1:0:0) d'une harzburgite à cpx de texture porphyroclastique HT (massif de Wadi Tayin).

La photo de gauche montre la répartition aléatoire, la taille variable et l'espacement inégal des larges exsolutions de clinopyroxène (larges de 5 à 20 μ m), contrairement à l'homogénéité et à la régularité que semblent montrer les exsolutions fines de clinopyroxène (larges de 1 à 2 μ m) présentes également dans ce même orthopyroxène (photo de droite).

Toutes les exsolutions ont des extrémités plus ou moins pincées.

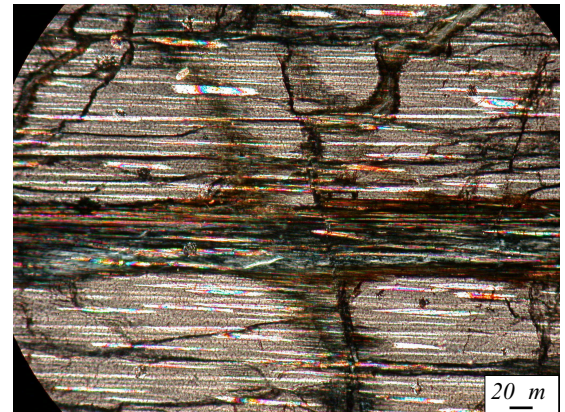
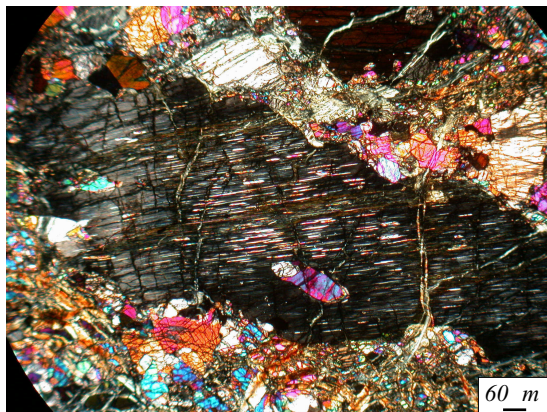
A



99OL3 : Photographies en lumière polarisée des exsolutions de clinopyroxène dans un orthopyroxène typique (plan 1:0:0) d'une harzburgite à cpx de texture porphyroclastique BT (massif de Wadi Tayin).

La photo de gauche, prise à plus faible grossissement, montre la répartition assez homogène d'exsolutions de clinopyroxène de taille moyenne (larges de 3 à 7 μ m). Ces exsolutions, pincées en leurs extrémités, ont été classées avec les exsolutions larges, bien qu'elles soient cependant de taille moins importante dans les roches de texture porphyroclastique BT. Entre ces exsolutions sont présentes des exsolutions plus fines (larges de 1 à 2 μ m ; photo de droite), dont les extrémités sont également pincées, qui se répartissent de façon plus dense et plus régulière.

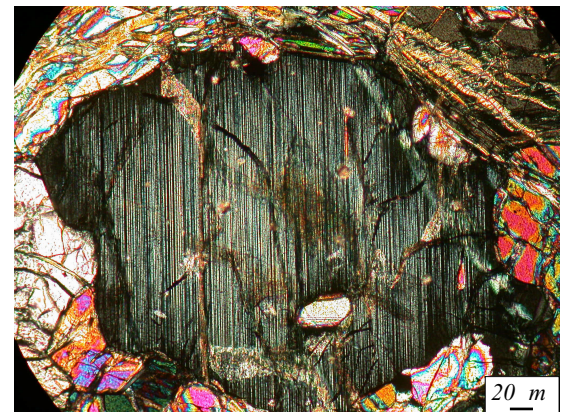
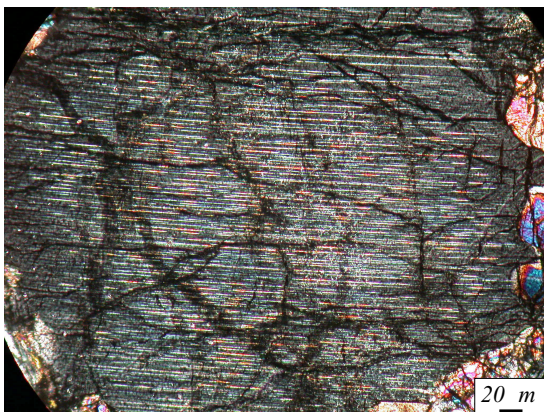
B



99OL54b : Photographies en lumière polarisée des exsolutions de clinopyroxène dans deux orthopyroxènes typiques (plan 1:0:0) d'une harzburgite de texture porphyroclastique HT (massif de Sumail).

Les orthopyroxènes de ces deux photos montrent une abondance d'exsolutions de clinopyroxène fines (larges de 1 à 2 μ m) pincées en leurs extrémités. Les exsolutions larges ne sont pas représentées dans ces deux orthopyroxènes, comme dans l'ensemble des orthopyroxènes des échantillons du massif de Sumail.

C



Les clinopyroxènes : Ils se présentent également sous deux formes quelque soit le type de déformation enregistré par la roche (figure 9). Il existe des gros clinopyroxènes, à bords corrodés et des petits, arrondis. Les gros clinopyroxènes sont soit isolés dans l'olivine, soit associés aux orthopyroxènes dans les amas de pyroxènes. Les petits sont plus souvent collés aux orthopyroxènes, mais ils peuvent également être en amas, formant ainsi une sorte de "filonnet" dans certains échantillons de la zone de transition, ou isolés dans l'olivine, lorsque l'échantillon est très pauvre en pyroxènes.

Dans les clinopyroxènes, il existe des exsolutions d'orthopyroxène que nous avons pu observer uniquement en imagerie par électrons rétrodiffusés à la microsonde. Ces exsolutions, fines, courtes, bombées au cœur et pincées aux extrémités, sont disposées de façons régulières. Elles se sont développées au cours du refroidissement de la lithosphère mantellique par les mêmes processus que pour celles observées dans les orthopyroxènes.

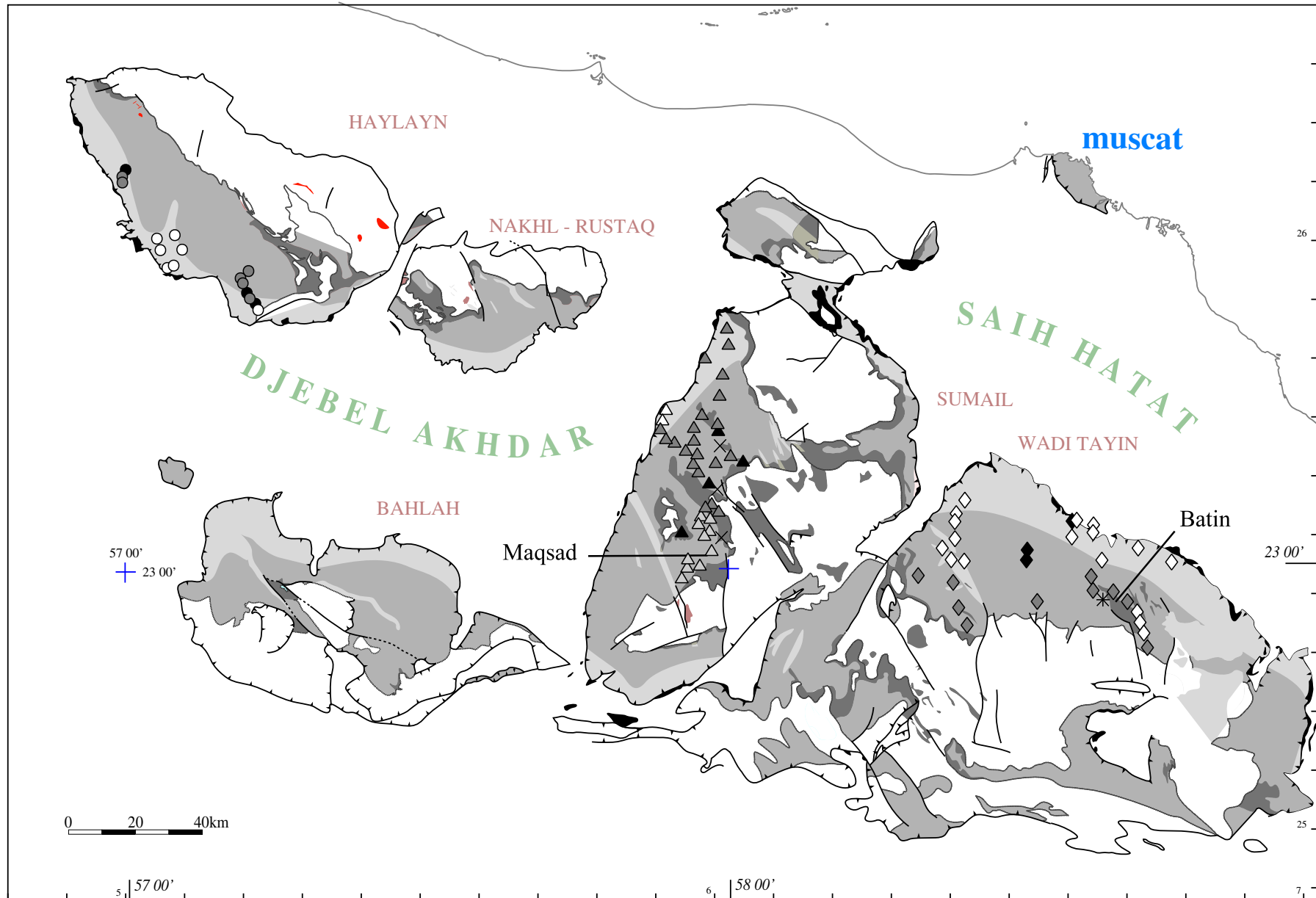
Les spinelles : Ils sont de couleur noire, brune ou rouge. Leur forme, dans les harzburgites, rappelle celle de la 'feuille de houx' et peut être plus ou moins dentelée. Dans certaines harzburgites situées à proximité de la zone de transition des massifs de Sumail (98OA1, 93OA31, 93OA22, 99OL27) et de Wadi Tayin (99OL11), les spinelles sont plus arrondis, peu différents de ceux des dunites (cf. § suivant). En lame mince, ils se répartissent de façon homogène, mais ils sont souvent associés aux orthopyroxènes.

Les harzburgites d'Oman sont en moyenne très réfractaires. Leur composition modale en clinopyroxène varie de 1 à 7% (figure 11). Quelques péridotites ont une composition modale de lherzolite en accord avec la classification de streickeisen où la limite harzburgite/lherzolite se situe à 5% de clinopyroxène. Cependant, les deux populations de clinopyroxènes observées permettent de distinguer deux groupes parmi nos harzburgites (figure 11 a) : les harzburgites présentant les deux types de clinopyroxènes qui sont les plus riches en cette phase ($cpx > 3\%$), et les harzburgites ne possédant qu'un seul type de clinopyroxènes (les petits) et qui sont les plus pauvres ($cpx < 3\%$).

Cette observation nous permet d'établir une coupure dans nos harzburgites. Ainsi, les premières seront appelées par la suite des harzburgites à cpx, et les secondes, des harzburgites.

Du point de vue géographique (figure 10), les harzburgites à cpx sont localisées principalement dans le massif de Wadi Tayin depuis la base de la section mantellique jusqu'à la zone de cisaillement dans la partie est, et jusqu'à la dunite du diapir de Batin dans la partie ouest. Des harzburgites à cpx se trouvent également à la base de la section mantellique du

Figure 10 : Carte de répartition des différents faciès de péridotites étudiés au sein des massifs du Sud de l'ophiolite d'Oman.
 Carte support d'après Nicolas et Boudier (2000).



- | | | | | | |
|--------|---|---------------------|---------------------------|----------------|---------------------------|
| croûte | wehrlites et dunités (avec zones de cisaillement) | Harzburgites | Harzburgites à cpx | Dunités | Dunités imprégnées |
| Moho | harzburgites H.T. | ▲ Sumail | △ Sumail | ▲ Sumail | × Sumail |
| | harzburgites B.T. et zones de cisaillement | ● Haylayn | ○ Haylayn | ● Haylayn | * Wadi Tayin |
| | semelles métamorphiques | ◆ Wadi Tayin | ◇ Wadi Tayin | ◆ Wadi Tayin | |
| | | △ Maqсад diapir | | | |

massif de Sumail, et dans la coupe centrale du massif d'Haylayn.

II.1.2.2 Les dunites

Les dunites sont composées de 97 à 99% d'olivine, de 1 à 3% de spinelle et de <1% de clinopyroxène.

L'olivine : elle est très souvent serpentinisée (>50%). Cependant, dans les échantillons de la zone de transition, elle peut être relativement fraîche et se présente alors en grains sub-équants.

Les spinelles : Ils se présentent sous différents aspects. Dans les dunites recoupant les harzburgites en dessous de la zone de transition, les spinelles sont soit petits et ronds soit en 'feuille de houx' arrondie. Dans les dunites de la zone de transition, ils sont nombreux et leur forme est alors beaucoup plus régulière, plus automorphe. Ils sont souvent répartis de façon homogène dans les roches. Comme dans les harzburgites, de nombreux petits oxydes sont présents.

Quelques dunites présentent des proportions de clinopyroxène et/ou de plagioclase (An=88% ; déterminé au microscope et confirmé à la microsonde) plus importantes (2 à 15 % et 3 à 13% respectivement). Ces clinopyroxènes et ces plagioclases se présentent sous la forme de grains arrondis, interstitiels entre les grains d'olivine. La présence et la distribution inégale de ces minéraux, en amas ou en ruban, déjà décrite dans la zone de transition du massif de Sumail (Boudier et Nicolas, 1995) sont issues de la cristallisation *in situ* de liquides basaltiques piégés lors de leur transfert vers la surface. Pétrologiquement, certaines de ces dunites, dites 'imprégnées', ont une composition de wherlite (figure 11 a). Cependant, elles ne présentent pas une texture de 'cumulat*' comme ces dernières, mais plutôt une texture de HT restaurée, induite par le flux asthénosphérique, comme les autres dunites imprégnées.

*Texture de 'cumulat' : l'olivine est polygonale, présentant une forte fabrique de forme, les plagioclases et les clinopyroxènes sont poecilitiques, c'est à dire qu'ils forment un réseau autour des cristaux d'olivine qu'ils cimentent.

II.1.3 Microstructure et composition modale des péridotites

Les microstructures observées (§II.1.1) sont caractéristiques de la déformation subie par les roches du manteau. Géographiquement, elles se répartissent dans des zones bien définies dans les sections mantelliques étudiées (figure 5) : la texture porphyroclastique BT caractérise la partie inférieure des sections et les zones de cisaillement, la texture HT restaurée s'observe dans la zone de transition, et la texture porphyroclastique HT est présente dans la partie intermédiaire entre ces deux régions.

La répartition des différents faciès identifiés dans notre échantillonnage n'est pas aléatoire (figure 10) : les dunités imprégnées sont localisées dans la zone de transition, les harzburgites à cpx se trouvent dans la zone de cisaillement, à proximité de la zone de transition du diapir de Batin et dans la partie inférieure des sections mantelliques, les harzburgites et les dunités se situent dans la partie principale de ces dernières.

Il n'existe pas de corrélation systématique entre la distribution des textures et les compositions modales des péridotites (figure 11b) : les harzburgites présentent les textures porphyroclastiques HT, porphyroclastiques BT et HT restaurées, les harzburgites à cpx montrent les deux types de textures porphyroclastiques, HT et BT, et les dunités imprégnées les deux types de textures de haute température, porphyroclastique HT et HT restaurée.

La majorité des harzburgites à cpx affiche des microstructures de basse température : celles-ci correspondent aux zones de déformation lithosphérique, la base des sections mantelliques et la zone de cisaillement qui marque la limite du nouveau segment. Cependant, il n'existe pas de relation univoque entre la localisation des harzburgites à cpx et les zones de déformation lithosphérique car le domaine de ces péridotites s'étend également dans la zone de déformation de haute température, entre la zone de déformation de BT et la zone de cisaillement dans la partie est du massif de Wadi Tayin et à proximité de la dunite du diapir de Batin (figure 10).

Les harzburgites de notre échantillonnage, bien que majoritairement localisées dans la zone de déformation de HT, sont présentes dans les trois domaines de déformations, base des sections mantelliques (texture porphyroclastique de BT), partie principale de celles-ci (texture porphyroclastique de HT) et dans la zone de transition (texture HT restaurée) (figure 10).

Figure 11 :

a) Composition modale des péridotites étudiées recalculée à partir d'une méthode d'inversion utilisant la composition chimique en éléments majeurs des phases minérales et de la roche totale. Cette méthode d'inversion, développée par Tarantola et Valette (1982), se fait par bilan de masse. Elle se base sur une régression linéaire entre la composition en éléments majeurs de la roche totale, des différentes phases minérales qui la composent, et d'une estimation a priori de son mode. La composition modale de chaque roche est estimée lors de l'étude des lames minces à partir de la charte de répartition (table 1). L'estimation systématique du mode des péridotites a permis de les regrouper par composition modale a priori similaire.

Cette méthode, outre le fait qu'elle soit numérique, est différente de la méthode du comptage de points dans la mesure ou elle permet de calculer des fractions minéralogiques massiques et non volumiques et qu'elle permet de s'affranchir de la partie serpentineuse des péridotites. Ainsi, les compositions modales primaires (c'est à dire avant les processus d'altération) sont recalculées.

De plus, cette méthode d'inversion basée sur un bilan de masse permet, contrairement à une méthode utilisant une approche par les moindres carrés, de contrôler à la fois les compositions chimiques des phases minérales a priori et la composition chimique de la roche totale a priori.

La composition des différentes phases minérales correspond à la moyenne des compositions mesurées à la microsonde électronique (table 2) dans différents minéraux appartenant à une même phase dans un échantillon. Les erreurs utilisées dans le modèle sont les écarts types des mesures des éléments sur plusieurs grains d'une même phase minérale dans un échantillon.

Pour les pyroxènes, la composition du minéral hôte postérieure au processus d'exsolution a été prise en compte et non la composition primaire. En effet, la composition globale (minéral hôte + exsolutions) n'a pas été déterminée à la microsonde électronique : les exsolutions, trop fines, n'ont pu être analysées.

Cependant, les phases minérales de tous les échantillons n'ont pas été analysées à la microsonde. Une même composition des phases minérales, associée à une erreur plus grande, a donc été attribuée à plusieurs péridotites appartenant au même groupe.

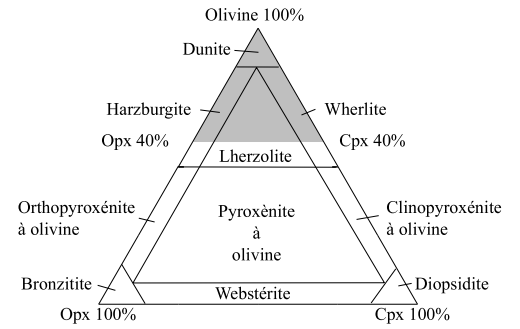
La composition en éléments majeurs des roches totales est représentée par la concentration des 5 éléments, Si, Al, Fe, Mg et Ca, qui caractérisent le mieux les péridotites. Ils ont été dosés, ainsi que 5 autres (table 1) par ICP-AES au C.R.P.G. de Nancy. Les erreurs a priori sur la concentration en éléments majeurs des roches totales ont été fixées dans un premier temps à 0,2% pour le Si, 0,1% pour Al, 0,1% pour Fe, 0,05% pour Mg et 0,05% pour Ca, puis affinées selon les résultats obtenus par la modélisation.

Les compositions modales a priori sont utilisées comme paramètres initiaux par le modèle. Les erreurs sur ces compositions ont été fixées à 50% dans un premier temps, puis affinées selon les résultats obtenus.

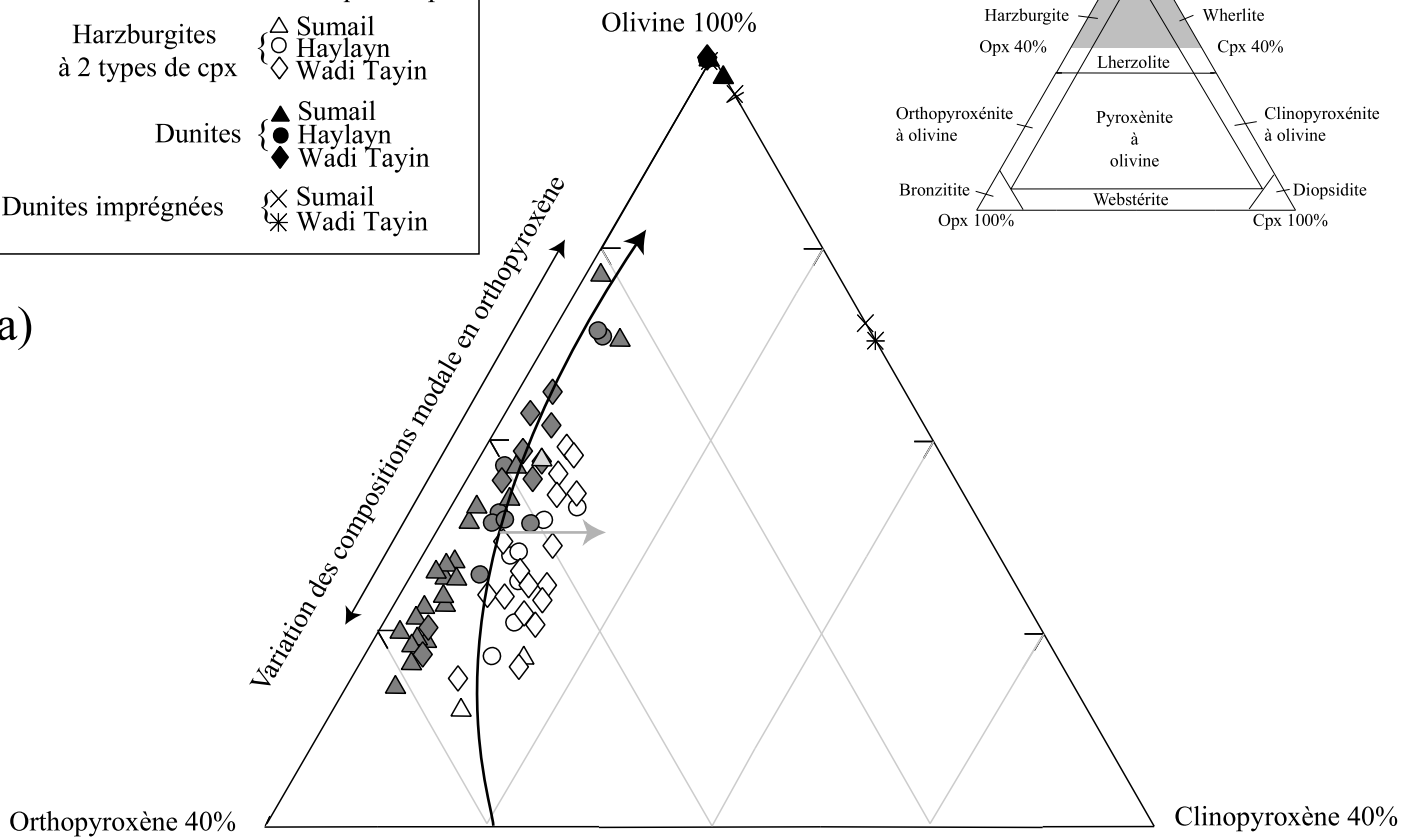
Toutefois, une remarque importante doit être faite. En utilisant la composition des phases minérales telle que nous l'avons mesurée, l'abondance du clinopyroxène est sous-estimée et celle de l'orthopyroxène est sur-estimée à cause des réactions sub-solidus. En effet, lors de celles-ci, la concentration en CaO des clinopyroxènes tend à augmenter, et à l'inverse, celle des orthopyroxènes tend à diminuer avec la diminution de la température.

b) Représentation de la répartition des différentes textures observées dans les péridotites étudiées en fonction de leur composition modale. Les textures sont celles décrites dans la figure 7. La nomenclature de ces textures est basée sur la description des microstructures des roches mantelliques de Mercier et Nicolas (1975) et Nicolas (1986).

- Types de péridotite :
- Harzburgites à 1 type de cpx
 - ▲ Sumail
 - Haylayn
 - ◆ Wadi Tayin
 - △ Maqsad diapir
 - Harzburgites à 2 types de cpx
 - △ Sumail
 - Haylayn
 - ◇ Wadi Tayin
 - Dunites
 - ▲ Sumail
 - Haylayn
 - ◆ Wadi Tayin
 - Dunites imprégnées
 - × Sumail
 - * Wadi Tayin



a)



b)

- Microstructures observées :
- porphyroclastique BT
 - HT restaurée
 - porphyroclastique HT

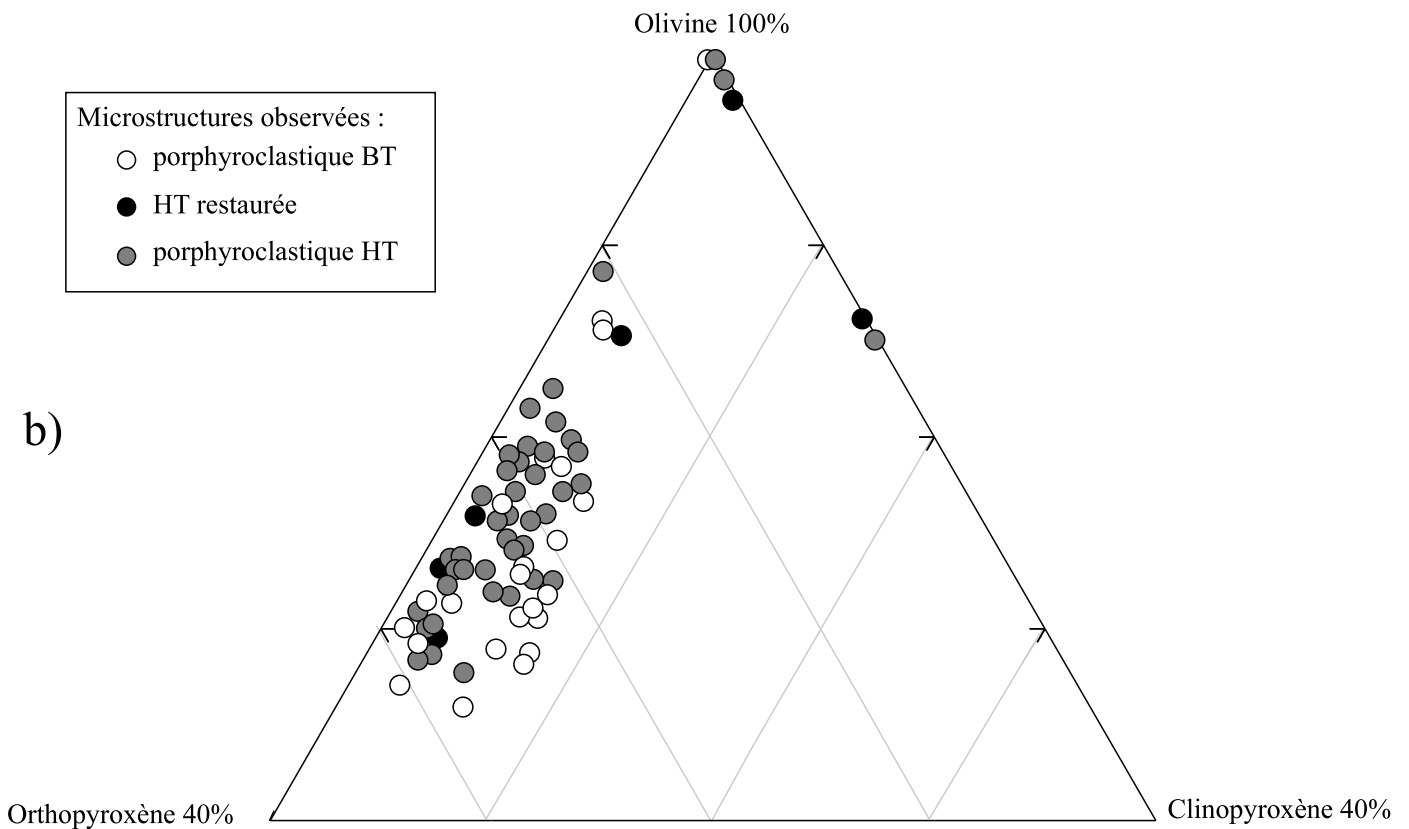


Figure 11 : Représentations triangulaires (olivine-clinopyroxène-orthopyroxène) permettant de visualiser la relation (ou l'absence de relation) entre la composition modale, la microstructure et le type des péridotites de cette étude.

L'évolution de la composition modale des roches mantelliques au cours de la fusion partielle (flèche noire) et l'écart de la composition modale en clinopyroxène des harzburgites à cpx à cette évolution (flèche grise) sont également reportés sur le diagramme a).

II.2 Chimie des phases minérales

Les éléments majeurs, ainsi que le Cr, le Ti et le Ni, ont été analysés dans les phases minérales à la microsonde électronique (CAMECA SX100) au service "microsonde-Sud" du laboratoire de Montpellier (ISTEEM). Les résultats et la méthodologie utilisée se trouvent en annexe (table 2).

II.2.1 Les olivines

Les péridotites d'Oman ont des olivines dont la composition en éléments majeurs, rapport Mg# et composition en NiO et CaO, est peu différente de celle observée dans d'autres péridotites (figure 12).

Cependant, il existe des différences entre les faciès déterminés dans le paragraphe II.1.2.

Les harzburgites à cpx ont en moyenne des olivines dont le rapport Mg# est plus faible que celui des olivines des harzburgites (figure 12 a) et des autres péridotites (figure 12 b). Elles montrent ainsi un caractère plus fertile*.

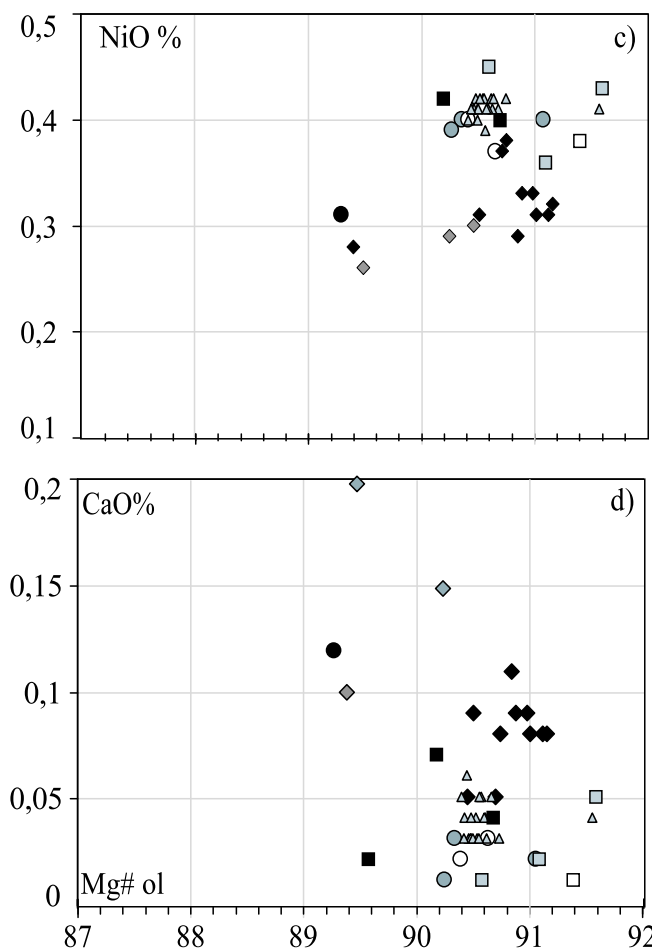
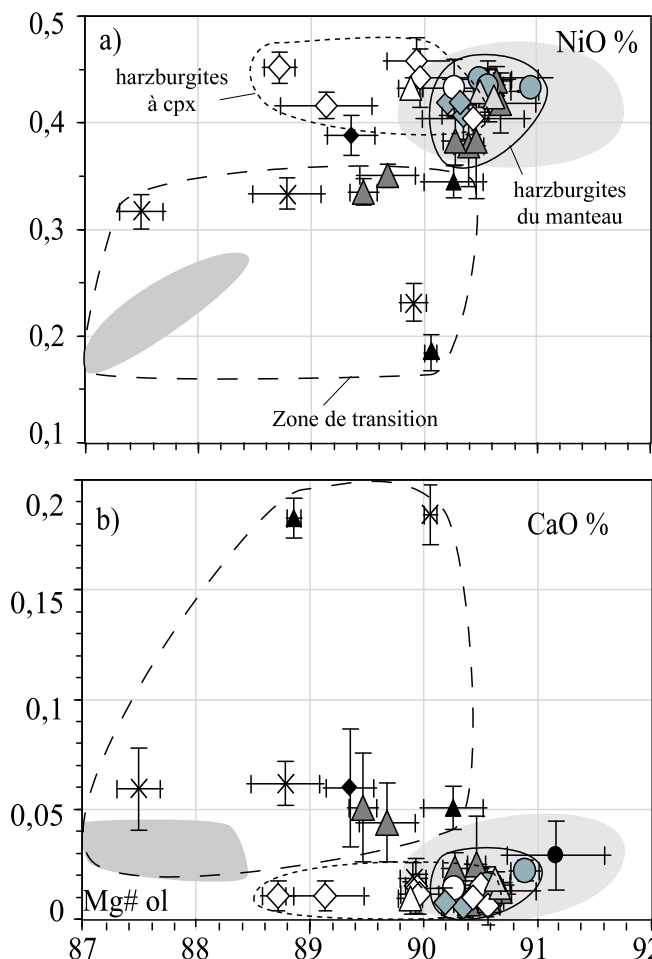
Les dunites, dunites imprégnées et deux harzburgites du massif de Sumail et du massif d'Haylayn (Monteillet, 2000), se distinguent par des rapports Mg# plus faibles. Cependant, elles montrent aussi des teneurs en NiO plus basses (figure 12 a) et des concentrations en CaO plus élevées (figure 12 b) que les harzburgites à cpx et que les harzburgites de la section mantellique. Le Ni est un élément qui se concentre préférentiellement dans les olivines. La concentration plus basse en cet élément dans les olivines des roches les plus réfractaires*, dunites et harzburgites du massif de Sumail, peut être un indice de leur formation par un processus de fusion en milieu ouvert permettant la cristallisation d'olivine, selon le modèle développé par Kelemen et al. (1998), au cours duquel la concentration en nickel des olivines est diluée.

*fertile : une roche est dite fertile lorsqu'elle n'a subi qu'un faible degré de fusion partielle. Celui-ci peut être estimé à partir d'indices tels que : une forte proportion de clinopyroxènes, un faible rapport Mg# ($100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{total}})$) calculé dans les olivines ou en roche totale, un faible rapport Cr# ($100 \cdot \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})$) calculé dans les spinelles, de fortes teneurs en Al_2O_3 mesurées dans les pyroxènes. Ces indicateurs ont été déterminés empiriquement (entre autres : Jacques et Green, 1980 ; Dick et Bullen, 1984 ; Arai, 1987) après étude et comparaison de nombreuses roches mantelliques océaniques et continentales.

*réfractaire : une roche est dite réfractaire lorsque les indices cités ci-dessus sont à l'opposé. Cette roche a alors subi un fort degré de différenciation par fusion partielle.

Oman : olivine

Autres péridotites : olivine



Légende des graphes de gauche :		Légende des graphes de droite :	
Harzburgites	Dunités	◆ E.P.R. Hess Deep : hz (Dick et Natland, 96)	● BOI : hz (Suhr et Robinson, 94)
◇ Wadi Tayin	◆ Wadi Tayin	◇ E.P.R. Hess Deep : du (Dick et Natland, 96)	○ BOI : lhz (Suhr et Robinson, 94)
● Haylayn	● Haylayn	△ MAR : hz (Ross et Elthon, 97)	● BOI : du (Suhr et Robinson, 94)
▲ Sumail	▲ Sumail	* IBM avant-arc : hz (Parkinson et Pearce, 98)	□ Trinity : hz (Gruau et al., 91, 95, 98)
△ Maqсад diapir	△ Maqсад diapir	* IBM avant-arc : du (Parkinson et Pearce, 98)	□ Trinity : lhz (Gruau et al., 91, 95, 98)
Harzburgites à cpx	Dunités imprégnées	▲ Ligurie Interne (Rampone et al., 96)	■ Trinity : pl-lhz (Gruau et al., 91, 95, 98)
◇ Wadi Tayin	× Sumail		
○ Haylayn			
△ Sumail			
	○ Oman : massifs d'Hilti et de Nakhl-Rustaq (Brown, 82)		
	● Dunités imprégnées de la zone de transition du massif d'Haylayn (Monteillet, 2000)		

Figure 12 : Composition en éléments majeurs des olivines dans les péridotites d'Oman (a et b). Comparaison (c et d) avec les compositions des olivines dans les péridotites abyssales de la dorsale Est-Pacifique (Dick et Natland, 1996), de la dorsale Médio-Atlantique (Ross et Elthon, 1997) et du bassin avant-arc d'Iz-Bonin-Marianes (Parkinson et Pearce, 1998), orogéniques, Ligurie Interne (Rampone et al., 1996), et d'autres massifs ophiolitiques, Bay of Islands (Suhr et Robinson, 1994) et Trinity (Gruau et al., 1991, 1995, 1998).

Chaque point représente la moyenne des mesures faites sur plusieurs cristaux d'olivine d'un échantillon. Les barres d'erreur correspondent à l'écart type de ces mesures. Elles décrivent la variation compositionnelle de l'olivine au sein d'un échantillon.

Les barres d'erreur importantes sur les mesures en CaO et NiO reflètent la faible concentration en ces éléments dans les olivines. La précision sur la mesure est par conséquent diminuée.

D'un autre côté, de fortes concentrations en CaO des olivines (où cet élément est généralement en trace) peuvent suggérer un enrichissement en cet élément par réaction avec un magma. Selon Libourel (1999), une olivine en équilibre avec un magma de type MORB doit avoir une concentration en CaO d'environ 0,2%. A l'inverse le processus d'altération hydrothermale tend à redistribuer le CaO vers les amphiboles et les veines de calcite. Ceci pourrait permettre d'expliquer les faibles concentrations en CaO (<0,07%) des dunites imprégnées de la zone de transition de Sumail, qui pourtant ont réagi avec des magmas comme l'attestent les minéraux d'imprégnation que présentent ces roches.

Géographiquement, les péridotites en moyenne plus pauvres en NiO et plus riches en CaO se situent au niveau de la zone de transition du massif de Sumail et du massif d'Haylayn (Monteillet, 2000). Des caractéristiques semblables se retrouvent (figure 12c et d) dans les olivines des dunites de Bay of Islands (Suhr et Robinson, 1994) et des péridotites de la dorsale Est-Pacifique (Dick et Natland, 1996). Il est important de noter que ces dernières sont spécialement caractérisées par une serpentinisation poussée due à la circulation hydrothermale.

Cependant, les analyses des phases minérales que nous avons effectuées à la microsonde sont ponctuelles et réalisées sur des plages minérales fraîches, dénuées de toute altération. Cette méthode d'analyse tend à exclure l'hypothèse de l'altération hydrothermale pour expliquer les particularités chimiques des olivines des péridotites de la zone de transition.

II.2.2 Les pyroxènes

Les analyses ponctuelles des pyroxènes réalisées à la microsonde électronique concernent la composition du minéral hôte, après le processus d'exsolution.

Les orthopyroxènes ont la composition de l'enstatite (figure 13 a), 87%<En<89,7% ; 8,8%<Fs<11% ; 1%<Wo<3,4%, et les clinopyroxènes sont des diopsides, 44,5%<En<50,6% ; 3,3%<Fs<5,5% ; 45,3%<Wo<50,4% (figure 13 b). Ces teneurs sont typiques des compositions des orthopyroxènes et des clinopyroxènes de péridotites abyssales, et sont assez homogènes dans notre cas.

3 échantillons ont cependant des clinopyroxènes dont la composition est celle de l'endiopside (51,8%<En<69% ; 3,4%<Fs<5% ; 27,5%<Wo<43,8%). Ils correspondent à 2 harzburgites et à une dunite situées à proximité du diapir de Batin dans le massif de Wadi Tayin et à proximité de la zone de transition du massif de Sumail.

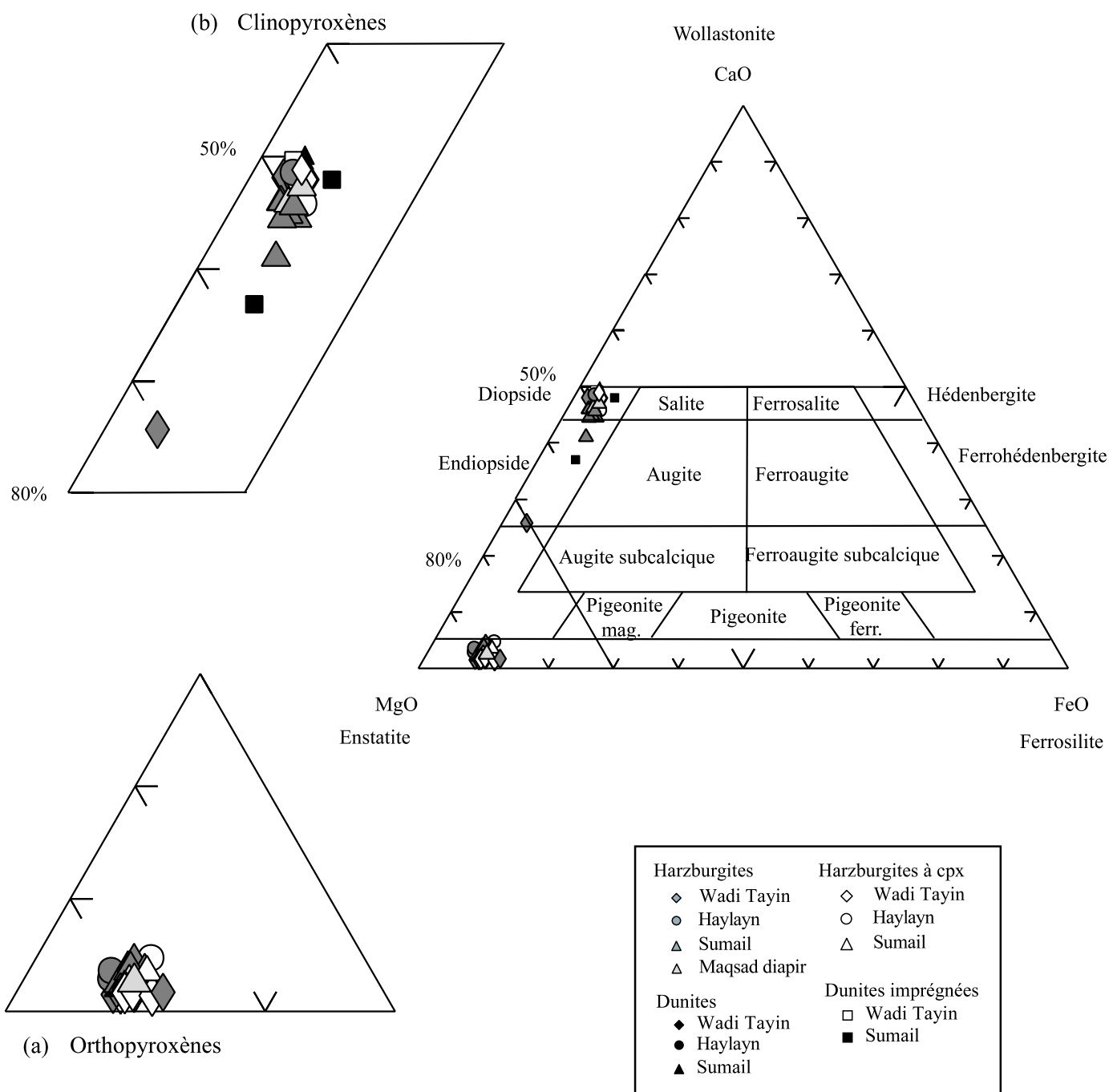


Figure 13 : Compositions chimiques des orthopyroxènes (a) et clinopyroxènes (b) dans les péridotites d'Oman (d'après le diagramme de Hess, 1951).

Les orthopyroxènes sont des enstatites de composition assez homogène : $87,5\% < En < 89,7\%$; $8,8\% < Fs < 11\%$; $1\% < Wo < 3,4\%$.

Les clinopyroxènes ont la composition de diopside ($44,5\% < En < 50,6\%$; $3,4\% < Fs < 5\%$; $27,5\% < Wo < 43,8\%$), à l'exception de trois échantillons qui se trouvent dans le domaine des compositions de l'endiopside ($51,8\% < En < 69\%$; $3,4\% < Fs < 5\%$; $27,5\% < Wo < 43,8\%$).

Les analyses ponctuelles à la microsonde électronique ont été réalisées systématiquement à la fois sur les bords et dans les cœurs des pyroxènes pour vérifier si ces phases minérales n'étaient pas zonées. Mais la différence de composition mesurée en Al_2O_3 et CaO entre les cœurs et les bords est similaire ou inférieure à l'erreur analytique. **Il n'existe donc pas de zonage détectable par les techniques analytiques utilisées dans les pyroxènes dans les harzburgites de l'ophiolite d'Oman.**

II.2.2.1 Les orthopyroxènes

La composition des orthopyroxènes des péridotites d'Oman est variable, recoupant la gamme de composition des orthopyroxènes des péridotites abyssales (figure 14).

Les différents faciès de harzburgites définis ne se distinguent pas vraiment l'un de l'autre. Les harzburgites et les harzburgites à cpx, à l'exception de deux harzburgites à cpx du massif de Wadi Tayin et de quelques harzburgites analysées par Brown (1982), ont des rapports Mg# (figure 14a) similaires à ceux des péridotites océaniques (figure 14 d).

Cependant, les concentrations en Al_2O_3 et CaO permettent de scinder en deux groupes les orthopyroxènes des péridotites étudiées (figure 14 b et e) :

Un premier groupe dont les concentrations coïncident avec le champ compositionnel des orthopyroxènes des péridotites océaniques (figure 14 e) : **l' Al_2O_3 et le CaO décroissent de manière similaire depuis les péridotites les plus fertiles vers les péridotites les plus appauvries. Il comprend toutes les harzburgites à cpx et une grande partie des harzburgites des massifs étudiés et des massifs de Nakhl-Rustaq et de Hilti (Brown, 1982).**

Un deuxième groupe qui montre **des concentrations en Al_2O_3 basses associées à des concentrations en CaO relativement élevées** (figure 14 b). Ces péridotites proviennent des massifs de Sumail et de Nakhl-Rustaq (Brown, 1982) et sortent du champ défini ci-dessus. Cependant, leurs teneurs en CaO ne sont pas aussi élevées que celles des harzburgites de la dorsale Est-Pacifique (figure 14 e) (Dick et Natland, 1996).

La singularité du groupe de péridotites à faible concentration en Al_2O_3 et forte teneur en CaO est qu'il réunit toutes les péridotites des zones superficielles du manteau supérieur contenu dans le nouveau segment de dorsale, ainsi que celles du diapir de Maqsad (figure 14b et figure 17).

L' Al_2O_3 , mais surtout le CaO dans les opx dépendent fortement des conditions thermiques dans lesquelles se sont équilibrées les péridotites (Deer et al., 1978 ; Jacques et Green, 1980 ; Cabanes et Mercier, 1988). Une forte concentration en CaO dans les orthopyroxènes indique généralement qu'ils ont connu des températures d'équilibration plus élevées (Beccaluva et al., 1984). **La composition en CaO des orthopyroxènes du deuxième groupe indiquerait des**

Oman : orthopyroxènes

Autres péridotites : orthopyroxènes

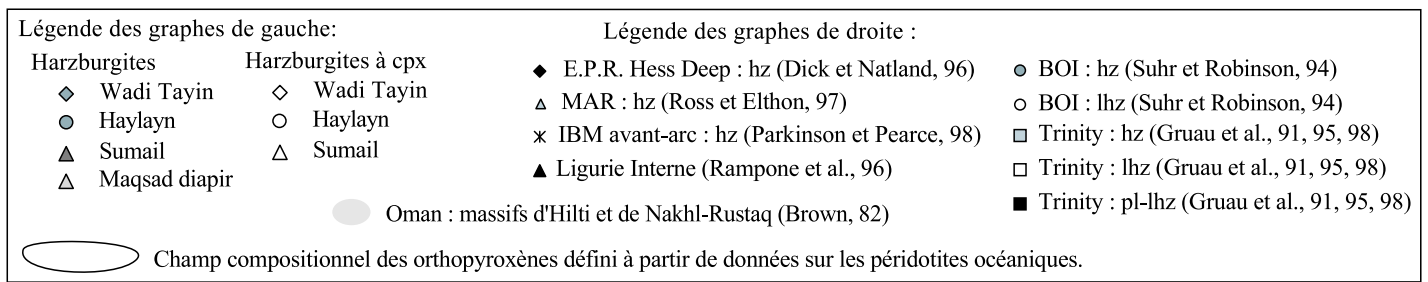
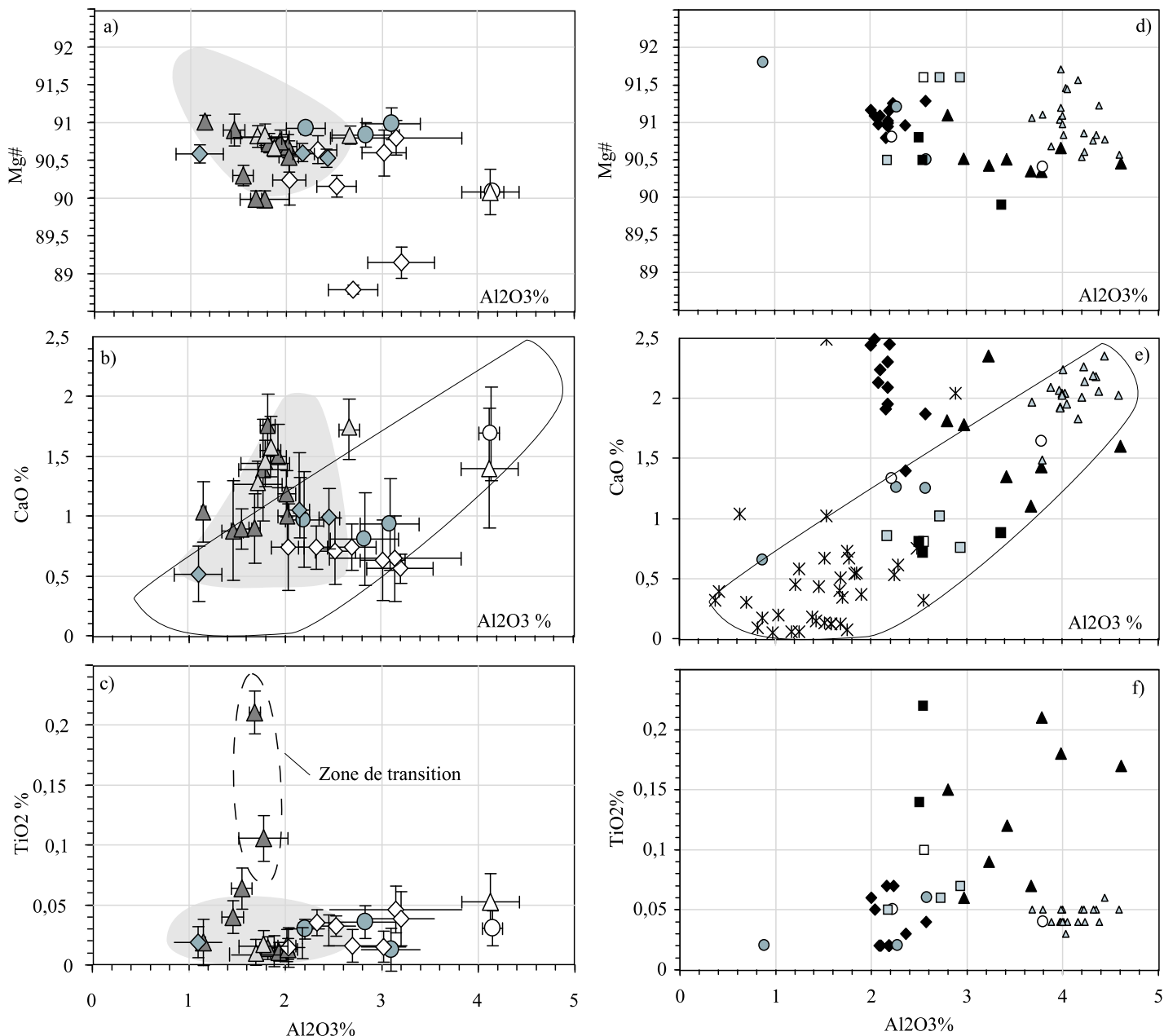


Figure 14 : Composition en éléments majeurs des orthopyroxènes des péridotites d'Oman (a, b et c). Comparaison (d, e et f) avec les compositions des orthopyroxènes des péridotites abyssales de la dorsale Est-Pacifique (Dick et Natland, 1996), de la dorsale Médio-Atlantique (Ross et Elthon, 1997) et du bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Marianes (Parkinson et Pearce, 1998), orogéniques, Ligurie Interne (Rampone et al., 1996), et d'autres massifs ophiolitiques, Bay of Islands (Suhr et Robinson, 1994) et Trinity (Gruau et al., 1991, 1995, 1998).

Chaque point représente la moyenne des mesures faites sur plusieurs orthopyroxènes d'un échantillon. Les barres d'erreur correspondent à l'écart type de ces mesures. Elles décrivent la variation compositionnelle de cette phase au sein d'un échantillon.

Les barres d'erreur importantes correspondent sûrement à des mesures prenant en compte des lamelles d'exsolution obliques dans le plan de la lame mince.

températures d'équilibrage plus élevées que celles du premier groupe.

Par ailleurs, les orthopyroxènes de certaines harzburgites du deuxième groupe se distinguent également par des concentrations en TiO_2 élevées (figure 14 c). Ces enrichissements sont semblables à ceux présents dans les orthopyroxènes des péridotites de Ligurie Interne (Rampone et al., 1996) et de Trinity (Gruau et al., 1991, 1995 et 1998) (figure 14 f). L'augmentation de la teneur en TiO_2 dans les orthopyroxènes, où normalement cet élément est à l'état de trace, peut être l'empreinte d'un processus autre que la fusion partielle, comme une réaction avec un liquide magmatique riche en Ti, hypothèse qui a été proposée dans d'autres cas (Evans, 1985 ; Suhr et Robinson, 1994).

II.2.2.2 Les clinopyroxènes

Dans la description pétrographique, nous avons montré qu'il existe deux populations de clinopyroxènes. Sur un graphique Al_2O_3 vs CaO, nous avons reporté la composition chimique de petits et de gros clinopyroxènes de péridotites comportant les deux formes (figure 15). Il apparaît clairement qu'il n'existe pas de différence chimique entre les gros et les petits clinopyroxènes d'un même échantillon. Cependant, la composition de l'ensemble des clinopyroxènes varie entre les harzburgites à cpx reportées. Celles situées à la base de la section mantellique (OMB14, 99OL3) et à proximité de la zone de transition (93OB131) ont des compositions homogènes. Les deux harzburgites à cpx situées au milieu de la séquence mantellique ont des compositions soit moins alumineuses (94OE17), soit plus calciques (94OE13) par rapport aux autres.

L'absence de différence entre les gros et les petits clinopyroxènes à l'intérieur d'un même échantillon peut signifier soit qu'il n'en existe qu'une seule génération, soit qu'il en existe deux qui ont alors été rééquilibrées (réhomogénéisées) au cours de réactions sub-solidus postérieures. Ceci pourrait être le cas pour l'échantillon situé à proximité de la zone de transition (93OB131) compte tenu de l'importante circulation magmatique existant dans cette dernière.

Chimiquement, l'ensemble des clinopyroxènes des différents faciès de péridotites ne se distinguent pas à travers la valeur de leur rapport $\text{Mg}\#$ (figure 16a), bien que celui-ci soit assez variable (91 à 95), à l'exception des dunites de la zone de transition des massifs de Sumail et d'Haylayn (Monteillet, 2000) dont les rapport $\text{Mg}\#$ sont plus faibles (89 à 91,5). La variabilité du rapport $\text{Mg}\#$ dans les harzburgites semble être corrélée avec leur concentration en Al_2O_3 comme c'est le cas pour les autres péridotites océaniques (figure 16d).

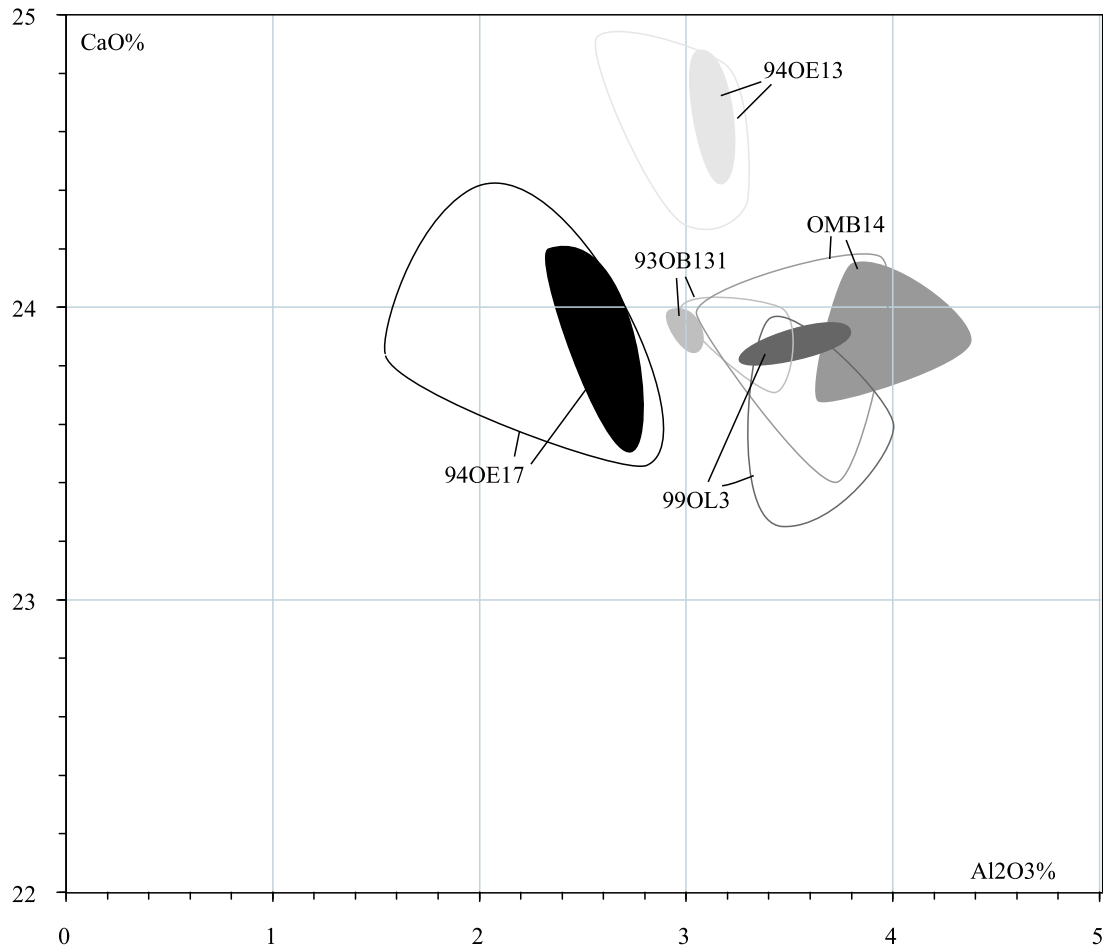


Figure 15 : Champs des compositions en Al_2O_3 et CaO des deux populations de clinopyroxènes, petits (champs pleins) et gros (champs évidés), décrites par l'étude pétrographique. La même nuance de gris est associée aux gros et aux petits clinopyroxènes d'un même échantillon.

Quelques échantillons présentant à la fois des gros et des petits clinopyroxènes ont été choisis pour cette étude. Ce sont des harzburgites à cpx qui proviennent toutes du massif de Wadi Tayin. Ce choix est délibéré car :

=> La grande majorité des échantillons de ce faciès provient de ce massif.

=> Les péridotites choisies représentent les trois principaux domaines de la section mantellique : la base, OMB14 et 99OL3, le milieu, 94OE13 et 94OE17, et la proximité de la MTZ, 93OB131.

Cette étude montre :

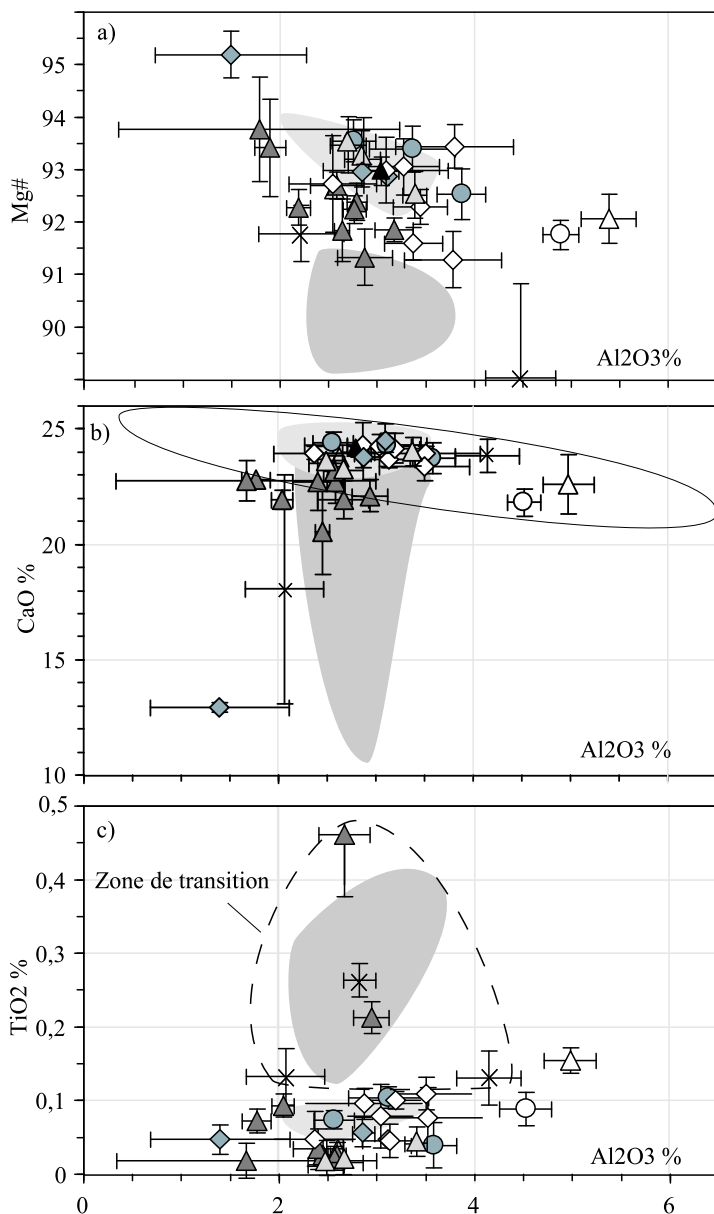
Il n'existe pas de différence de composition entre les gros et les petits clinopyroxènes des harzburgites à cpx, dans un même échantillon.

En général, ce sont les gros clinopyroxènes qui montrent la plus grande variabilité compositionnelle. Mais ceci peut être un artefact dû au nombre de mesures car il est plus facile de mesurer des gros clinopyroxènes que des petits.

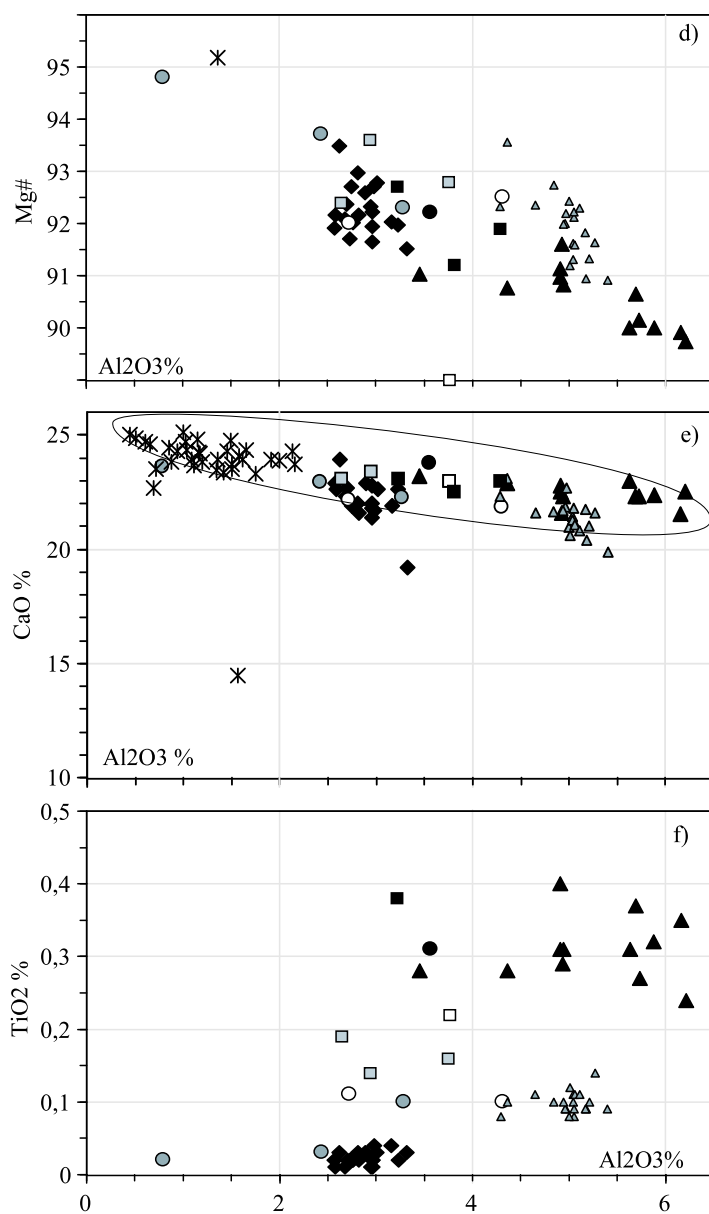
Les clinopyroxènes, petits et gros, des harzburgites à cpx de la base et de la proximité de la MTZ ont la même composition.

Les échantillons situés au milieu de la séquence mantellique, 94OE13 et 94OE17, ont des compositions différentes de celles rencontrées dans l'ensemble des autres harzburgites à cpx.

Oman : clinopyroxènes



Autres péridotites : clinopyroxènes



Légende des graphes de gauche:

Harzburgites

- ◆ Wadi Tayin
- Haylayn
- ▲ Sumail
- △ Maqсад diapir

Harzburgites à cpx

- ◇ Wadi Tayin
- Haylayn
- △ Sumail

Dunités imprégnées

- × Sumail

○ Oman : massifs d'Hilti et de Nakhil-Rustaq (Brown, 82)

● Dunités imprégnées de la zone de transition du massif d'Haylayn (Monteillet, 2000)

○ Champ compositionnel des clinopyroxènes défini à partir de données sur les péridotites océaniques.

Légende des graphes de droite :

◆ E.P.R. Hess Deep : hz (Dick et Natland, 96)

△ MAR : hz (Ross et Elthon, 97)

× IBM avant-arc : hz (Parkinson et Pearce, 98)

▲ Ligurie Interne (Rampone et al., 96)

○ BOI : hz (Suhr et Robinson, 94)

○ BOI : lhz (Suhr et Robinson, 94)

● BOI : du (Suhr et Robinson, 94)

□ Trinity : hz (Gruau et al., 91, 95, 98)

□ Trinity : lhz (Gruau et al., 91, 95, 98)

■ Trinity : pl-lhz (Gruau et al., 91, 95, 98)

Figure 16 : Compositions en éléments majeurs des clinopyroxènes des péridotites d'Oman (a, b et c). Comparaison (d, e et f) avec les compositions des clinopyroxènes des péridotites abyssales de la dorsale Est-Pacifique (Dick et Natland, 1996), de la dorsale Médio-Atlantique (Ross et Elthon, 1997) et du bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Marianes (Parkinson et Pearce, 1998), orogéniques, Ligurie Interne (Rampone et al., 1996), et d'autres massifs ophiolitiques, Bay of Islands (Suhr et Robinson, 1994) et Trinity (Gruau et al., 1991, 1995, 1998).

Chaque point représente la moyenne des mesures faites sur plusieurs cristaux d'un échantillon. Les barres d'erreur correspondent à l'écart type de ces mesures. Elles décrivent la variation compositionnelle de cette phase au sein d'un échantillon.

Comme pour les orthopyroxènes, les barres d'erreur importantes correspondent sûrement à des mesures prenant en compte des lamelles d'exsolution obliques dans le plan de la lame mince.

Cependant, la composition en Al_2O_3 et CaO des clinopyroxènes des péridotites d'Oman (figure 16b) permet de les distinguer en deux groupes de la même manière que les orthopyroxènes :

Un premier groupe dont les concentrations coïncident avec le champ d'évolution des compositions des péridotites océaniques (figure 16 b et e) : **l' Al_2O_3 décroît en même temps que le CaO augmente très légèrement depuis les péridotites les plus fertiles vers les plus appauvries. Il comprend les harzburgites à cpx et une grande majorité des harzburgites étudiées, ainsi que les harzburgites des massifs d'Hilti et de Nakhl-Rustaq (Brown, 1982).**

Un deuxième groupe dont **les concentrations faibles en Al_2O_3 sont associées à une décroissance des concentrations en CaO (figure 16b).** Les clinopyroxènes de ces péridotites, **harzburgites du nouveau segment, dunités imprégnées de la zone de transition des massifs de Sumail et d'Haylayn (Monteillet, 2000) et une harzburgite située à proximité du diapir de Batin (Wadi Tayin) (figure 17),** sortent du champ défini ci-dessus, de la même manière que certaines harzburgites des dorsales Est-Pacifique (Dick et Natland, 1996) et Médio-Atlantique (Ross et Elthon, 1997) (figure 16 e).

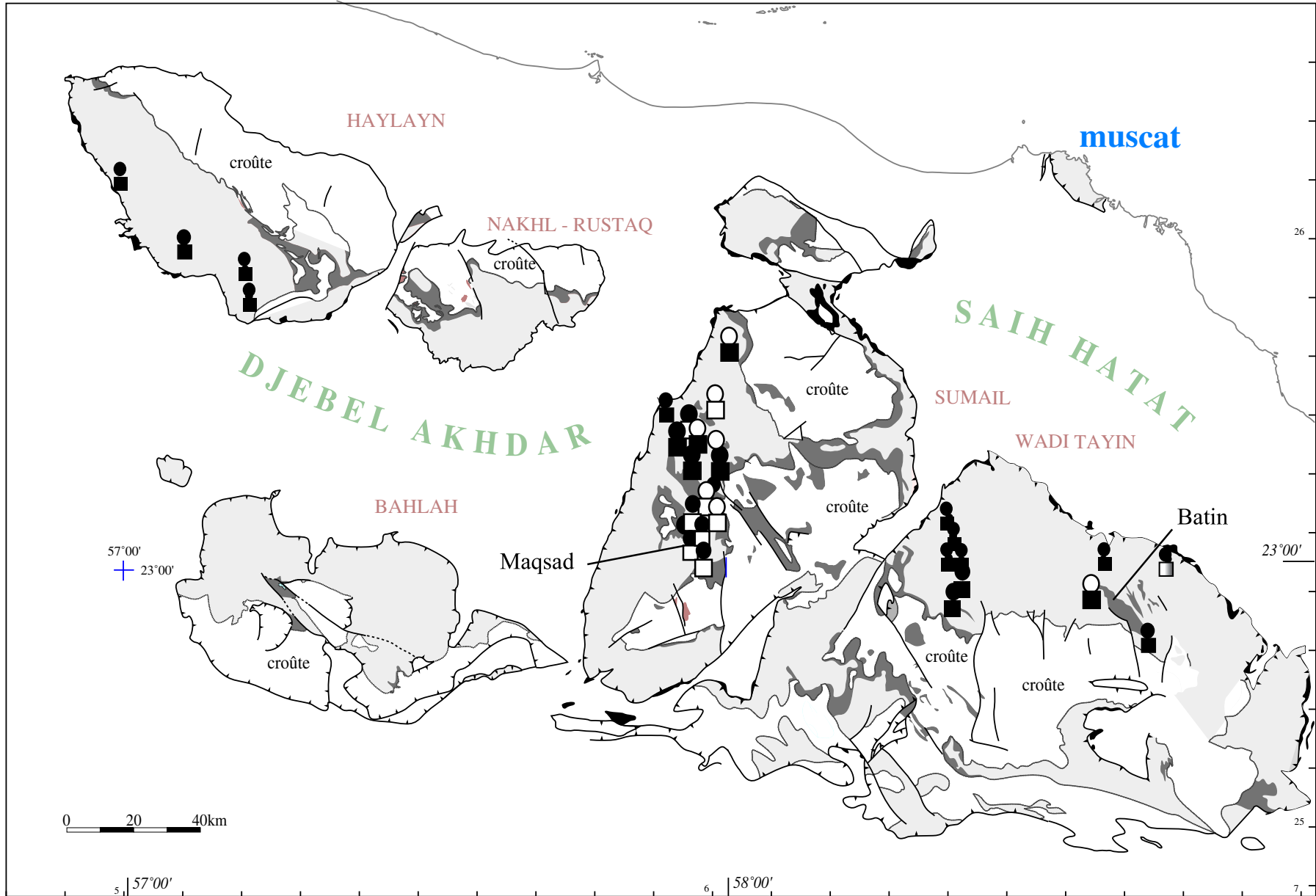
Dans les clinopyroxènes, tout comme dans les orthopyroxènes, l' Al_2O_3 , et surtout le CaO , dépendent des températures d'équilibrage des péridotites (Deer et al., 1978 ; Jacques et Green, 1980 ; Beccaluva et al., 1984 ; Cabanes et Mercier, 1988). **Une forte diminution de la concentration en CaO dans les clinopyroxènes du deuxième groupe signifierait des températures d'équilibrage plus élevées.**

Par ailleurs, les clinopyroxènes des dunités imprégnées et de certaines harzburgites de la zone de transition des massifs de Sumail et d'Haylayn (2000) se distinguent également par des concentrations élevées en TiO_2 (figure 16 c), similaires à celles des clinopyroxènes des lherzolites de Trinity (Gruau et al., 1991, 1995, 1998), des dunités de Bay of Islands (Suhr et Robinson, 1994) et des péridotites de Ligurie Interne (Ramponi et al., 1996) (figure 16f).

Cette observation est identique à celle faite sur les orthopyroxènes et conforte l'hypothèse de l'interaction entre les péridotites et des liquides riches en Ti dans cette zone (Evans, 1985 ; Suhr et Robinson, 1994), rééquilibrant de la même manière ces deux phases minérales.

Par ailleurs, les clinopyroxènes des harzburgites à cpx présentent également des teneurs en TiO_2 légèrement plus élevées que la moyenne de ceux des harzburgites.

Figure 17 : Carte de répartition des compositions en Al_{2O_3} et CaO des pyroxènes. Elle permet de mettre en évidence une différence entre les échantillons des zones superficielles (zone de transition et diapirs) et ceux situés dans des régions plus profondes du manteau supérieur.



- croûte
- Moho
- zone de transition
- manteau
- semelles métamorphique

Composition chimique des pyroxènes :

- Cpx coïncide avec le champ des péridotites océaniques
- Cpx ne coïncide pas avec le champ des péridotites océaniques
- Opx coïncide avec le champ des péridotites océaniques
- Opx ne coïncide pas avec le champ des péridotites océaniques

II.2.3 Les spinelles

Le champ de composition des spinelles d'Oman (cette étude, Brown, 1982 et Monteillet, 2000) couvre toute la gamme de composition des spinelles des péridotites (figure 18 c). Les rapports Cr# vont de 25 à 70 et les Mg# de 39 à 67 (figure 18 a). Sur cette figure nous pouvons voir que :

***Les spinelles des harzburgites à cpx possèdent de plus faibles Cr# et de plus forts Mg# que les harzburgites.**

***Les dunites et les dunites imprégnées ont des rapports Cr# et Mg# semblables à ceux des deux faciès de harzburgites.**

*Comparés aux données sur les spinelles des péridotites d'Oman de Kelemen (1995), les spinelles étudiés ne vérifient pas la répartition en champs des dunites et des harzburgites déterminée. Cependant, par rapport aux péridotites étudiées par Kelemen (1995), notre échantillonnage concerne une plus grande partie du manteau supérieur, incluant des régions 'particulières', telles que le diapir de Maqsad, le nouveau segment et la zone de transition, qui ne se trouvent pas dans son étude. Or ce sont ces harzburgites qui ne correspondent pas aux champs définis par cet auteur.

Les rapports Cr# et Mg# mesurés dans les spinelles sont généralement considérés comme de bons indicateurs du degré de fusion partielle subi par les roches mantelliques (Dick et Bullen, 1984 ; Arai, 1987). Leur évolution anticorrélée depuis les forts rapports Mg# et faibles rapports Cr# vers de faibles rapports Mg# et forts rapports Cr# indique l'augmentation de la différenciation par fusion partielle des roches. **Dans notre cas, l'observation de ces deux rapports dans les deux faciès de harzburgites montre que les spinelles des harzburgites à cpx reflètent un degré moindre de fusion partielle que ceux des harzburgites.**

Parmi ces harzburgites, certaines ont des Cr# supérieurs à 60, plus élevés que ceux des dunites imprégnées. Ces harzburgites possèdent également la particularité d'avoir des spinelles morphologiquement proche de ceux des dunites imprégnées (cf. §II.1.2). Ces spinelles, de forme différente de ceux des autres harzburgites et ressemblant à ceux des dunites imprégnées, seraient plus chromifères. Leur teneur en Cr₂O₃, couplée au chrome contenu dans les pyroxènes, expliquerait les forts rapports Cr# de ces harzburgites.

De plus, la plupart des spinelles des péridotites, harzburgites, dunites et dunites imprégnées, qui ont un fort Cr# (>50) ont aussi de fortes concentrations en TiO₂ (figure 18 b). Cette remarque peut également être faite pour les dunites de Hess Deep sur la dorsale Est-Pacifique (Dick et Natland, 1996) (figure 18 d).

Oman : spinelles

Autres péridotites : spinelles

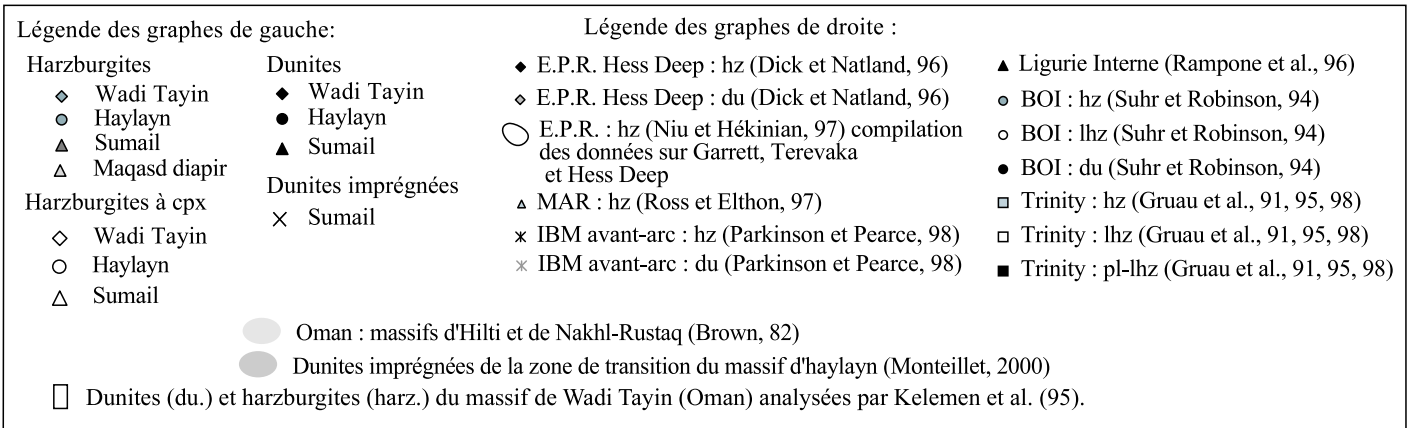
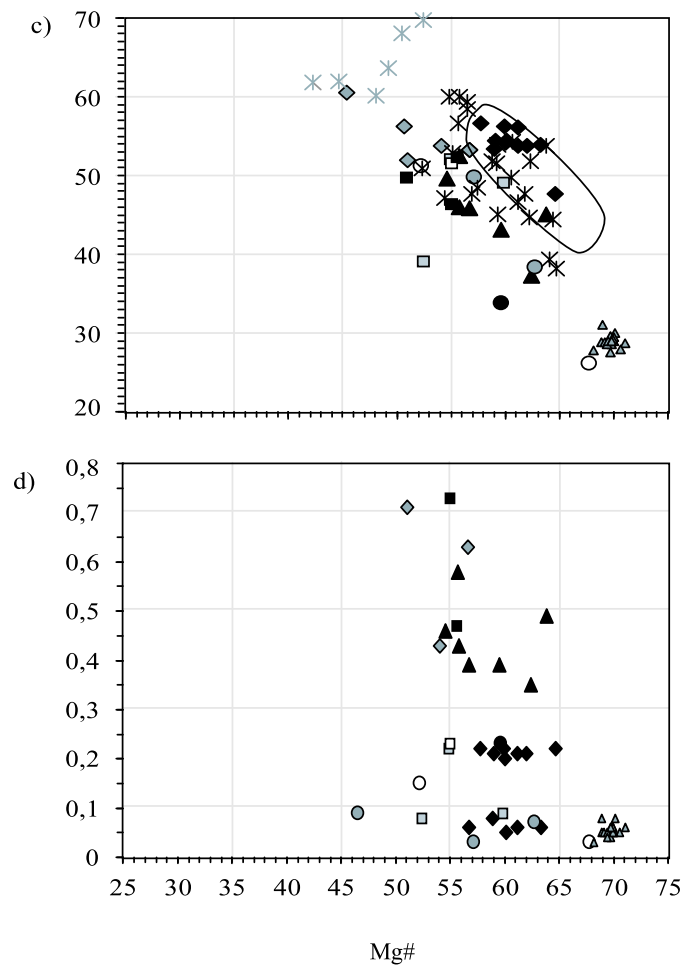
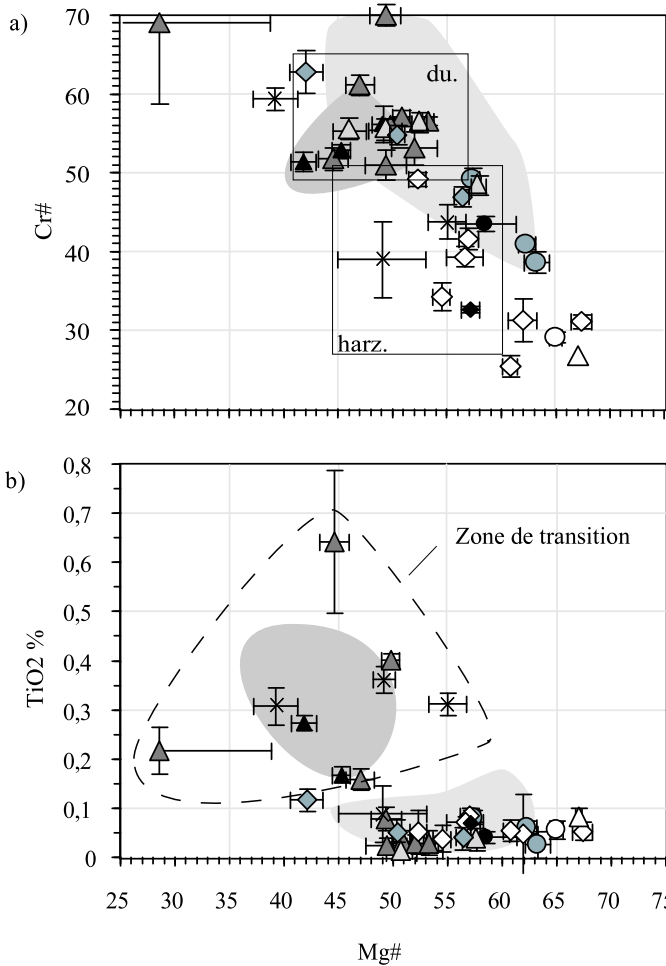


Figure 18 : Composition en éléments majeurs des spinelles des péridotites d'Oman (a et b). Comparaison (c et d) avec les compositions des spinelles des péridotites abyssales de la dorsale Est-Pacifique (Dick et Natland, 1996), de la dorsale Médio-Atlantique (Ross et Elthon, 1997) et du bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Marianes (Parkinson et Pearce, 1998), orogéniques, Ligurie Interne (Rampone et al., 1996), et d'autres massifs ophiolitiques, Bay of Islands (Suhr et Robinson, 1994) et Trinity (Gruau et al., 1991, 1995, 1998).

Chaque point représente la moyenne des mesures faites sur plusieurs spinelles d'un échantillon. Les barres d'erreur correspondent à l'écart type de ces mesures. Elles décrivent la variation compositionnelle de cette phase au sein d'un échantillon.

Les roches, harzburgites, dunités et dunités imprégnées, qui présentent cette signature ($Cr\# > 50$; $TiO_2 > 0,2\%$) proviennent toutes de zones superficielles du manteau supérieur (zone de transition et premiers kilomètres en dessous) en contexte de dorsale rapide. Ces régions sont caractérisées par une forte circulation magmatique (cf. §I.3.1), et la signature chimique des spinelles de leur péridotites pourrait en être le résultat.

Les autres péridotites étudiées, ainsi que celles de Kelemen (1995), proviennent de régions du manteau supérieur plus profondes ou de contextes différents (dorsales moyenne et lente).

II.2.4 En résumé

Pétrologiquement, les péridotites qui composent la section mantellique des massifs du sud de l'ophiolite d'Oman se divisent en trois types : les harzburgites, les harzburgites à cpx et les dunites.

Les harzburgites. Ce sont des péridotites réfractaires ($\text{cpx} < 3\%$). Elles affichent les trois sortes de microstructures observées dans le manteau en Oman (§II.1.3), porphyroclastique HT, porphyroclastique BT et HT restaurée, car elles sont présentes de la zone de transition à la base des sections étudiées. Leurs phases minérales sont relativement en équilibre entre elles (figure 19), à l'exception des clinopyroxènes de la harzburgite du diapir de Batin. De plus, leur composition chimique est relativement homogène (§II.2 et figures 12 à 18) :

Les olivines ont un Mg# compris entre 90,2 et 90,9, des teneurs en NiO comprises entre 0,4% et 0,45% et des concentrations en CaO inférieures à 0,03% (figure 12)

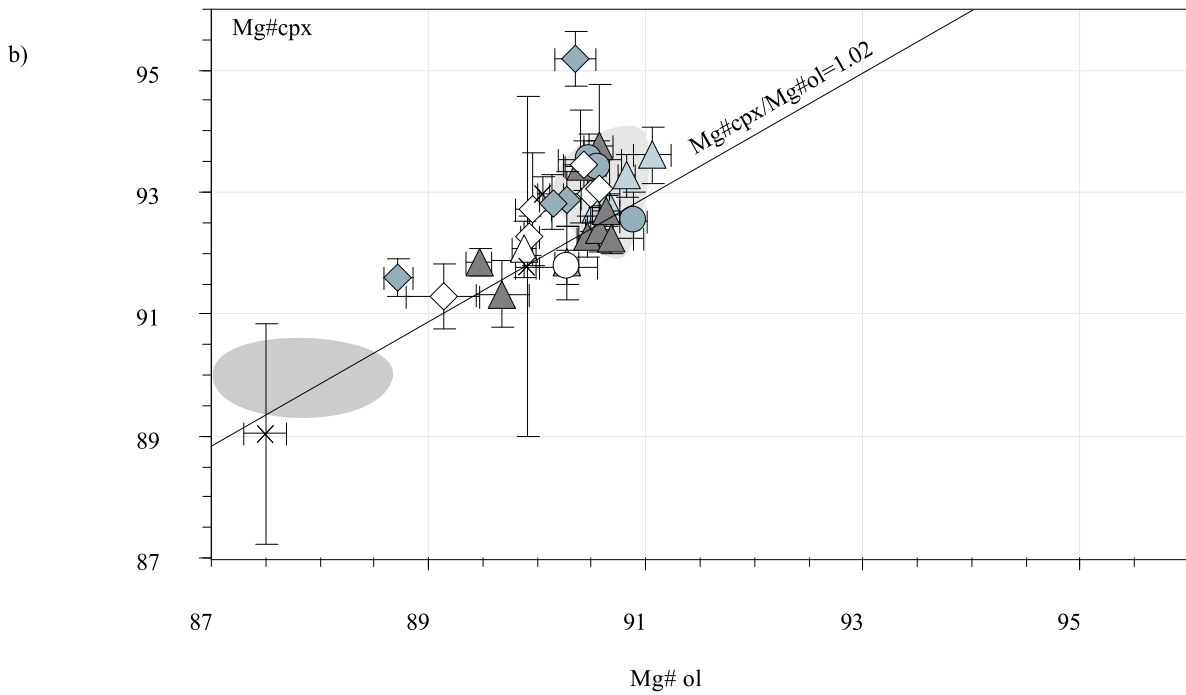
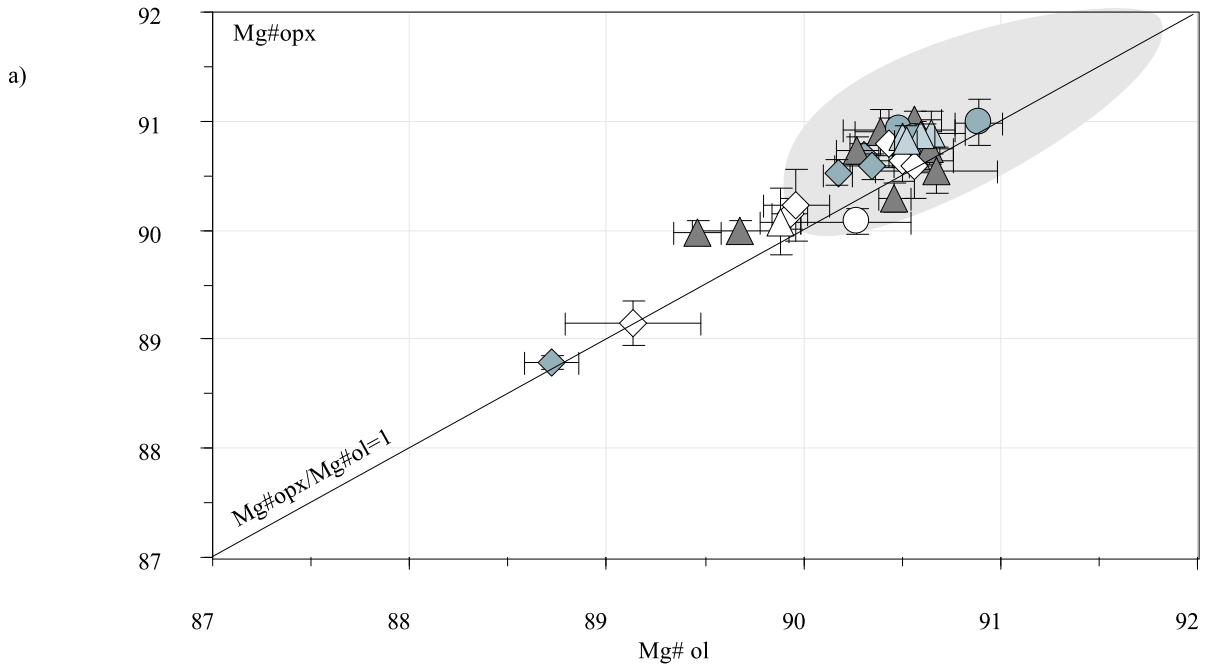
Les orthopyroxènes ont un Mg# compris entre 90 et 91, des teneurs en Al_2O_3 et en CaO variant respectivement de 1 à 3% et de 0,5 à 1%, et des concentrations en TiO_2 inférieures à 0,05% (figure 14).

Les clinopyroxènes ont un Mg# variant de 91 à 94 (à l'exception de la harzburgite du diapir de Batin), des teneurs en Al_2O_3 et en CaO variant respectivement de 2,3 à 3,6% et de 23 à 25%, et des concentrations en TiO_2 inférieures à 0,1% (figure 16).

Les spinelles ont un Mg# et un Cr# variant respectivement de 47 à 63 et de 39 à 57, ainsi que des teneurs en TiO_2 inférieures à 0,1% (figure 18).

Cependant, les harzburgites de la zone superficielle du manteau lithosphérique, zone de transition et premiers kilomètres, à l'exception des harzburgites du diapir de Maqsad, se distinguent des autres par des olivines en moyenne plus pauvre en NiO et plus riches en CaO (figure 12), des orthopyroxènes plus riches en CaO (figure 14), des clinopyroxènes plus pauvres en CaO et en Al_2O_3 (figure 16) et des spinelles à plus fort Cr# et plus faible Mg# (figure 18). De plus, les pyroxènes et les spinelles des harzburgites de la zone de transition sont également plus riches en TiO_2 .

Les harzburgites à cpx. Ce sont les péridotites les plus fertiles ($\text{cpx} > 3\%$) que nous avons observées. Pétrologiquement, elles se distinguent des harzburgites par la présence de deux sortes de clinopyroxènes : des petits, observés également dans les harzburgites, et des gros (§II.1.2.1). Tous les échantillons que nous avons étudiés présentaient soit la texture



Harzburgites	Harzburgites à cpx	Dunites	Dunites imprégnées	Oman : massifs d'Hilti et de Nakhil-Rustaq (Brown, 82)
◇ Wadi Tayin	◇ Wadi Tayin	◆ Wadi Tayin	× Sumail	● Dunites imprégnées de la zone de transition du massif d'Haylayn (Monteillet, 2000)
● Haylayn	○ Haylayn	● Haylayn		
▲ Sumail	△ Sumail	▲ Sumail		
△ Maqsad diapir				

Figure 19 : Illustration des équilibres entre les phases minérales, orthopyroxènes, clinopyroxènes et olivines, des péridotites d'Oman à travers la valeur de leur rapport Mg#.

La valeur du rapport entre les Mg# des olivines et des orthopyroxènes d'une part, entre les Mg# des olivines et des clinopyroxènes d'autre part, est indiquée sur les droites de corrélation des graphes.

porphyroclastique HT, soit la texture porphyroclastique BT, car bien que ces péridotites soient assez rares, nous les avons observées à la fois dans la zone de déformation de basse température et dans la partie principale des sections mantelliques.

Leurs phases minérales sont également en équilibre entre elles (figure 19). Cependant, leur composition chimique est légèrement différente de celle des harzburgites, soulignant ainsi leur caractère plus fertile :

Les olivines ont un rapport Mg# plus faible (88,7 à 90,5 ; figure 12).

Les orthopyroxènes ont les teneurs en Al_2O_3 parmi les plus élevées (2 à 4,2%), ainsi qu'en CaO pour deux d'entre elles (figure 14).

Les clinopyroxènes ont des concentrations en Al_2O_3 en moyenne plus fortes (2,3 à 5%) et des teneurs en TiO_2 légèrement plus élevées (0,05 à 0,15%) (figure 16).

Les spinelles ont des Cr# parmi les plus faibles (25 à 49) et des Mg# parmi les plus forts (52 à 67 ; figure 18).

Les dunites. Ce sont les roches les plus réfractaires de notre étude. Pétrologiquement, elles se répartissent en deux groupes en fonction de leur position dans la section mantellique.

Les dunites de la partie profonde de la section mantellique (dunites de Wadi Tayin et de Haylayn) sont caractérisées par des spinelles dont la composition chimique est proche de celle des harzburgites à cpx et des harzburgites : un Cr# et un Mg# variant respectivement de 32 à 43 et de 57 à 59, et des teneurs en TiO_2 inférieures à 0,1%.

Les dunites et les dunites imprégnées de la zone de transition des massifs de Sumail et d'Haylayn (Monteillet, 2000) et des abords de celle-ci sont plutôt caractérisées par des olivines calciques ($CaO > 0,025\%$) et peu nickelifères ($NiO < 0,35\%$) (figure 12), et des spinelles dont les caractéristiques sont plus proches de celles des spinelles des harzburgites de la zone superficielle de manteau : rapports Mg# et Cr# respectivement compris de 39 à 55 et de 39 à 60, et concentration en $TiO_2 > 0,15\%$ (figure 18).

Par ailleurs, parmi les dunites de la zone de transition, les dunites imprégnées présentent des minéraux d'imprégnation, cpx et/ou plagioclases, qui, dans le cas du clinopyroxène, possèdent également des concentrations élevées en TiO_2 (figure 16).

II.2.5 Discussion

La composition des phases minérales des péridotites d'Oman est peu différente de celle des minéraux des péridotites océaniques actuelles (figures 12 à 18). Cependant, alors qu'elle est homogène dans ces dernières pour un site donné, **la variabilité compositionnelle entre les différents faciès décrits dans cette étude recouvre toute la gamme de composition des phases minérales des péridotites océaniques**, depuis celles des harzburgites fertiles de la dorsale Médio-Atlantique jusqu'à celles, plus réfractaires, de la dorsale Est-Pacifique et de la zone d'Izu-Bonin-Mariannes.

Cette observation semble être caractéristique des péridotites d'ophiolites, puisqu'une telle variabilité existe aussi dans les péridotites de Bay of Islands et de Trinity. Dans celles-ci, comme dans l'ophiolite d'Oman, une épaisseur plus grande du manteau lithosphérique affleure et montre la présence conjointe de roches réfractaires (harzburgites et dunités) au-dessus de roches fertiles (harzburgites à cpx et lherzolites). **Cette variabilité de faciès perpendiculairement au moho semble indiquer une variation verticale du degré de fusion partielle. Mais cette idée pose un problème car souvent les péridotites plus fertiles ne sont séparées que de quelques centaines de mètres des harzburgites, ce qui impliquerait un très brusque changement du degré de fusion partielle.** Dans le cas des péridotites de l'ophiolite de Bay of Islands, il existe une importante zone de cisaillement entre les harzburgites et les lherzolites qui permet une explication tectonique à leur juxtaposition (Suhr et Batanova, 1998). En Oman, alors qu'une zone de cisaillement sépare les harzburgites des harzburgites à cpx dans le secteur ouest du massif de Wadi Tayin (figure 11), ces deux faciès ne sont séparés par aucune structure tectonique dans les autres lieux d'échantillonnage. Il se présente donc deux hypothèses pour expliquer la position conjointe des harzburgites et des harzburgites à cpx en Oman : soit le processus de fusion partielle dans le manteau est hétérogène, soit ce dernier a interagit avec des liquides magmatiques.

Certaines péridotites de la zone superficielle du manteau, harzburgites, dunités et dunités imprégnées possèdent des phases minérales dont les caractéristiques chimiques, concentration élevée en TiO_2 et fort rapport $\text{Cr}^\#$ des spinelles, teneur élevée en CaO , rapport $\text{Mg}^\# < 90$ et concentration faible en NiO des olivines (figure 20 et 21), ne semblent pas être lié au caractère plus ou moins résiduel de ces roches.

Ces péridotites se situent toute dans la zone de transition du massif de Sumail.

Des enrichissements en TiO_2 existent aussi dans les phases minérales des lherzolites de Trinity (Gruau et al., 1991, 1995, 1998), dans les harzburgites et les dunités de la dorsale Est-

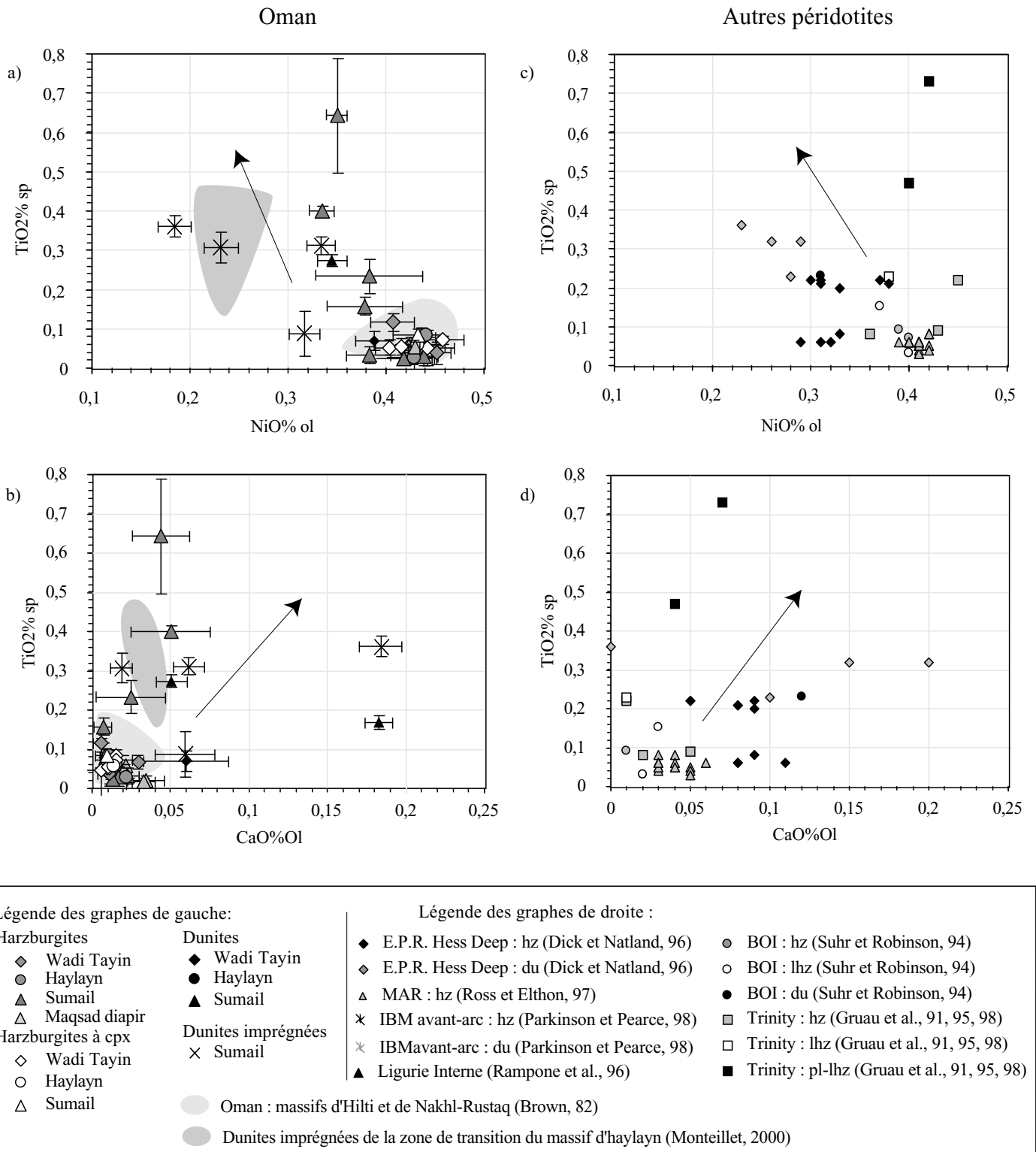


Figure 20 : Mise en évidence des caractéristiques des péridotites de la zone superficielle du manteau par la chimie des phases minérales, spinelles et olivines. Comparaison avec les données existant sur les phases minérales des péridotites abyssales d'environnements océaniques actuels, dorsale Est-Pacifique (Dick et Natland, 1996), dorsale médio-Atlantique (Ross et Elthon, 1997) et bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Marianes (Parkinson et Pearce, 1998), des péridotites orogéniques de Ligurie Interne (Rampone et al., 1996) et des péridotites de massifs ophiolitiques, Bay of Islands (Suhr et Robinson, 1994) et Trinity (Gruau et al., 1991, 1995 et 1998).

Pacifique (Dick et Natland, 1996) et dans les dunités de Bay of Islands (Suhr et Robinson, 1994) (figure 20c et d). Dans ces dernières, l'enrichissement en TiO_2 , associé à de forts $Cr\#$ dans les spinelles et à de faibles teneurs en NiO dans les olivines, a été décrit comme la signature d'une circulation magmatique et le ré-équilibre des péridotites avec ces magmas (Suhr et Robinson, 1994).

Par conséquent, les caractéristiques chimiques des phases minérales des péridotites de la zone de transition du massif de Sumail pourraient être les témoins de l'imprégnation de cette zone par des liquides magmatiques. Ce processus leur aurait permis d'acquérir leurs caractères chimiques par des réactions associées à une augmentation du rapport liquide/roche, comme l'ont par exemple proposé Godard et al. (2000) et Koga et al. (2001) entre autre.

Les harzburgites du massif de Sumail, appartenant au nouveau segment, se distinguent uniquement des harzburgites des autres massifs (lithosphère en dehors du nouveau segment) par des rapports $Cr\#$ des spinelles très élevés ($49 < Cr\# < 73$; figure 21). Ces péridotites sortent largement du 'trend' d'évolution mantellique par fusion partielle défini par Arai (1990).

Les valeurs élevées de ce rapport sont souvent interprétées comme l'indice de réactions magma/roche typiques des zones de subduction. Cependant, de forts rapports $Cr\#$ ont également été mesurés dans les spinelles des péridotites de la dorsale Est-Pacifique où, il faut le rappeler, l'échantillonnage disponible concerne uniquement les extrémités de propagateur et donc les lithosphères nouvellement créées. Il faut donc rechercher d'autres informations (fugacité d'oxygène, éléments en trace, rapports isotopiques du Sr et du Pb) pour mieux cerner le ou les processus magmatique(s) à l'origine de cette particularité de la lithosphère du nouveau segment.

Les harzburgites à cpx sont les péridotites qui correspondent le mieux au domaine d'évolution mantellique proposé par Arai (1990) (figure 21). Cependant, certaines s'en écartent. Ces péridotites sont situées dans la zone de cisaillement du massif de Wadi Tayin et à proximité de la zone de transition à l'est de ce massif. Ces péridotites sont-elles moins résiduelles que les harzburgites, comme il a été proposé pour les lherzolites décrites dans le massif de Wadi Tayin par Lippard et al. (1986) et dans l'ophiolite de Bay of Islands (Suhr et Robinson, 1994) ? ou ont-elles été refertilisées par réaction avec un magma de type MORB (associée à une diminution du rapport liquide/roche) comme il a été récemment proposé dans le cas de l'ophiolite d'Oman (Godard et al., 2000 et références incluses) ?

Il apparaît donc que la chimie des phases minérales ne permet donc pas d'apporter de réponse directe à l'origine des harzburgites à cpx. Cependant, elle nous permet de bien distinguer les

péridotites de la zone superficielle du manteau lithosphérique, zone de transition et premiers kilomètres de la séquence mantellique du massif de Sumail, et de montrer que ces roches témoignent de réactions avec des magmas. D'un autre côté, elle met en évidence des caractères similaires entre les phases minérales des harzburgites, harzburgites à cpx et dunites de la partie plus profonde du manteau, sans pour autant nous permettre de dire quel sont les processus magmatique à l'origine de ces faciès.

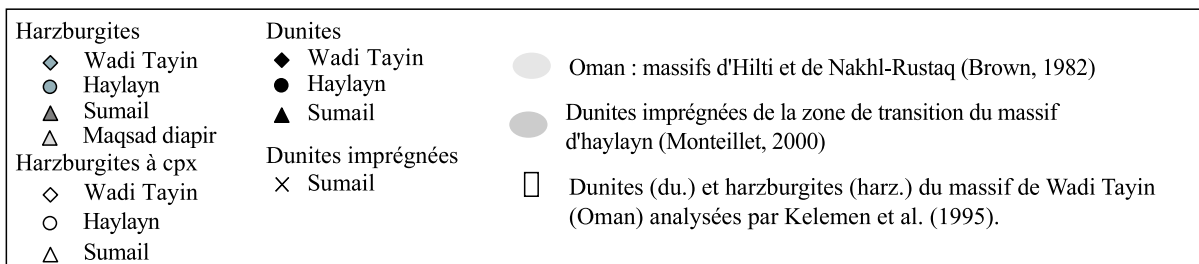
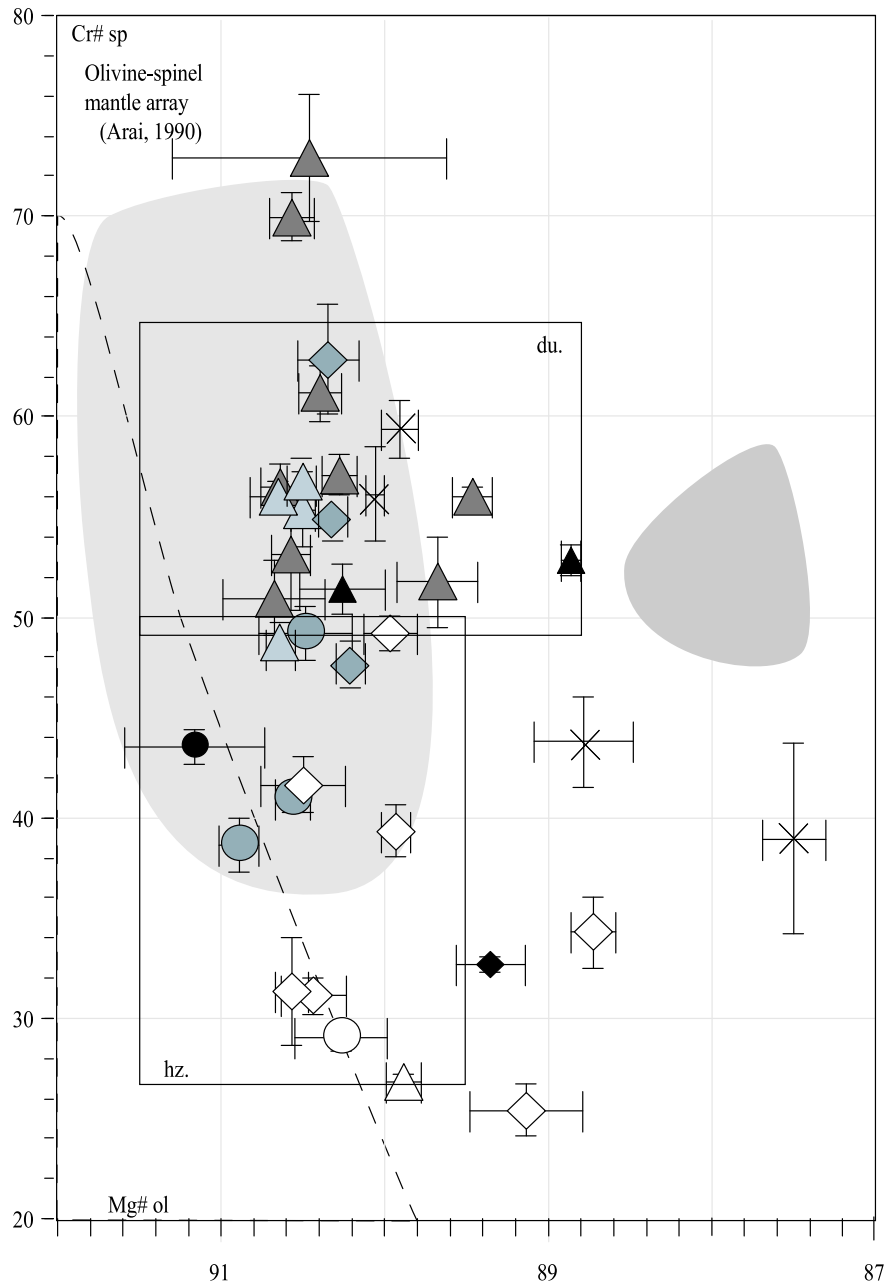


Figure 21 : Position relative des péridotites d'Oman, représentées ici par la composition de leurs olivines (Mg#) et de leur spinelles (Cr#), par rapport au 'trend' d'évolution mantellique olivine-spinelle défini par Arai (1987). Les domaines des dunitites et des harzburgites d'Oman, définis par Kelemen et al. (1995), sont également représentés sur cette figure.

II.3 Thermométrie et fugacité d'oxygène

II.3.1 Thermométrie

II.3.1.1 Introduction

La composition en éléments majeurs des minéraux reflète, entre autres, les conditions de température dans lesquelles ils se sont équilibrés (Deer et al., 1978 ; Jacques et Green, 1980 ; Beccaluva et al., 1984 ; Cabanes et Mercier, 1988). L'étude du chimisme des phases minérales a montré que la composition des pyroxènes témoigne de températures d'équilibrage différentes pour les péridotites étudiées (§II.2.2). L'étude thermométrique réalisée à partir de la composition de ces phases devrait permettre d'apporter des informations sur l'état thermique des différentes structures échantillonnées dans le manteau supérieur (diapir, lithosphère peu profonde du nouveau segment et lithosphère plus profonde hors du nouveau segment). Ainsi, couplées aux données structurales et chimiques, ces informations pourront être interprétées en termes de processus géodynamiques.

A partir des analyses ponctuelles réalisées à la microsonde électronique (service "Microsonde Sud" université Montpellier II) sur la phase hôte des pyroxènes, après processus d'exsolution, nous avons calculé les températures d'équilibre de ces phases à partir de trois thermomètres :

* Un thermomètre basé sur la réaction de transfert du constituant enstatite ($Mg_2Si_2O_6$) entre l'orthopyroxène et le clinopyroxène ($T_{\text{opx-cpx}}$; Brey et Köhler, 1990).

* Un thermomètre utilisant la diffusion du CaO dans l'orthopyroxène ($T_{\text{Ca-in-opx}}$; Brey et Köhler, 1990).

* Un thermomètre basé sur la variation de l' Al_2O_3 dans l'orthopyroxène ($T_{\text{Al-in-opx}}$; Witt-Eickschen et Seck, 1991).

Ces différents géothermomètres, utilisant des éléments dont la variation dépend fortement de la température, sont caractérisés par la vitesse de diffusion de ces éléments. Ainsi, d'après les travaux expérimentaux (Brady et Mc Callister, 1983 ; Sautter et Harte, 1990 ; Dimanov et al., 1996) et les études pétrologiques (Witt-Eickschen et Seck, 1991), l'estimation de l'ordre des coefficients de diffusion est le suivant : $D^{\text{opx-cpx}}(\text{Fe-Mg}) > D^{\text{opx}}(\text{Ca}) \gg D^{\text{opx}}(\text{Al})$. L'interprétation des résultats obtenus (table 4) devra prendre en compte la cinétique de diffusion des éléments utilisés par les géothermomètres.

II.3.1.2 Contrainte préliminaire

L'étude pétrologique permet d'apporter une contrainte préliminaire à notre étude thermométrique par la forme des exsolutions dans les pyroxènes.

Nous avons vu dans la description pétrologique (§II.1.2) que les exsolutions dans les orthopyroxènes ont une forme et une répartition non homogène : dans les orthopyroxènes des péridotites des massifs de Haylayn et Wadi Tayin (partie inférieure du manteau lithosphérique) il existe deux types d'exsolutions (les fines et les larges) alors que dans le massif de Sumail (partie supérieure du manteau) il n'en existe qu'un seul type (les fines) (Planche IV).

La formation des exsolutions est un phénomène de basse température (800-900°C), rapide, qui se produit lorsque la diffusion des éléments ne peut plus se faire de façon homogène entre les orthopyroxènes et les clinopyroxènes voisins.

Elle est donc favorisée lorsque le refroidissement est rapide, lorsque les échanges cationiques minéraux/minéraux sont trop importants, et lorsque la roche est très pauvre en clinopyroxènes.

La forme des exsolutions est aussi dépendante de la cinétique de refroidissement : plus celle-ci est rapide, plus les exsolutions seront petites et *vice versa*.

A l'inverse, un réchauffement remobilise les exsolutions. Celles-ci s'amincissent jusqu'à disparaître si l'événement thermique est suffisamment intense et/ou s'il dure longtemps.

Ainsi nos observations des exsolutions dans les orthopyroxènes permettent de dire que :

La présence des larges exsolutions dans les orthopyroxènes des péridotites d'Haylayn et de Wadi Tayin (Planche IV), situées en dehors du nouveau segment de dorsale, témoigne d'un refroidissement relativement lent de la lithosphère que nous qualifierons d'évolution thermique 'normale' du manteau en dehors de l'axe de la dorsale.

La présence des exsolutions très fines dans tous les orthopyroxènes (Planche IV) témoigne soit d'un épisode de refroidissement rapide, limitant le développement des exsolutions, soit d'un épisode de réchauffement, ayant permis la remobilisation des larges exsolutions.

Par conséquent, la présence des deux types d'exsolutions dans les orthopyroxènes des péridotites des massifs d'Haylayn et de Wadi Tayin (Planche IV) peut signifier l'enregistrement de plusieurs événements thermiques se succédant dans le temps : évolution

thermique 'normale' du manteau en dehors de l'axe de la dorsale, puis refroidissement brutal ou réchauffement partiel.

La présence exclusive d'exsolutions fines dans les orthopyroxènes des péridotites de Sumail (Planche IV) indique soit que la lithosphère de ce massif s'est refroidie très brutalement, soit qu'elle a subi un réchauffement suffisamment intense pour modifier toutes les exsolutions.

II.3.1.3 Résultats

Les températures obtenues avec les trois thermomètres sont reportées en table 3, dans le tableau de la figure 22, et représentées en carte sur les figures 22 a, b et c.

*Les températures calculées avec le thermomètre opx-cpx sont plus élevées dans les péridotites du massif de Sumail ($T^{\circ}_{\text{moy}}=1000^{\circ}\text{C}\pm 100$), à l'exception de celles du diapir de Maqsad, que dans celles des massifs de Wadi Tayin et d'Haylayn ($T^{\circ}_{\text{moy}}=800^{\circ}\text{C}\pm 100$).

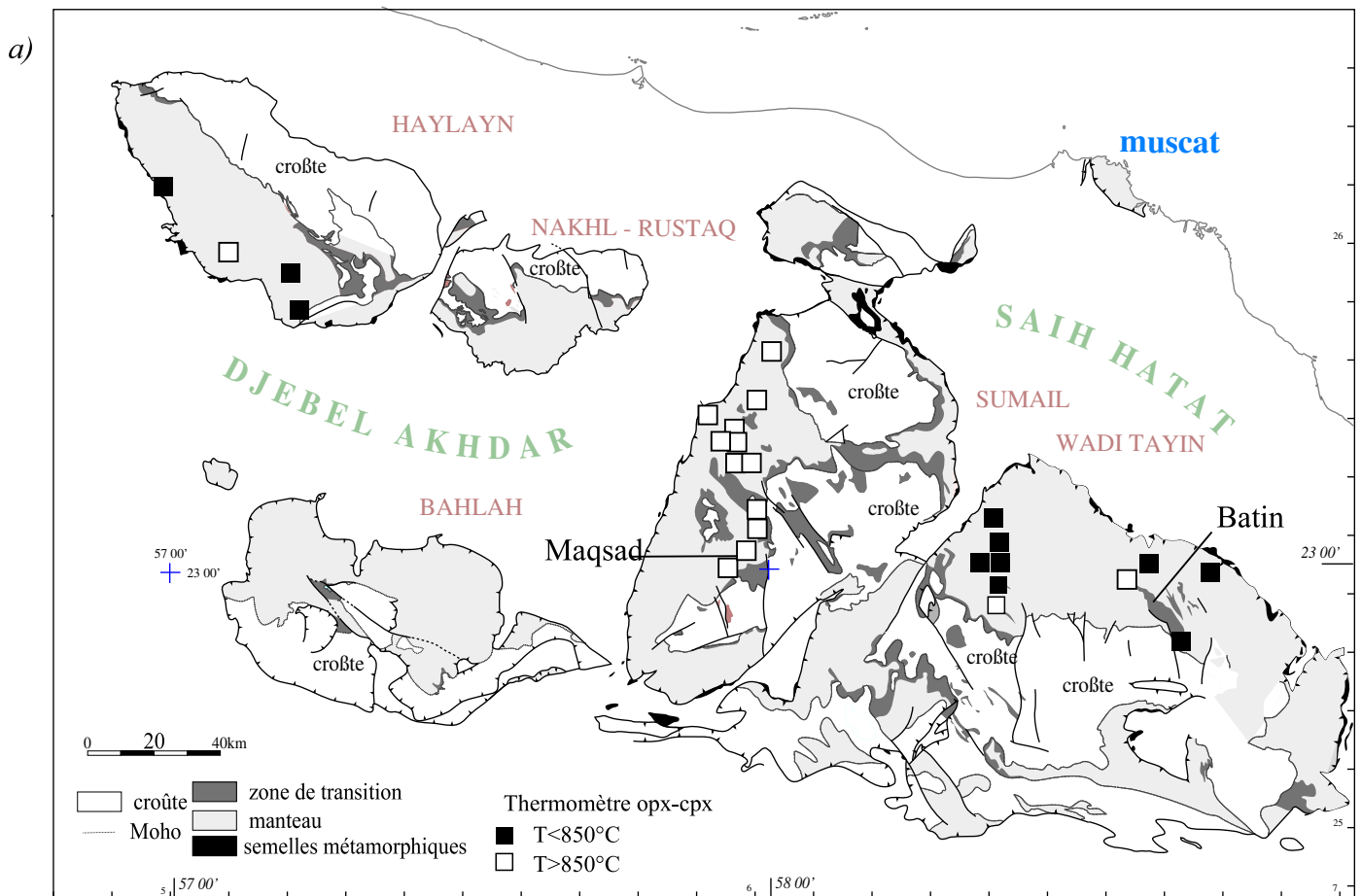
*Les températures calculées avec le thermomètre Ca-in-opx sont également plus élevées dans les péridotites du massif de Sumail et du diapir de Maqsad ($T^{\circ}_{\text{moy}}=1060^{\circ}\text{C}\pm 100$) que dans les péridotites du massif de Wadi Tayin ($T^{\circ}_{\text{moy}}=940^{\circ}\text{C}\pm 60$). Par contre, avec ce thermomètre les températures enregistrées par les péridotites du massif d'Haylayn ($T^{\circ}_{\text{moy}}=1050^{\circ}\text{C}\pm 100$) sont semblables à celles du massif de Sumail.

*A l'inverse, les températures calculées avec le thermomètre Al-in-opx sont moins élevées dans les péridotites de Sumail ($T^{\circ}_{\text{moy}}=950^{\circ}\text{C}\pm 90$) et du diapir de Maqsad que celles enregistrées par les péridotites des massifs de Wadi Tayin et d'Haylayn ($T^{\circ}_{\text{moy}}=1000^{\circ}\text{C}\pm 100$).

*Plusieurs remarques sont à faire concernant les résultats obtenus :

1) Les températures obtenues pour le massif d'Haylayn avec les thermomètres Ca-in-opx et Al-in-opx sont semblables alors que les deux thermomètres utilisent des éléments dont les coefficients de diffusion sont très différents : le calcium diffuse beaucoup plus vite que l'aluminium dans l'orthopyroxène (§II.3.1.1).

2) Dans le cas du massif de Sumail, les températures obtenues (tableau figure 22) se recouvrent dans la marge d'erreur, qui est assez importante. Cet effet est dû aux températures calculées pour la harzburgite à cpx (99OL39) qui sont largement supérieures à celles obtenues pour les harzburgites. En ne prenant pas en compte la harzburgite à cpx, pétrologiquement différente des échantillons considérés pour le massif de Sumail, les températures moyennes alors obtenues pour ce massif, moins dispersées, sont plus faibles avec le thermomètre Al-in-opx (926 ± 45) qu'avec les deux autres ($T_{\text{opx-cpx}}=984\pm 63$; $T_{\text{Ca-in-opx}}=1056\pm 60$). Or l'aluminium dans l'orthopyroxène est, parmi les éléments considérés, celui qui a le plus faible coefficient



	Echantillon	Topx-cpx (°C) ¹	s	Moyenne	T _{Ca-in-opx} (°C) ²	s	Moyenne	T _{Al-in-opx} (°C) ³	s	Moyenne
Maqsad diapir	95OD92	860	±10		1100	±70		970	±10	
Maqsad diapir	93OF22	850	±10		1130	±30		970	±30	
Sumail hz.	98OA1	930	±25		1030	±70		920	±55	
Sumail hz.	93OA31	980	±20		1000	±30		895	±10	
Sumail hz.	93OA22	970	±20		1030	±60		860	±40	
Sumail hz.	99OL26	1120	±60	988 984	1170	±40	1060 1056	970	±20	950 926
Sumail hz.	99OL27	960	±30	±100 ±63	1105	±40	±100 ±60	965	±25	±90 ±45
Sumail hz.	99OL48b	1030	±10		980	±70		860	±30	
Sumail hz.	99OL34	1000	±30		1060	±50		960	±10	
Sumail hz.	99OL54b	970	±5		1100	±30		960	±10	
Sumail hz.	99OL47a	900	±30		1030	±60		950	±35	
Sumail hz. à cpx	99OL39	1020	±110		1110	±100		1130	±55	
Haylayn hz.	96OA116	760	±40		1020	±100		990	±80	
Haylayn hz.	96OF41	770	±40	830	990	±90	1050	1040	±10	1050
Haylayn hz.	96OF21	830	±70	±150	1020	±80	±100	1040	±40	±100
Haylayn hz. à cpx	96OA72	980	±20		1165	±40		1150	±20	
Wadi Tayin hz. diapir	99OL11	1350	±10		850	±90		840	±60	
Wadi Tayin hz.	94OE27	750	±14		1003	±60		998	±25	
Wadi Tayin hz.	94OE30	850	±3		1015	±140		1001	±8	
Wadi Tayin hz. à cpx	93OB131	790	±30		945	±60		980	±80	
Wadi Tayin hz. à cpx	94OE13	710	±5	750	950	±30	940	940	±30	1000
Wadi Tayin hz. à cpx	94OE20	720	±50	±150	930	±75	±60	960	±10	±60
Wadi Tayin hz. à cpx	OMB14	815	±15		950	±100		1020	±30	
Wadi Tayin hz. à cpx	94OE22	600	±150		890	±130		1015	±35	
Wadi Tayin hz. à cpx	94OE17	705	±60		960	±80		960	±60	
Wadi Tayin hz. à cpx	99OL3	805	±10		900	±40		990	±50	

¹ thermomètre basé sur le transfert du constituant enstatite entre l'orthopyroxène et le clinopyroxène (Brey et Kohler, 1990).

² thermomètre basé sur les variations du CaO dans les opx (Brey et Kohler, 1990).

³ thermomètre basé sur les variations de l'Al₂O₃ dans les opx (Witt-Eickschen et Seck, 1991).

Figure 22 : Etude thermométrique des péridotites d'Oman. Dans le tableau sont reportés les résultats obtenus avec les trois thermomètres utilisés ainsi que l'erreur, calculée de façon linéaire, sur les températures.

Les cartes représentent la répartition des températures calculées à partir du thermomètre opx-cpx (a),

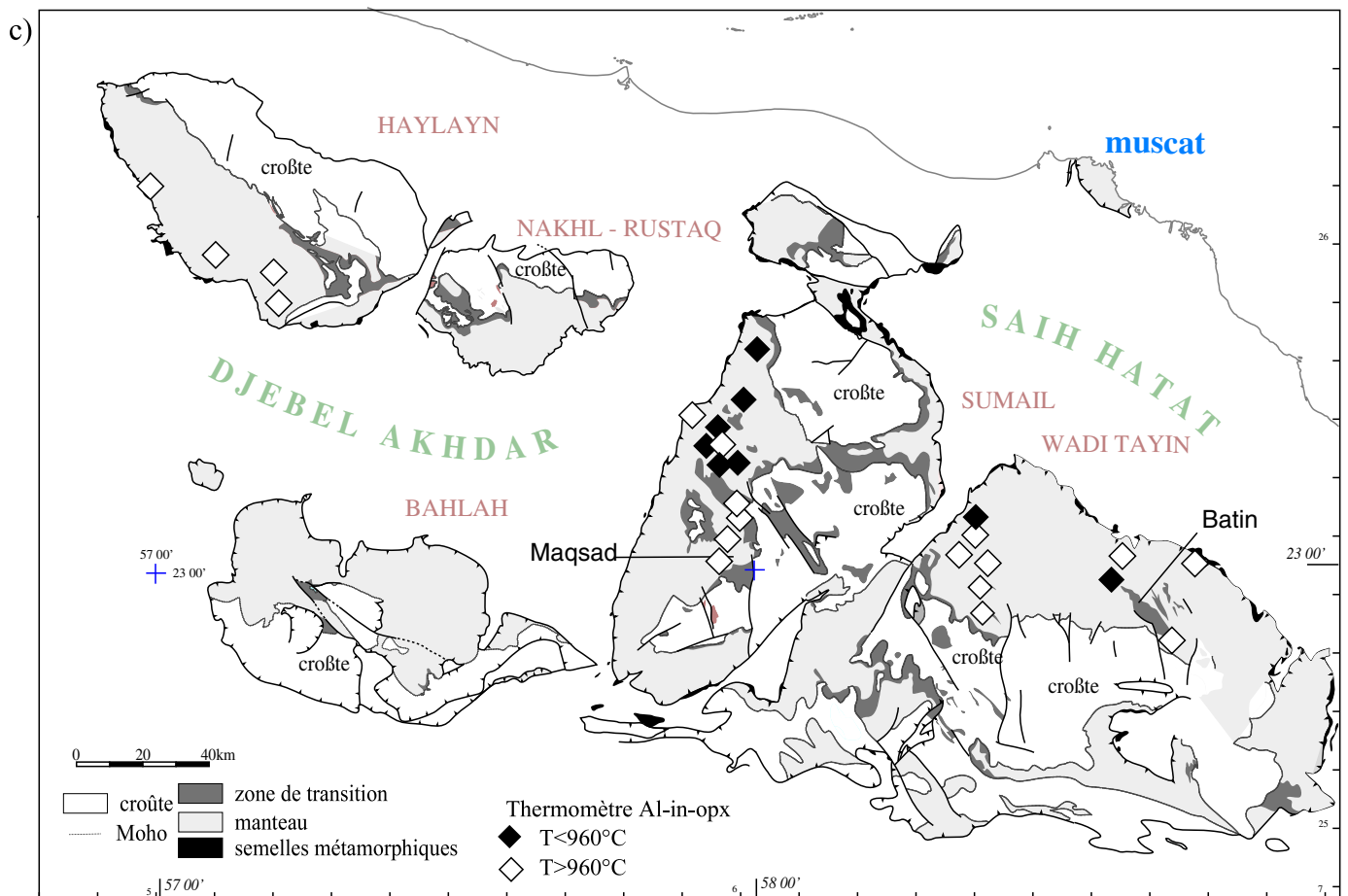
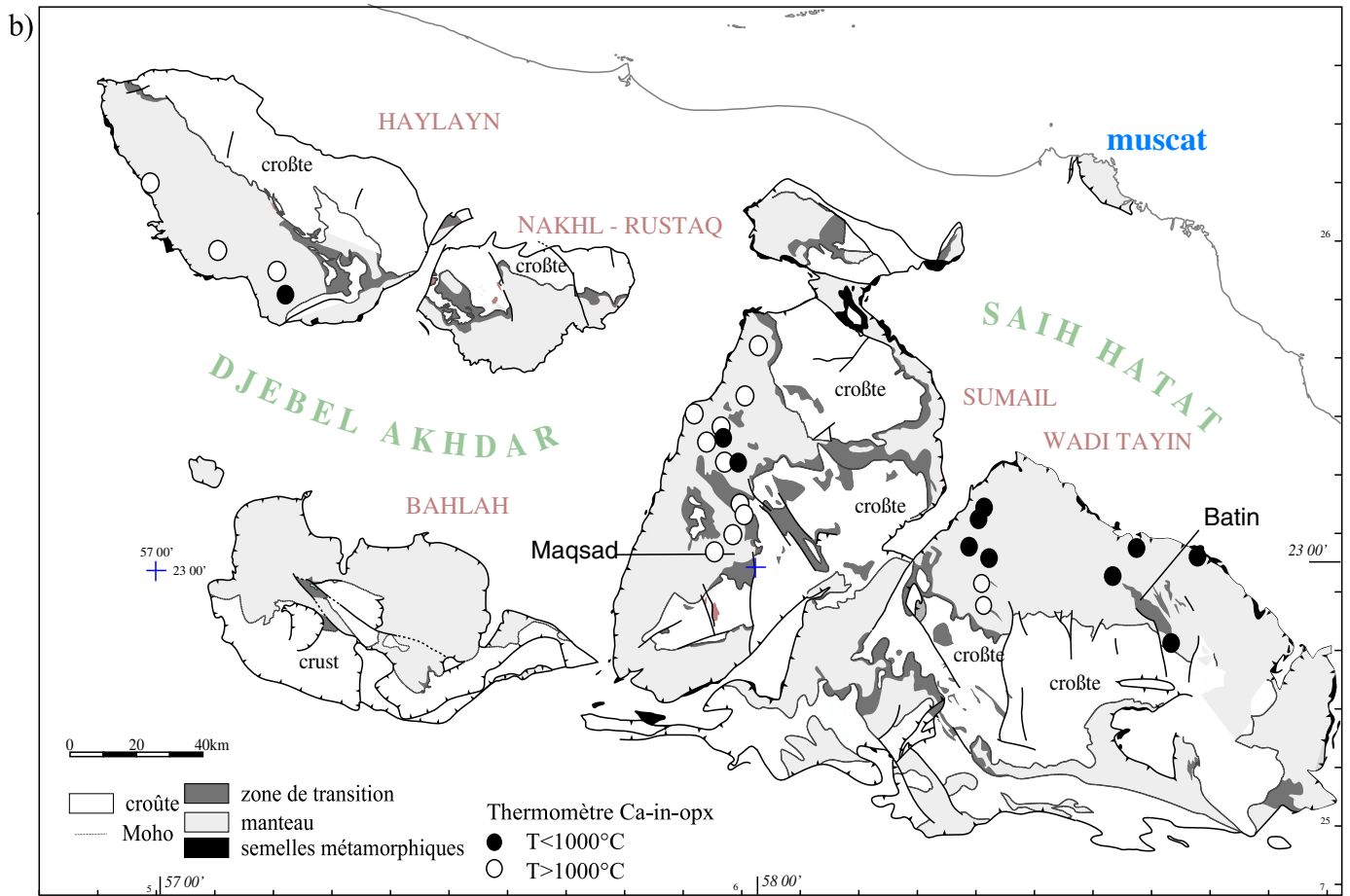


Figure 22

de diffusion. Son rééquilibrage au cours d'une évolution thermique est donc le plus lent.

3) Les températures obtenues pour les deux péridotites du diapir de Maqsad sont plus élevées avec le thermomètre Ca-in-opx que celles obtenues avec le thermomètre Al-in-opx. Les températures les plus basses pour ces deux péridotites ont été obtenues avec le thermomètre opx-cpx, alors que la cinétique de diffusion des éléments utilisés par ce dernier est plus rapide.

II.3.1.4 Discussion

D'après les études structurales, nous savons que l'ophiolite d'Oman, notamment les massifs du sud, ont subi des événements tectoniques liés à des gradients thermiques particuliers : accréation océanique, maturation de la lithosphère, ouverture d'un nouvel axe d'expansion et détachement. Les péridotites de ces massifs ont donc enregistré des températures de blocage liées à ces événements tectoniques. Ce sont celles-ci que nous avons calculées à l'aide de trois thermomètres dans les pyroxènes.

Nous allons donc raisonner en fonction de la cinétique de diffusion des éléments utilisés dans les thermomètres, de l'ordre estimé des coefficients de diffusion de ces éléments, et des principaux événements tectoniques et thermiques enregistrés par les massifs étudiés (figure 23).

Par connaissance des événements tectoniques, et de leur ordre chronologique, nous pouvons tracer un schéma de l'évolution thermique des massifs du sud de l'ophiolite (en gras sur la figure 23). Par rapport à ce schéma, nous pouvons aussi tracer des courbes empiriques et comparatives de l'évolution des températures enregistrées par les pyroxènes en fonction de la cinétique et de l'ordre des coefficients de diffusion des éléments considérés par les thermomètres que nous avons utilisés. Ainsi, sur ces dernières courbes, nous pouvons replacer les trois massifs étudiés à l'aide des températures calculées à partir des pyroxènes et des différences de températures obtenues avec les thermomètres. Nous pouvons dès lors interpréter les températures calculées en fonction des événements tectoniques observés dans les massifs :

Compte tenu de leurs températures de blocage, les massifs d'Haylayn et de Wadi Tayin (leurs échantillons sont situés en dehors du nouveau segment de dorsale) peuvent être placés dans 3 situations thermiques différentes.

1) La lithosphère des massifs d'Haylayn et de Wadi Tayin est en refroidissement depuis sa création à la dorsale (figure 23 A ; Haylayn1, Wadi Tayin1). Les températures mesurées avec

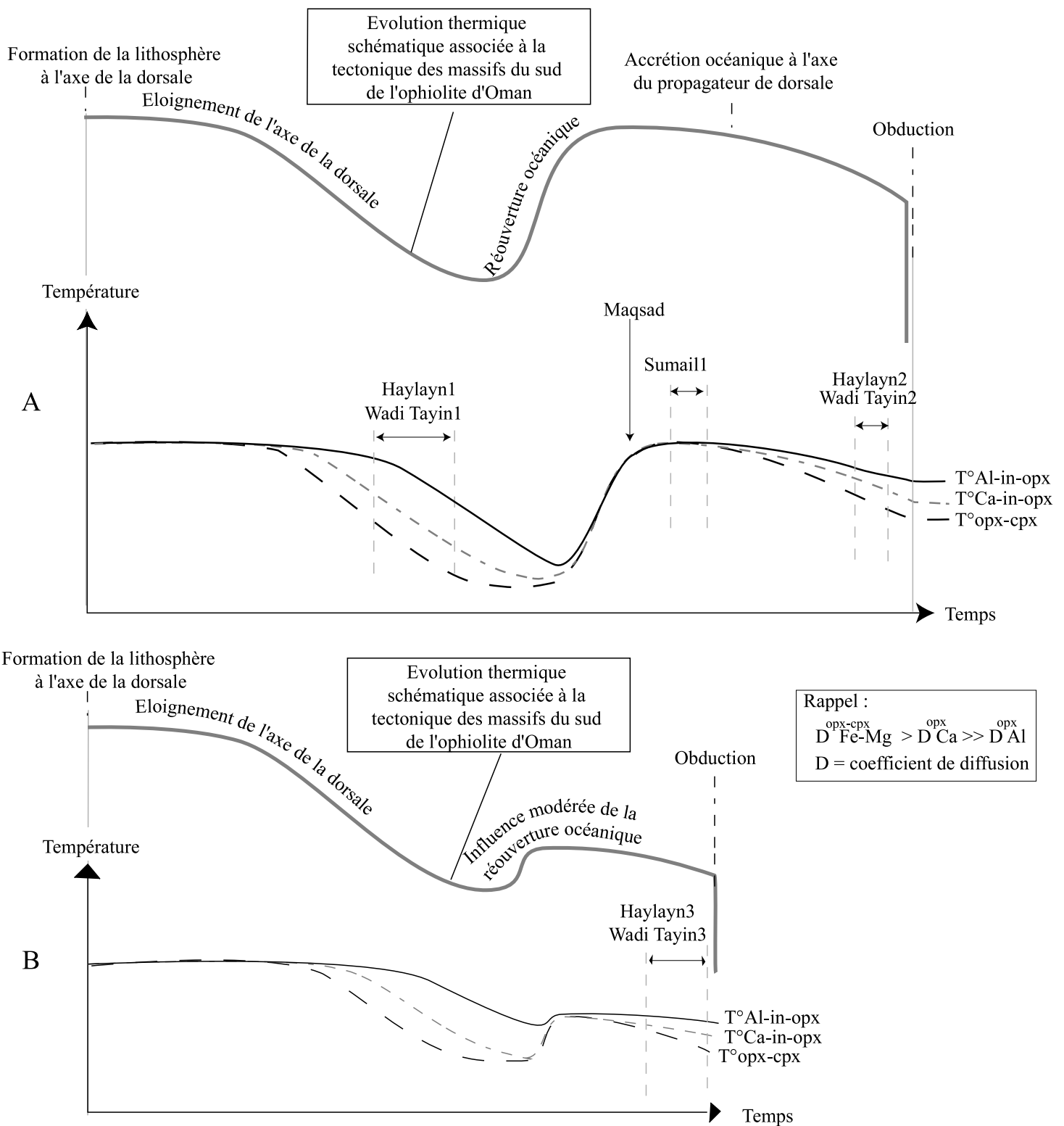


Figure 23 : Interprétation schématique des moyennes des températures de blocage calculées pour les trois massifs étudiés en fonction :

des contraintes thermiques apportées par l'histoire tectonique enregistrée par les massifs du sud de l'ophiolite d'Oman (courbe grise épaisse).

des courbes théoriques de diffusion des éléments dans les pyroxènes, utilisés par les thermomètres ayant servi à cette étude (courbes noires fines continues et en pointillés et courbe grise en pointillés). Ces courbes sont tracées à partir de l'ordre estimé des coefficients de diffusion du couple Fe-Mg entre les pyroxènes, de l'aluminium et du calcium dans l'orthopyroxène (Brady et Mc Allister, 1983 ; Sautter et Harte, 1990 ; Witt-Eickschen et Seck, 1991 ; Dimanov et al., 1996).

Sur ces courbes ont été replacés les différents massifs en fonction des températures obtenues à partir des trois thermomètres ($T^{\circ}\text{opx-cpx}$, $T^{\circ}\text{Ca-in-opx}$ et $T^{\circ}\text{Al-in-opx}$).

les trois thermomètres sont alors des températures liées à la maturation de la lithosphère depuis sa création.

2) La lithosphère de ces massifs a été réchauffée par l'activité magmatique liée à l'ouverture du nouvel axe d'expansion. Les températures enregistrées témoignent, dans ce cas, du refroidissement depuis cet événement (figure 23 A ; Haylayn2, Wadi Tayin2).

3) La lithosphère de ces massifs n'a été que partiellement réchauffée par l'activité magmatique liée à la réouverture océanique compte tenu de l'éloignement des échantillons par rapport au nouveau centre d'accrétion (figure 23 B ; Haylayn3, Wadi Tayin3). Dans ce cas, l'onde de chaleur qui se propage depuis celui-ci ne permet que le rééquilibrage du CaO dans les orthopyroxènes et le transfert du constituant enstatite entre les deux pyroxènes, car leur cinétique de diffusion est rapide. L'Al₂O₃ dans les orthopyroxènes, compte tenu de sa faible cinétique de diffusion, n'est pas affecté. Par conséquent, les températures mesurées avec le thermomètre Al-in-opx sont des températures liées à la maturation de la lithosphère depuis sa création, alors que celles obtenues avec les thermomètres Ca-in-opx et opx-cpx sont liées au refroidissement de la lithosphère après un réchauffement partiel.

Il existe une seule situation thermique pour le massif de Sumail (situé dans le nouveau segment de dorsale), compte tenu des températures de blocage obtenues avec les différents thermomètres.

La lithosphère du massif de Sumail a été créée récemment au centre d'accrétion du diapir de Maqsad (figure23A ; Sumail1), et elle se trouve au tout début de son refroidissement. Cependant, dans cette situation, les températures calculées avec le thermomètre Al-in-opx devraient être parmi les plus élevées (situation Haylayn1 et Wadi Tayin1 de la figure 23) puisque le coefficient de diffusion de l'aluminium dans l'orthopyroxène est nettement inférieur à celui des autres éléments considérés. Or, les températures mesurées avec le thermomètre Al-in-opx sont parmi les plus basses pour ce massif.

Toutefois, il est probable que circulation de magmas asthénosphériques à travers les péridotites de la lithosphère mantellique située à proximité de l'axe du centre d'accrétion (§II.2.5) ait pu entraîner un déséquilibre chimique de leur phases minérales qui pourrait rendre incohérente les données thermométriques, basées normalement sur des compositions de minéraux à l'équilibre, pour les échantillons du massif de Sumail.

Il existe une seule situation thermique pour le diapir de Maqsad (figure 23A) compte tenu des températures de blocage mesurées dans les pyroxènes à l'aide des trois thermomètres. Cependant, ces résultats posent un problème car ils impliquent que le diapir de Maqsad est

dans une situation de début de refroidissement après un réchauffement (figure 23A), alors que les données structurales (Jousselin et al., 1998) montrent que cette structure était le centre d'expansion actif (enregistrement d'une déformation asthénosphérique dans cette zone) du nouveau segment de dorsale, avant le détachement.

Toutefois, les données en éléments en trace obtenues sur des péridotites du diapir de Maqsad (Godard et al. 2000) indiquent qu'il est le lieu d'interactions liquides-roches intenses associées à l'infiltration des liquides asthénosphériques.

Il est donc possible que les pyroxènes des péridotites du diapir de Maqsad soient en déséquilibre chimique en conséquence des réactions magmatiques entretenues par l'arrivée en continu des liquides asthénosphériques dans cette structure. De ce fait, les résultats thermométriques obtenus à partir de mesures sur la phase hôte des pyroxènes des péridotites du diapir de Maqsad sont probablement incohérents, ce qui rejoint l'hypothèse proposée pour la lithosphère du massif de Sumail.

A partir de toutes ces hypothèses et de la contrainte préliminaire, si nous nous replaçons dans le contexte géographique et structural (figure 22 et figure 4), nous pouvons envisager que :

La lithosphère du massif de Sumail, créée au centre d'expansion du diapir de Maqsad, est au tout début de son refroidissement au moment de détachement intra-océanique, comme l'indique les exsolutions fines (Planche IV) que possèdent les pyroxènes de nos échantillons. Le désaccord des températures de blocage calculées à partir du thermomètre Al-in-opx pourrait simplement résulter du déséquilibre chimique occasionné par la circulation des magmas convergeant vers l'axe de la dorsale. Cette hypothèse serait en accord avec les observations faites sur la composition chimique des phases minérales (§II.2) qui indiquent que les péridotites du massif de Sumail ont réagi avec des liquides magmatiques.

La lithosphère du massif de Wadi Tayin se trouve assez éloignée du nouvel axe d'expansion (figure 4 et 6bis). Nous pouvons donc considérer que cette lithosphère est soit en refroidissement depuis sa création, soit légèrement affectée par le réchauffement lié à l'activité magmatique. Cependant, nous avons vu que les pyroxènes des échantillons analysés possèdent les deux types d'exsolutions (Planche IV), larges (refroidissement lent) et fines (réchauffement ou refroidissement brutal). De plus, les phases minérales des échantillons de Wadi Tayin possèdent certaines caractéristiques qui témoignent de réactions avec des liquides magmatiques (§II.2). Ces deux informations permettent de favoriser l'hypothèse du réchauffement partiel de la lithosphère de Wadi Tayin (Figure 23B ; Wadi Tayin3) et la remobilisation incomplète des exsolutions.

En ce qui concerne le massif d'Haylayn, sa situation est plus compliquée. Sur la carte structurale (figure 4 et 6bis), ce massif se trouve en avant de la terminaison du nouveau segment et donc assez loin du centre d'expansion de Maqsad. Cependant, nos échantillons proviennent de zones situées à proximité de l'extrémité du nouveau segment, et de deux diapirs.

Si ces diapirs ont été actifs au moment de la réouverture océanique, alors la lithosphère de Haylayn a été entièrement réchauffée et les températures mesurées témoignent du refroidissement après cet événement thermique (figure 23A Haylayn2). Les deux types d'exsolutions également visibles dans les pyroxènes des échantillons de ce massif indiquent le réchauffement (exsolutions fines) puis le refroidissement lent dû à la maturation de la lithosphère (larges exsolutions) interrompue par le détachement. Cependant, cette hypothèse est en désaccord avec la chronologie des événements, puisque le détachement intra-océanique a interrompu le processus de réouverture océanique avant que la phase de maturation lithosphérique ne débute.

Si l'extrémité du nouveau segment est dépourvu d'activité magmatique, alors :

La lithosphère du massif d'Haylayn n'est que partiellement réchauffée par l'activité magmatique du centre d'expansion (Maqsad) du nouveau segment de dorsale (Figure 23B Haylayn3). Les deux types d'exsolutions indiquent d'abord le refroidissement (larges exsolutions) lorsque la lithosphère s'éloigne de l'axe de la dorsale qui l'a créé, puis le réchauffement (exsolutions fines) lié à la réouverture océanique voisine.

Ou la lithosphère du massif d'Haylayn n'a pas été affectée par l'activité magmatique au centre d'expansion de Maqsad du fait de son éloignement (figure 23B Haylayn1). Les deux types d'exsolutions indiquent tout simplement le refroidissement (larges exsolutions) lié à la maturation de la lithosphère puis le refroidissement brutal (fines exsolutions) dû au détachement.

Les mesures de températures de blocage obtenues pour les deux péridotites du diapir de Maqsad sont à considérer avec d'extrêmes précautions du fait de leur faible nombre, ainsi que de l'activité magmatique intense (nombreuses réactions et précipitation de plusieurs générations de clinopyroxènes) dont cette zone a été le lieu jusqu'au détachement, et qui rendent l'étude thermométrique de cette structure peu évidente.

II.3.2 Fugacité d'oxygène

II.3.2.1 Introduction

La détermination de la fugacité d'oxygène dans le manteau supérieur revient à déterminer son degré d'oxydation. Ce processus résulte de l'interaction entre les roches du manteau supérieur et des fluides mantelliques composés, entre autre, de CO₂ et de H₂O (Eggler, 1987 ; Wood et Virgo, 1989). Dans certains contextes, le manteau supérieur est caractérisé par un degré d'oxydation précis : alors que les péridotites abyssales ont plutôt un degré d'oxydation négatif (Bryndzia et Wood, 1990), les péridotites d'arc ont, quant à elles, un degré d'oxydation élevé (Parkinson et Arculus, 1999) qui signe la contribution de la plaque subductée. Par conséquent, dans les zones de subduction, le degré d'oxydation est couplé aux interactions magmas-roches-eau de mer subies par le manteau supérieur (Mattioli et al., 1989 ; Ballhaus et al., 1991).

Caractériser la fugacité d'oxygène dans les péridotites d'Oman complète l'étude thermométrique dans le sens où nous pourrions voir si l'interaction liquide/roche mise en évidence à l'axe de la ride est suffisamment importante pour perturber le degré d'oxydation du manteau supérieur.

Pour cela, nous avons utilisé la méthode de Baillhaus et al. (1990) qui permet de calculer la fugacité d'oxygène sur des couples olivine-spinelle, ainsi que la température d'équilibre de la roche, à partir de la réaction : $6\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{O}_2 = 3\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6 + 2\text{Fe}_3\text{O}_4$

Ces auteurs proposent un thermomètre olivine-spinelle pour estimer la température d'équilibre des roches. C'est celui que nous avons choisi pour mesurer la fugacité d'oxygène. L'avantage de ce thermomètre olivine-spinelle est que nous avons pu mesurer la température d'équilibre et la fugacité d'oxygène dans les dunités.

La précision du calcul de la fugacité d'oxygène dans les roches réside dans la détermination précise du Fe³⁺ dans les spinelles. Pour cette mesure, nous avons utilisé une méthode de normalisation stoechiométrique basée sur l'occupation des sites cristallographiques dans les spinelles proposée par Deer et al. (1992).

II.3.2.2 Résultats

Les mesures de fugacité d'oxygène dans les péridotites d'Oman sont reportées, sur la figure 24, normalisées par rapport au tampon FMQ (Fayalite-Magnetite-Quartz) [$\Delta\log f_{O_2}(\text{FMQ})$] (O'Neill, 1987).

Les données en fugacité d'oxygène reportées en fonction du rapport Cr# dans les spinelles montrent que la majorité des péridotites d'Oman possèdent des degrés d'oxydation proches de ceux des péridotites abyssales ($\Delta\log f_{O_2}(\text{FMQ}) < 0,5$).

Cependant, alors que les péridotites des massifs de Wadi Tayin et d'Haylayn sont semblables aux péridotites abyssales des dorsales Médio-Atlantique, Indienne et Amérique-Antarctique (Bryndzia et Wood, 1990), les péridotites du massif de Sumail et des diapirs de Maqsad et de Batin sortent de ce champ (Cr# plus fort et $\Delta\log f_{O_2}(\text{FMQ})$ légèrement plus élevé en moyenne) sans pour autant avoir des valeurs de fugacité d'oxygène comparable à celles des péridotites d'Arc (Parkinson et Arculus, 1999).

Le degré de fugacité d'oxygène est un caractère chimique qui est corrélé négativement à la proportion modale en clinopyroxènes des roches mantelliques et donc au degré de fusion partielle qu'elles ont subi (Mattioli et al., 1989). Pour ces auteurs il existe également une relation entre le caractère réfractaire des roches mantelliques et la circulation en système ouvert dans le manteau de fluides oxydants riches en éléments volatils: ceux-ci tendraient à augmenter le taux de fusion partielle, ainsi qu'à oxyder le manteau résiduel. De plus, les roches les plus réfractaires sont plus facilement oxydées par ces fluides.

Les valeurs de fugacité d'oxygène que nous avons mesurées sont plutôt semblables à celles des péridotites du bassin avant-arc d'IBM (Parkinson et Pearce, 1998) (ces dernières étant à cheval sur les domaines des péridotites abyssales et des péridotites d'arc), où un fort degré d'interaction liquide/roche a été mis en évidence.

Par conséquent, les valeurs de fugacité d'oxygène des péridotites d'Oman montrent que :

Soit la lithosphère mantellique exposée dans le massif de Sumail (nouveau segment de dorsale) est issue d'un degré de fusion partielle plus élevé que le manteau des autres massifs et à réagit de façon plus importante avec des liquides magmatiques oxydants.

Soit le manteau du massif de Sumail est le seul à témoigner de l'interaction avec des liquides magmatiques oxydants riches en éléments volatils.

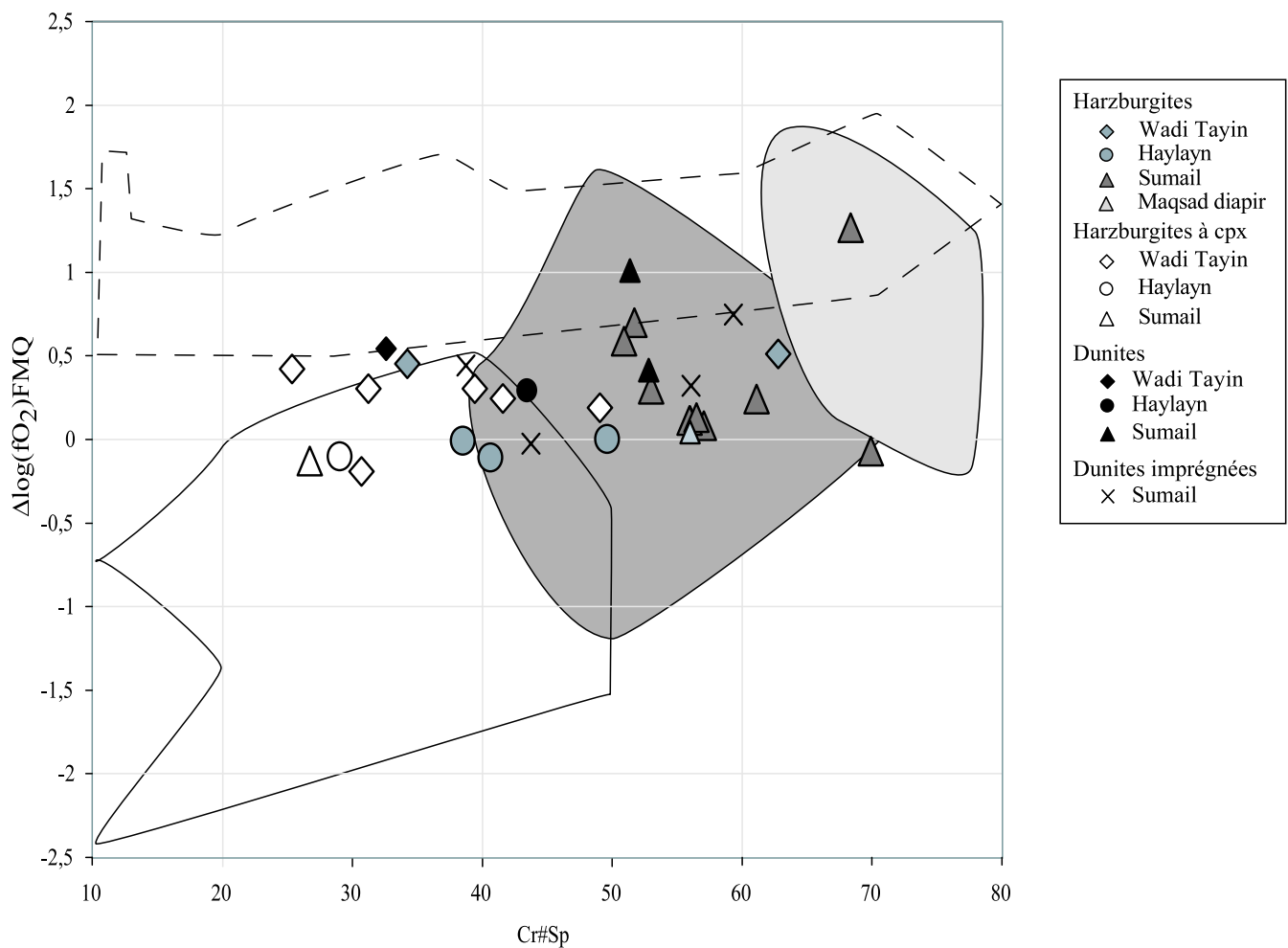


Figure 24 : variation du $\Delta \log fO_2$ (FMQ) en fonction du rapport Cr# dans les spinelles dans les péridotites d'Oman.

Sont également reportés les champs des harzburgites (gris foncé) et des dunités (gris clair) du bassin avant-arc d'IBM (Parkinson et Pearce, 1998), ainsi que celui des péridotites abyssales des dorsales Médio-Atlantique, Indienne et Amérique-Antarctique (trait plein) (Bryndzia et Wood, 1990) et celui des péridotites d'arc (trait pointillé) (Parkinson et Arculus, 1999).

Les équations utilisées pour le calcul de la température à partir du thermomètre olivine-spinelle et de la fugacité d'oxygène dans les péridotites de cette étude sont celles établies par Ballhaus et al. (1990).

L'estimation du Fe^{3+} dans les spinelles a été réalisée par normalisation stoechiométrique d'après la méthode de Deer et al. (1992).

Pour toutes les péridotites, une pression de 1GPa a été utilisée pour le calcul de la fugacité d'oxygène.

II.4 En résumé

Notre étude pétrologique nous a conduit à identifier deux grands domaines structuraux :

* **La lithosphère hors du nouveau segment (massifs de Wadi Tayin et d'Haylayn).** Elle est composée de harzburgites, de harzburgites à cpx et de dunités. La répartition des deux faciès de harzburgites pose un problème : elle est identique dans la séquence mantellique (figure 11).

L'origine des harzburgites est également ambiguë. D'un côté, les deux faciès semblent résulter d'une simple variation du degré de fusion partielle : certains caractères chimiques des phases minérales (par ex. olivines et spinelles) sont plus fertiles dans les harzburgites à cpx, et celles-ci ont une plus forte proportion de clinopyroxènes. D'un autre côté, certains caractères chimiques des phases minérales (par ex. pyroxènes) sont semblables entre les deux faciès, et semblent indiquer des interactions avec des liquides magmatiques (§II.2).

L'étude thermométrique (§II.3.1) indique que ces deux lithosphères semblent avoir été réchauffées partiellement par l'activité magmatique liée à la réouverture océanique.

* **La lithosphère du nouveau segment (massif de Sumail).** Elle est composée essentiellement de harzburgites, de dunités et de dunités imprégnées. Elle se différencie de celle des deux autres massifs par le fait qu'elle ne comprend que la zone supérieure du manteau lithosphérique et une importante zone de transition. Ses péridotites se distinguent par des compositions minéralogiques qui montrent des signes de réactions avec les liquides magmatiques oxydants ascendants vers l'axe de la dorsale (§II.2). Ce processus, qui se superpose à celui de la fusion partielle, serait également à l'origine de la très légère augmentation du degré d'oxydation qui caractérise ces roches et des forts rapports Cr# des spinelles. La valeur élevée de ces derniers n'est peut être donc pas un simple effet de la température.

L'étude thermométrique (§II.3.1) suggère que la lithosphère du massif de Sumail est au tout début de son refroidissement lors du détachement intra-océanique. Cette hypothèse est appuyée par la présence des seules d'exsolutions fines dans les pyroxènes des harzburgites du massif de Sumail. L'ordre de grandeur des températures obtenues avec les différents thermomètres montre cependant un déséquilibre chimique qui suggère que la lithosphère du massif de Sumail a réagi avec les magmas convergeant vers l'axe de la dorsale. Cette information s'accorde avec les observations faites à partir de la chimie des minéraux et du calcul du degré d'oxydation. Ensemble, ces résultats permettent de mieux envisager les effets de la réouverture océanique.

Remerciements

Je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont aidée tout au long de cette étude :

Enorme merci à Françoise Boudier pour m'avoir emmenée dans ce merveilleux pays qu'est l'Oman et de m'avoir fait partager son enthousiasme et son savoir faire sur le terrain, de m'avoir donné les moyens de réaliser ce travail, de m'avoir aidée lorsqu'il le fallait, et de m'avoir fait confiance jusqu'à la fin malgré mon éloignement.

Enorme merci également à Marguerite Godard pour sa collaboration dans l'acquisition des données en éléments en trace et pour m'avoir transmis son expérience, pour son initiation à la modélisation géochimique, pour sa disponibilité à écouter mes divagations géochimiques, et pour son aide précieuse dans la rédaction de ce manuscrit (même si je suis toujours aussi brouillonne !).

Un chaleureux merci à Delphine Bosch pour m'avoir aidée à acquérir les données isotopiques sur des roches pourtant réputées difficiles, et pour son enrichissante collaboration dans le chapitre sur la géochimie isotopique de ce travail.

Je remercie Adolphe Nicolas pour son enseignement sur le terrain et Jean-Louis Bodinier pour ses discussions instructives sur la géochimie des éléments en trace.

Merci à Jean-Marie Dautria pour ses conseils en matière de pétrologie, et Katsu Michibayashi pour m'avoir aidé à faire mon échantillonnage sur le terrain.

J'exprime ma reconnaissance à Simone Pourtalès et Liliane Savoyant pour leur assistance technique à l'ICP-MS et leur bonne humeur, Christophe Névado pour la quantité et la qualité des lames minces effectuées (toujours prêtes quand il faut), et à Claude Merlet pour son assistance technique à la microsonde. Merci également à Philippe Télouk pour son assistance sur le P54 de l'ENS de Lyon et à Pierre Brunet de l'université Paul Sabatier pour les mesures isotopiques du Nd.

Merci enfin à tout ceux du Laboratoire de Tectonophysique et aux thésards qui m'ont aidée ou supportée et enfin, merci à mes parents et à ma famille.

Abréviations utilisées dans ce manuscrit :

BOI = ophiolite de Bay Of Islands (Terre Neuve)

BT = basse température

cpx = clinopyroxène

Cr# = rapport Cr/(Cr+Al) mesuré dans les spinelles

DM = Manteau Appauvri

$\Delta \log fO_2$ (FMQ) = écart du logarithme de la fugacité d'oxygène à la valeur du tampon
Fayalite-Magnétite-Quartz

EPR = East Pacific Rise = dorsale de l'océan Pacifique Est

HT = haute température

HFSE = ions à champ électrostatique élevé (Zr, Hf, Nb, Ta)

IBM = bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Mariannes

LILE = éléments lithophiles à grand rayon ionique (K, Rb, Cs, Ba, Sr)

MAR = Middle Atlantic Ridge = dorsale médio-Atlantique

Mg# = rapport Mg/(Mg+Fe) mesuré dans les phases minérales et en roche totale

MORB = Middle Ocean Ridge Basalts = basaltes de dorsale océanique

moy = moyenne

NHRL = Ligne de Référence de l'Hémisphère Nord (isotopes du Pb)

OIB = Ocean Islands Basalts = basaltes des îles océaniques

ol = olivine

opx = orthopyroxène

OSC = Overlapping Spreading Centers = zones de recouvrement des dorsales

P = pression

Pl = plagioclase

PM = Manteau Primitif

ppb = partie par milliard = 10^{-9} g/g

ppm = partie par million = 10^{-6} g/g

sp = spinelle

T = température

ZT = zone de transition au Moho

ZC = zone de cisaillement

Sommaire

Remerciements	2
Sommaire	4
I. Introduction	10
I.1 Problématique générale	10
I.2 Une fenêtre sur les profondeurs de la lithosphère océanique : L'ophiolite d'Oman	15
I.2.1 Présentation générale	15
I.2.2 La section mantellique des massifs du sud de l'ophiolite	19
I.3 Objectifs, échantillonnage et méthodes	25
I.3.1 Les objectifs	25
I.3.2 Echantillonnage	28
I.3.3 Les méthodes	32
II. Etude pétrologique	34
II.1 Pétrologie et microstructures	34
II.1.1 Etude texturale	34
II.1.2 Pétrologie des différents types de péridotites	40
II.1.2.1 Les harzburgites	40
II.1.2.2 Les dunites	45
II.1.3 Microstructure et composition modale des péridotites	46
II.2 Chimie des phases minérales	49
II.2.1 Les olivines	49
II.2.2 Les pyroxènes	51
II.2.2.1 Les orthopyroxènes	53
II.2.2.2 Les clinopyroxènes	55
II.2.3 Les spinelles	60
II.2.4 En résumé	63
II.2.5 Discussion	66
II.3 Thermométrie et fugacité d'oxygène	71

II.3.1 Thermométrie	71
II.3.1.1 Introduction	71
II.3.1.2 Contrainte préliminaire	72
II.3.1.3 Résultats	73
II.3.1.4 Discussion	76
II.3.2 Fugacité d'oxygène	81
II.3.2.1 Introduction	81
II.3.2.2 Résultats	82
II.4 En résumé	84
III. Géochimie des péridotites	86
III.1 Méthodes d'analyses et comportement chimique des éléments.	86
III.1.1 Méthodes d'analyses	86
III.1.2 Comportement des éléments	86
III.1.2.1 Les éléments majeurs	86
III.1.2.2 Les éléments en trace et les métaux de transition	86
III.2 Eléments majeurs	89
III.3 Eléments de transition	93
III.4 Eléments en trace : sur roche totale et sur minéraux séparés	96
III.4.1 Roche totale	96
III.4.1.1 Les spectres de terres rares des différents faciès	96
III.4.1.2 Les autres éléments en trace	100
III.4.2 Minéraux séparés	108
III.4.2.1 Les spectres des éléments en trace des phases minérales	108
III.4.2.2 Leur rôle dans la composition en éléments en trace des péridotites.	111
III.4.3 Pb Sr et LILE : participation de l'altération océanique ?	117
III.5 En résumé	120
IV. Géochimie isotopique	126
IV.1 Géochimie isotopique du Sr	127
IV.1.1 Résultats	127
IV.1.2 Discussion	133
IV.2 Géochimie isotopique du Pb	137

IV.2.1 Résultats	137
IV.2.2 Discussion	140
IV.3 Géochimie isotopique du Nd	146
V. Conclusions	152
V.1 Caractères généraux des péridotites de l'ophiolite d'Oman	152
V.2 Caractéristiques particulières de certains domaines structuraux	154
V.2.1 Les zones de cisaillement des massifs de Wadi Tayin et d'Haylayn.	154
V.2.2 La lithosphère du massif de Sumail située dans le nouveau segment	156
V.3 Points particuliers	157
V.3.1 Variation du Mg# des péridotites et de leurs phases minérales	157
V.3.2 Harzburgites à cpx : refertilisation du manteau lithosphérique ?	159
V.3.3 Signification du rapport Cr# > 50 dans les spinelles	161
V.3.4 Zone de transition : lieu de réactions magmatiques intenses	161
V.4 Conclusion générale	164
Références bibliographiques	168
Annexes	184
Annexe 1 : Préparation des poudres de roche et des minéraux séparés pour l'analyse à l'ICP-MS	186
Préparation des poudres de roche	187
Préparation des minéraux séparés	189
Annexe 2 : Méthode d'analyse par ICP-MS (Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry)	192
Annexe 3 : Séparation sur colonnes échangeuses d'ions du Pb, du Sr et du Nd.	208
Annexe 4 : Tables des données analytiques	216
Table 1 : Pétrologie des péridotites d'Oman	218
Table 2a : Les olivines	222
Table 2b : Les orthopyroxènes	224
Table 2c : Les clinopyroxènes	226
Table 2c : Les spinelles	228
Table 2e : Les plagioclases	230

Table 3 : Résultats de l'étude thermométrique _____	231
Table 4 : Analyses en éléments mineurs et éléments en trace des péridotites d'Oman _	233
Table 5 : Analyses en éléments en trace sur minéraux séparés _____	236
Table 6 : Coefficients de partage phases minérales/liquide _____	237
Table 7 : Analyses isotopiques sur roches totales _____	238
"Aswad massif (United Arab Emirates): Archetype of the Oman-UAE ophiolite belt" (Geological Society of America Special Paper 349 ; 2000)_____	239
"Shear sense inversion in the Hilti mantle section (Oman ophiolite) and active mantle uprise" (Marine Geophysical Researches ; 21: 259-268, 2000)_____	254
Résumé _____	265

I. Introduction

I.1 Problématique générale

L'étude chimique des roches issues du fond des océans est une des approches possibles pour comprendre la formation de la lithosphère océanique et envisager le rôle et la nature des processus magmatiques se réalisant dans le manteau, à l'aplomb des dorsales.

Il est classiquement reconnu que les basaltes tholéïtiques de la croûte océanique sont issus de la fusion partielle du manteau terrestre en conditions adiabatiques. Cette fusion, associée à la montée asthénosphérique dans le manteau, permet aux roches mantelliques d'acquérir leur caractère résiduel (par ex. Presnall et al., 1979 ; Jacques et Green, 1980 ; Presnall, 1987 ; Klein et Langmuir, 1987).

Cependant, les études géochimiques des roches qui composent la croûte et le manteau océanique montrent que les basaltes émis en surface ne sont pas en équilibre avec les péridotites du manteau "source" (Klein et Langmuir, 1987 ; Salters et Shimizu, 1988 ; Salters et Hart, 1989 ; Johnson et al., 1990). L'hypothèse alors proposée est que les péridotites du manteau supérieur océanique ne représentent pas seulement des résidus de la fusion partielle, mais qu'une part de leur composition est le reflet de réactions avec les magmas, dans le domaine asthénosphérique, à l'aplomb des dorsales océaniques (McKenzie, 1984 ; Kelemen et al., 1990 ; Elthon, 1992 ; Niu et al., 1997 ; Batanova et al., 1998).

En domaine continental, des modifications partielles du manteau lithosphérique par percolation réactive de liquides magmatiques circulant vers la surface ont été mises en évidence (Mc Donough et Frey, 1989 ; Bodinier et al., 1990 ; Bodinier et al., 1991 ; Kelemen et al., 1992 ; Bédini et al., 1997 ; Bédini et Bodinier, 1999 ; Garrido et Bodinier, 1999 ; Lenoir et al., 2000) et modélisées (Navon et Stolper, 1987 ; Vasseur et al., 1991 ; Godard et al., 1995 ; Bédini et al., 1997 ; Vernières et al., 1997 ; Garrido et Bodinier, 1999) pour expliquer les hétérogénéités compositionnelles du manteau lithosphérique observées à la limite lithosphère-asthénosphère.

Dans le domaine océanique, la difficulté de mener des études géochimiques sur les roches résiduelles lithosphériques laisse ouvertes les questions relatives au déséquilibre chimique

entre roches et magmas. Des réactions du même ordre que celles reconnues en domaine continental existent-elles, et permettent-elles de rendre compte des déséquilibres chimiques observés ?

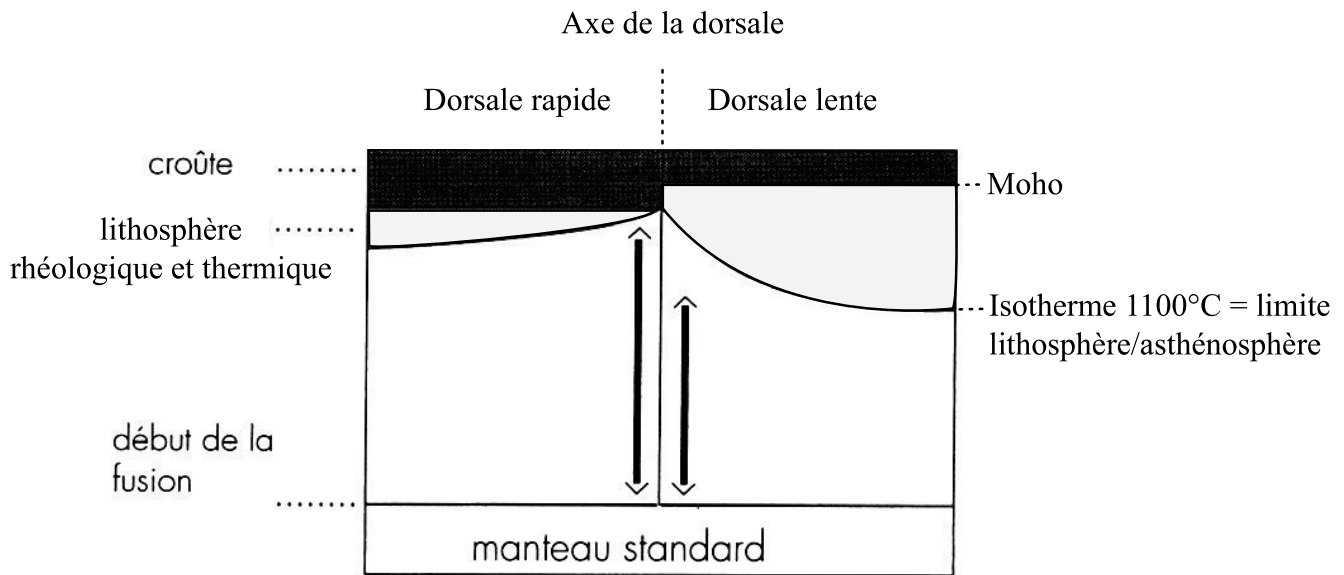
En domaine océanique, la limite lithosphère-asthénosphère dépend de la structure thermique des dorsales, donc de leur vitesse d'expansion (figure 1).

Sous les dorsales rapides, telle la dorsale Est-Pacifique, la lithosphère est peu épaisse (10 à 20km), les apports magmatiques sont importants, les conditions adiabatiques de l'asthénosphère sont maintenues jusque sous le moho et la fusion partielle du manteau peut être supérieure à 20% (Reid et Jackson, 1981 ; Klein et Langmuir, 1987 ; Nicolas, 1989). Il en résulte une expansion instable, se traduisant par une segmentation particulière (OSC) pouvant évoluer en microplaques individualisées (figure 2b) (Mc Donald et al., 1988 ; Hey et al., 1989).

Au niveau des dorsales lentes, comme la dorsale Médio-Atlantique, la faible vitesse d'expansion permet un développement plus important de la lithosphère conductive. La lithosphère thermique est donc plus épaisse aux abords du centre d'expansion et, par conséquent, l'extraction magmatique et les émissions magmatiques en surface sont moins importantes (Allègre et Bottinga, 1974 ; Francheteau et Ballard, 1983 ; Karson et Dick, 1984 ; Karson et al., 1987 ; Cannat, 1993 ; Cannat et al., 1995).

Cependant, que ce soit dans le cas d'une dorsale lente ou d'une dorsale rapide, la limite lithosphère-asthénosphère n'est accessible que dans certaines zones particulières (figure 2), comme les limites de segments de dorsale, telles que les failles transformantes de Terevaka et Garrett sur la dorsale Est-Pacifique (EPR ; Francheteau et al., 1990 ; Hékinian et al., 1992 ; Hékinian et al., 1993 ; Hékinian et al., 1995 ; Niu et Hékinian, 1997a) et de Kane (figure 2a) sur la dorsale Médio-Atlantique (MARK ; Casey, 1997 ; Ross et Elthon, 1997), les extrémités de segment de dorsale, comme les zones de Hess Deep (Hékinian, et al., 1993 ; Gillis et al., 1993 ; Allan et Dick, 1996 ; Dick et Natland, 1996) et de Pito Deep (Godard, données non publiées) sur la dorsale Est-Pacifique (figure 2b), et les "diapirs de serpentine" (figure 2c), comme ceux du bassin avant-arc de la zone d'Izu-Bonin-Mariannes (IBM ; Parkinson et al., 1992 ; Parkinson et Pearce, 1998).

Les prélèvements, dragages et forages, réalisés en submersible en ces endroits n'échantillonnent que la partie supérieure du manteau, zone transitionnelle avec la croûte, largement affectée par la serpentinitisation.



DORSALE RAPIDE

- Vitesse d'expansion : 80 à 120 mm/an.
- Bombement axial de quelques centaines de mètres de haut.
- Structure thermique : pente de l'isotherme 1100°C faible.
- A faibles distances de l'axe de la dorsale, la lithosphère est fine, composée de :
 - Une croûte épaisse (environ 6km).
 - Un manteau très réfractaire = harzburgites
 - --> Taux de fusion forts.
- Présence d'une chambre magmatique --> apports thermiques importants.
- Fonctionnement continu et uniforme.
- Croissance de la lithosphère vers le bas.
- Présence d'OSC (= zone de recouvrement des dorsales).

DORSALE LENTE

- Vitesse d'expansion : 10 à 50 mm/an.
- Vallée axiale de 30 km de large et 2 km de profondeur, formée d'un rift et de blocs basculés.
- Structure thermique : pente de l'isotherme 1100°C forte.
- A faibles distances de l'axe de la dorsale, la lithosphère est épaisse, composée de :
 - Une croûte fine (2 à 3km).
 - Un manteau peu réfractaire = lherzolites
 - --> Taux de fusion faibles.
- Pas de chambre magmatique permanente --> apports thermiques insuffisants.
- Fonctionnement périodique par alternance de cycles tectoniques et magmatiques.
- Croissance latérale de la lithosphère.
- Pas d'OSC, mais présence de failles transformantes.

Figure 1 : Différences entre une dorsale rapide et une dorsale lente, d'après le modèle de fusion adiabatique d'un manteau à épaisseur de lithosphère variable, dépendant de la vitesse d'expansion (Nicolas, 1986).

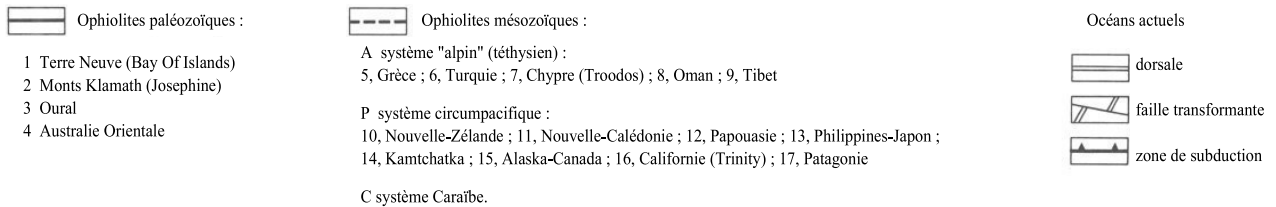
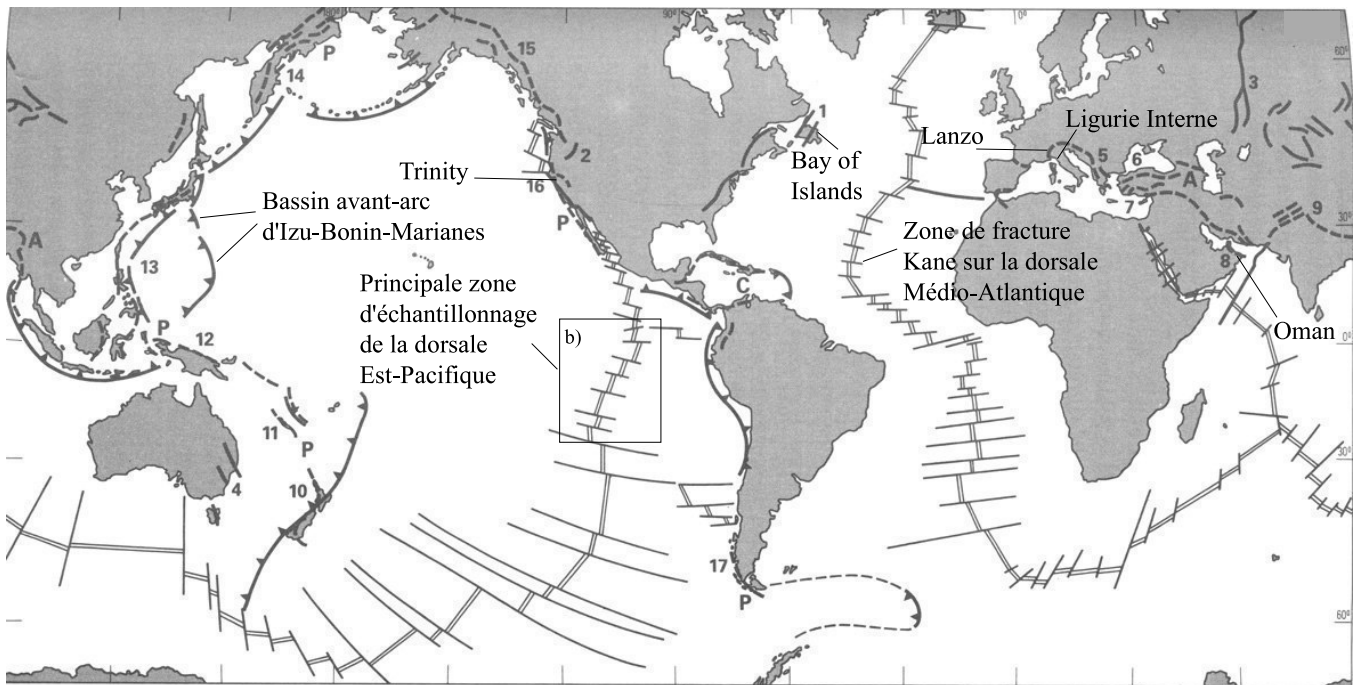
Par conséquent, ils sont peu représentatifs du manteau lithosphérique, tel qu'il est plus en profondeur, sous l'axe de la dorsale et en dehors de celui-ci. Cet échantillonnage, dispersé sur la partie superficielle du manteau lithosphérique, rend compte de la difficulté à caractériser les échanges chimiques entre magmas et roches mantelliques résiduelles, comme nous l'avons déjà évoqué plus haut.

C'est pourquoi, afin d'étudier les transferts chimiques liés aux processus magmatiques à la limite lithosphère-asthénosphère en domaine océanique, et par extension la chimie de l'ensemble du manteau lithosphérique, nous avons choisi d'aborder notre problématique à travers les ophiolites.

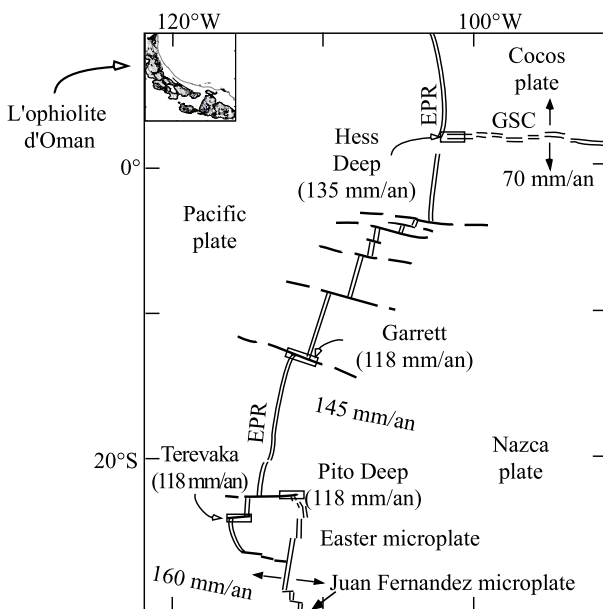
En effet, les ophiolites, fragments de lithosphère océanique obductés sur une marge continentale dans un système tectonique compressif (Reinhardt, 1970), sont des sources directes d'information sur le manteau supérieur océanique fossile (Nicolas, 1989). Comparés à la longueur cumulée des dorsales océaniques, les massifs ophiolitiques sont peu nombreux. Cependant, ils sont plus faciles d'accès et constituent un bon moyen d'étudier la lithosphère océanique : ils offrent la possibilité d'échantillonner le manteau supérieur sur une dizaine de kilomètres d'épaisseur, avec une localisation précise par rapport aux structures majeures, comme l'axe de la dorsale ou l'extrémité d'un segment de dorsale.

Il existe deux types d'ophiolites, répertoriés par Boudier et Nicolas (1985), dont les caractères structuraux, notamment l'épaisseur de la croûte, et pétrologiques, comme la nature des roches de la partie mantellique, permettent de faire l'analogie avec les deux types de dorsales, lentes et rapides. Parmi les plus connues (figure 2a), les ophiolites de Trinity (Quick, 1981 ; Brouxel et Lapiere, 1984 ; Le Sueur et Boudier, 1985), de Lanzo (Boudier, 1978) et de Ligurie Interne (Ottonello et al., 1979) proviennent de dorsales lentes, celles d'Oman (Tilton et al., 1981 ; MacLeod et Rothery, 1992 ; Nicolas et al., 1994) et de Bay of Islands (Suen et al., 1979 ; Girardeau et Nicolas, 1981) sont issues de dorsales rapides et moyennes respectivement.

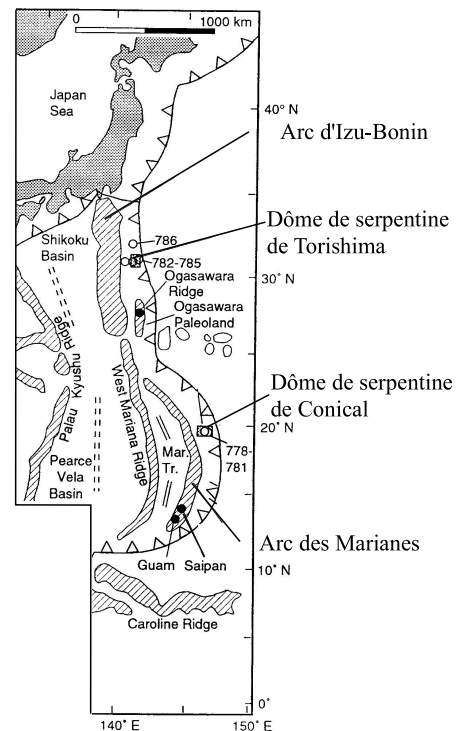
Notre travail porte sur l'ophiolite d'Oman, car elle est la mieux préservée de toutes, et la plus étudiée (§I.2). Par ailleurs, elle a l'avantage de montrer à l'affleurement les différents types de limites lithosphère-asthénosphère présents dans l'environnement des dorsales rapides : le moho, les limites de segment de dorsale et la base de la lithosphère. De récentes études structurales et géochimiques ont montré que ces limites sont reliées aux structures majeures



a) Carte de répartition des principales ophiolites (d'après Coleman, 1977), des péridotites orogéniques citées dans notre étude et de quelques sites importants d'échantillonnage du manteau lithosphérique en domaine océanique.



b) Carte schématique de la ride Est Pacifique (EPR) montrant plus en détail les différents lieux d'échantillonnage des péridotites océaniques (d'après Niu et Hékinian, 1997). En encart, la carte de l'ophiolite d'Oman à la même échelle.



c) Localisation détaillée des deux diapirs de serpentine étudiés par Parkinson et Pearce (1998) dans le bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Marianes (IBM).

Figure 2 : Localisation des différents lieux d'échantillonnage des péridotites océaniques permettant l'étude du manteau sub-océanique.

(par ex. Boudier et al., 1988 ; Boudier et al., 1997 ; Nicolas et al., 2000), et qu'elles soulignent des hétérogénéités chimiques (Benoit et al., 1996 , 1999 ; Godard et al., 2000).

1.2 Une fenêtre sur les profondeurs de la lithosphère océanique : L'ophiolite d'Oman

I.2.1 Présentation générale

L'ophiolite d'Oman, datée du Crétacé Supérieur (vers 94-95 Ma ; Hacker et al., 1996), fait partie de la grande succession d'ophiolites (des massifs himalayens aux Alpes françaises ; figure 2a) qui marque la suture de l'océan téthysien (au Crétacé) suite à la dérive de l'ensemble Afrique-Arabie-Inde vers la plaque asiatique.

Cette ophiolite est individualisée en douze massifs répartis sur 500 km de long et 80 km de large (figure 3a). De nombreuses études pétrologiques et structurales (notamment Coleman et Hopson, 1981 ; Lippard et al., 1986 ; Boudier et Nicolas, 1988 ; Peters et al., 1991 ; Nicolas et Boudier, 2000), menées sur l'ensemble des massifs, ont permis de cartographier les structures majeures de cette ophiolite et de déterminer ses caractéristiques (figure 3 a) :

La croûte, épaisse d'environ 6km, est formée de gabbros, présentant une déformation laminaire typiquement magmatique, et d'un complexe filonien surmonté par des laves de type MORB (Alabaster, et al., 1982 ; Nicolas, 1986 ; Ernewein et al., 1988).

La partie mantellique (§I.2.2) est essentiellement composée de harzburgites, pouvant parfois affleurer sur 10 km d'épaisseur, notamment dans les massifs de Fizh, d'Haylayn et de Wadi Tayin (Boudier et Coleman, 1981 ; Nicolas et al., 1988).

La présence conjointe de diapirs positionnés à intervalles réguliers et de deux orientations différentes des complexes filoniens suggère qu'une partie de l'ophiolite correspondait à la dorsale elle-même (Nicolas et al., 1988 ; Nicolas et Boudier, 1995).

Un segment de dorsale (Boudier et al., 1997) représentant le plus important des fragments de paléodorsale identifiés se propage, à travers les massifs de Wadi Tayin, Sumail, Nakhil-Rustaq et Haylayn (son extrémité), dans une lithosphère alors âgée d'environ 2 Ma (Nicolas et al., 2000).

C'est à partir de la similitude entre ces observations et celles effectuées sur la dorsale Est-Pacifique, que l'hypothèse d'assimiler cette ophiolite à un fragment de lithosphère créée par un centre d'expansion rapide est née (par ex. Tilton et al., 1981 ; Boudier et Nicolas, 1985; MacLeod et Rothery, 1992 ; Nicolas et al., 1994; Nicolas et al., 2000).

Deux modèles ont été proposés par Nicolas et Le Pichon (1980) pour la mise en place de l'ophiolite (figure 3 b). Le premier modèle propose que le charriage océanique s'initie en avant d'une zone de subduction, selon un plan de détachement qui correspond à la limite entre les domaines de déformation élastique et plastique de la lithosphère (isotherme 600°C), comme l'ont montré les données sismiques enregistrées au niveau de la zone de subduction du Japon. Dans le second modèle, le charriage océanique s'amorce à proximité, ou au niveau de l'axe de la dorsale elle-même, et le plan de découplage suit la limite lithosphère-asthénosphère. Par conséquent, la base de la séquence mantellique représente la limite rhéologique asthénosphère-lithosphère. Ce dernier modèle est favorisé par une partie de la communauté scientifique (entre autre : Boudier et Coleman, 1981 ; Boudier et al., 1988) car il permet d'expliquer trois caractéristiques observées sur cette ophiolite : 1) l'enregistrement par les péridotites, alors les plus profondes à l'affleurement aujourd'hui, d'une déformation plastique indiquant des températures proches de 800 à 900°C (§I.2.2 et II.1.1), 2) la présence de nombreuses zones de cisaillement signifiant que la lithosphère était encore très chaude au moment du charriage (Nicolas, 1986), et 3) l'angle de plongement du plan de détachement, estimé à quelques degrés (Boudier et al., 1988).

Figure 3 :

a) Carte géologique simplifiée de l'ophiolite d'Oman (Nicolas et Boudier, 2000).

La croûte est formée de deux séquences volcaniques, V1 et V2, d'un complexe filonien et de gabbros entrecoupés d'intrusions de wherlite. Les laves V1, appelées 'geotimes' (Ernewein et al., 1988), sont des basaltes aphyriques empilés sur une hauteur de 400 à 1000m (Nicolas, 1989). Ils appartiennent au volcanisme lié à l'activité 'normale' de la dorsale. Les laves V2 surmontent les V1 en affleurements discontinus. Ce sont des basaltes à phénocristaux d'olivine dont l'origine est encore débattue. Les laves V2 représenteraient l'activité de 'seamounts' (Alabaster et al., 1982) issus du fonctionnement d'une zone de subduction (Pearce, 1981 ; Beurrier, 1989) ou l'activité tardive de la dorsale juste avant le détachement (Boudier et al., 1988). En dessous, le complexe filonien est épais de 1000 à 1700m (Nicolas et al., 1995). Il est formé de filons adjacents, mis en place par intrusions successives. Il surmonte les gabbros dont l'épaisseur peut varier de 0 à 5000m (Nicolas et al., 1996). Ceux-ci sont divisés en deux types : les gabbros supérieurs et les gabbros inférieurs. Les premiers, situés juste sous le complexe filonien, sont composés majoritairement de gabbros à clinopyroxènes. Il n'est pas rare d'y trouver aussi des gabbros à amphiboles, à olivines ou à orthopyroxènes, et des intrusions de wherlite. Les gabbros inférieurs sont des gabbros à clinopyroxènes et olivines, entrecoupés localement de wherlites qui peuvent parfois prendre des proportions importantes (Reuber, 1988).

Sous la croûte se trouve le moho, puis la section mantellique. Celle-ci est composée principalement de harzburgites recoupées localement par des filons de gabbro, de pyroxénite et de dunité. Ces dernières sont plus importantes près du moho où elles constituent la zone de transition entre le manteau lithosphérique et la croûte. La séquence mantellique peut affleurer sur une épaisseur de 10km, notamment dans les massifs de Fizh, d'Haylayn et de Wadi Tayin.

Sur cette carte sont aussi représentées les différentes unités structurales majeures cartographiées depuis 1981 par le groupe de tectonophysique de l'université de Montpellier II : des diapirs fossiles (Nicolas et al., 1988) soulignant l'axe d'une paléodorsale (Nicolas et Boudier, 1995), un nouveau segment de dorsale (Boudier et al., 1997 ; Nicolas et al., 2000), dont les limites (pseudo-failles) sont soulignées par des zones de cisaillement (Boudier et al., 1988). Ces dernières correspondent aux grandes zones de cisaillement BT dans la section mantellique des différents massifs du Sud de l'ophiolite d'Oman, notamment celui de Wadi Tayin. C'est à partir de ces structures que l'ophiolite a pu être replacée dans le modèle de dorsale rapide, tel qu'il a été défini à partir de dorsales comme l'EPR.

b) Différents modèles tectoniques de charriage intra-océanique ont été proposés pour la formation de cette ophiolite (d'après Nicolas et Le Pichon, 1980) :

1) Découplage le long de la limite de déformation mécanique élastique/plastique de la lithosphère océanique dans un environnement de zone de subduction.

2) Découplage initié à la limite rhéologique lithosphère/asthénosphère au niveau ou à proximité de la dorsale océanique. Ce dernier modèle repose sur les faits suivant :

* D'après les épaisseurs de nappes mesurées, le plan de détachement n'était penté que de 2 à 3°.

* La lithosphère était encore très chaude au moment du détachement. La déformation plastique des péridotites lors du détachement ne pouvait se faire qu'à une température de l'ordre de 800°C.

* Les âges mesurés pour les plagiogranites (derniers produits de différenciation des magmas basaltiques) de la croûte (93,5 à 97Ma par méthode U/Pb sur zircon ; Tilton et al., 1981) et pour les roches de la semelle métamorphique (89,2 à 96,6Ma par méthode K/Ar sur amphibole ; Lanphere, 1981) montrent qu'au moment du détachement, la dorsale était en fin d'activité ou venait juste de mourir.

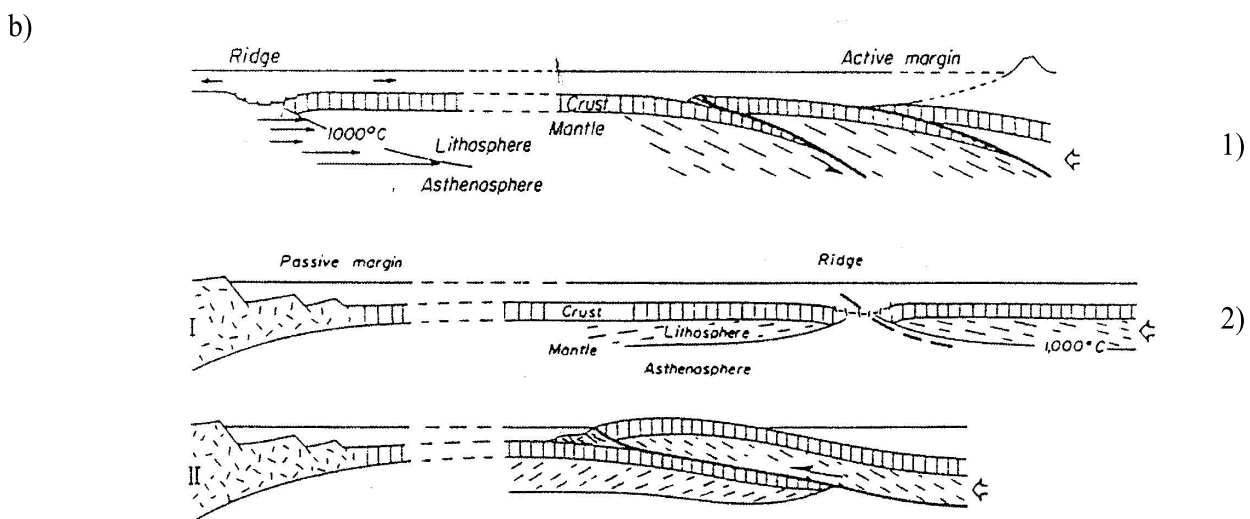
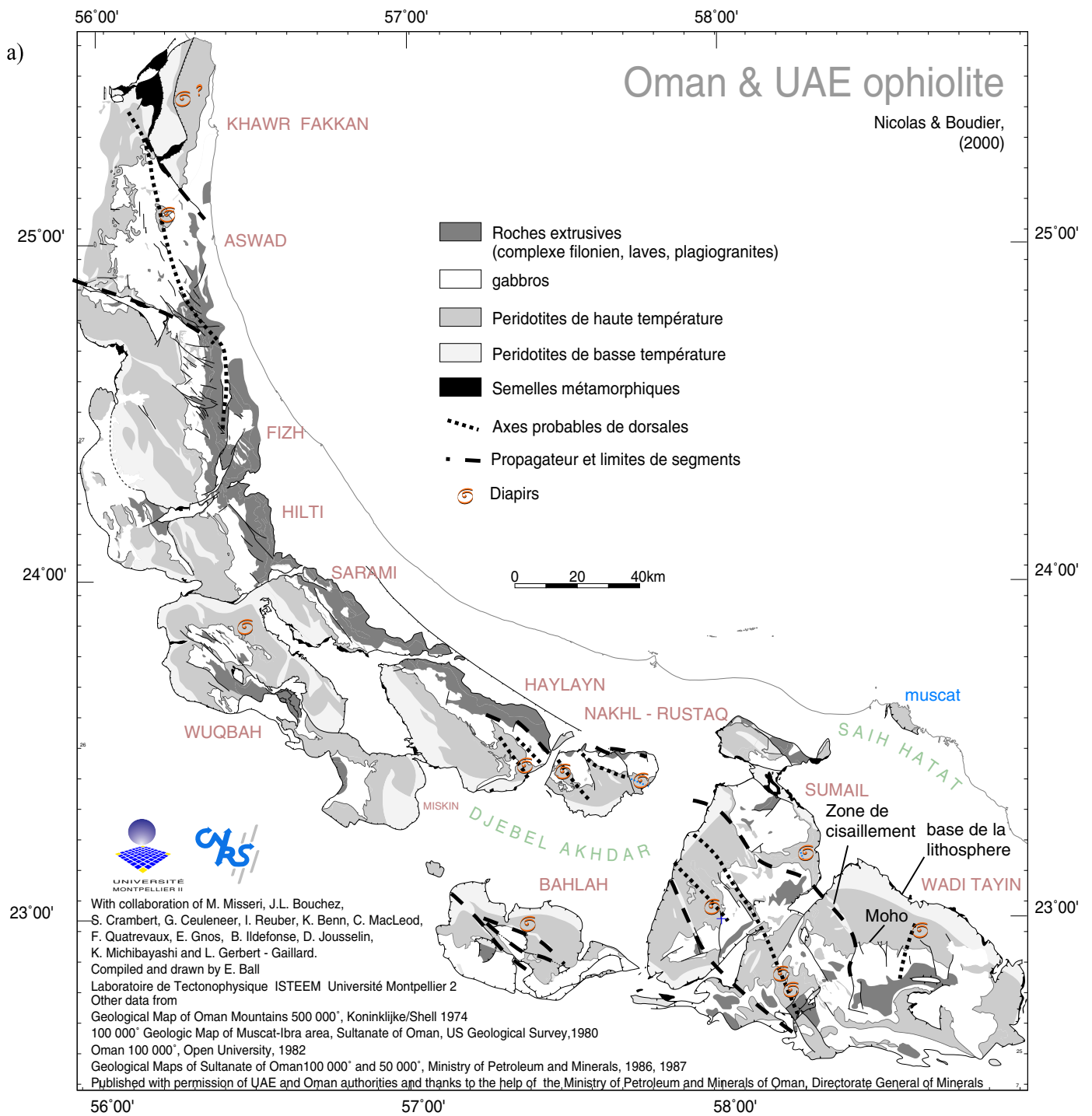


Figure 3

I.2.2 La section mantellique des massifs du sud de l'ophiolite

Les massifs du sud de l'ophiolite d'Oman, Haylayn, Nakhl-Rustaq, Bahlah, Sumail et Wadi Tayin, sont les plus étudiés et, par conséquent, leur géologie et leurs structures sont les mieux documentées (figures 4 et 5).

Leur section mantellique est épaisse : de 4km dans le massif de Sumail à plus d'une dizaine de kilomètres dans le massif de Wadi Tayin (figure 4). Elle est principalement composée d'une part, de harzburgites très résiduelles, où l'abondance du clinopyroxène n'excède pas 2% (Boudier et Coleman, 1981), recoupées localement de filons de pyroxénite et de gabbro, et d'autre part de dunites. Elle est surmontée par une zone de transition plus ou moins épaisse (50 à 800m d'épaisseur au-dessus des diapirs) (Boudier et Nicolas, 1995) (Planche I, photos A et B), où les dunites, majoritaires, sont localement imprégnées par des plagioclases et des clinopyroxènes interstitiels (Planche I, photo C) issus de la cristallisation de liquides magmatiques piégés (Dick, 1977 ; George, 1978 ; Nicolas et al., 1980 ; Boudier et Coleman, 1981 ; Browning, 1982).

Les massifs du sud de l'ophiolite sont les plus riches du point de vue de la diversité des structures et des microstructures observées à l'affleurement (figure 5). En effet, c'est dans ceux-ci que la structure de la dorsale peut être observée dans sa totalité (diapirs, segment de dorsale, limites de segments, limite asthénosphère-lithosphère et moho) ainsi que les structures du manteau lithosphérique.

Les microstructures étudiées sur les péridotites correspondent à deux modes de déformation enregistrés à l'échelle des massifs : une déformation plastique de haute température (HT) liée au flux asthénosphérique, auquel se superpose à la base de la section mantellique une déformation plus froide (BT) (Planche II, photos A et B), lithosphérique, attribuée au détachement de la lithosphère dans les premiers stades du détachement intra-océanique (Boudier et Coleman, 1981). Ces microstructures seront explicitées plus en détail (§ II.1.1).

Par ailleurs, ces massifs présentent une singularité qui nous intéresse plus précisément. Localement, à la base de la section mantellique du massif de Wadi Tayin (mais également dans le massif de Fizh, situé plus au nord), des zones de harzburgites moins différenciées, composées de lherzolites et de harzburgites à cpx, ont été décrites (Lippard et al., 1986 ; Godard et al. 2000). La présence de harzburgites riches en clinopyroxènes à la base de la section mantellique dans les ophiolites est une observation décrite par ailleurs dans d'autres massifs (Menzies et Allen, 1974 ; Suhr et Robinson, 1994 ; Suhr et Batanova, 1998).

Plusieurs hypothèses sont proposées pour expliquer leur origine. D'un côté, Suhr et Batanova (1998) ont présenté une hypothèse tectonique pour expliquer les lherzolites de la base de l'ophiolite de BOI. De l'autre, Godard et al. (2000) ont montré qu'il existe une signature géochimique particulière de ces roches par rapport au reste de la section mantellique. Ils ont donc proposé une origine de ces roches par refertilisation. Ce processus est une des hypothèses proposées depuis une dizaine d'années en domaine continental (Bodinier et al., 1990 ; Bodinier et al., 1991 ; Godard et al., 1995 ; Bédini et al., 1997 ; Bédini et Bodinier, 1999 ; Garrido et Bodinier, 1999 ; Lenoir et al., 2000) pour expliquer certaines hétérogénéités chimiques liées à des réactions elles-mêmes associées à la percolation magmatique à la limite asthénosphère-lithosphère.

Ces études laissent donc de nombreuses questions ouvertes concernant les hétérogénéités géochimiques présentes dans la section mantellique de l'ophiolite d'Oman :

Quelles informations apportent-elles sur les processus magmatiques enregistrés par les ophiolites?

Quels sont les processus qui en sont à l'origine, et quelle est leur relation avec les interfaces thermiques qui délimitent le manteau supérieur ?

Leur étude peut-elle permettre de mieux comprendre les hétérogénéités observées sous les dorsales actuelles (Elthon, 1992 ; Niu et al., 1997)?

Figure 4 : Carte géologique des massifs du Sud de l'ophiolite d'Oman (Nicolas et Boudier, 2000).

La géologie des massifs du sud de l'ophiolite d'Oman est simple. Sous une croûte formée de séquences volcaniques de type MORB, appelées VI ou 'géotimes', d'un complexe filonien et de gabbros entrecoupés d'intrusion de wherlites, se trouvent le moho puis la section mantellique.

Celle-ci constitue les deux tiers de la surface exposée. Son épaisseur peut atteindre 10 km, comme dans le massif de Wadi Tayin. Elle est composée en majeure partie de harzburgites recoupées localement par des filons de pyroxénite (cpx + olivine ± opx), de gabbro (cpx + olivine + plagioclase ± amphibole) et de dunite. Les harzburgites situées sous le moho contiennent parfois du plagioclase et/ou du clinopyroxène en abondance. Ce sont des figures d'imprégnation par des liquides magmatiques. Des harzburgites riches en clinopyroxènes ont été décrites à la base de la séquence mantellique (Lippard et al ; 1986 ; Godard et al., 2000). Pétrologiquement, elles sont différentes des roches imprégnées car elles ne présentent pas de plagioclase. Leurs pyroxènes sont des porphyroclastes, comme dans les autres harzburgites.

Les dunites existent dans toute la séquence mantellique, mais sont plus abondantes à la transition croûte/manteau, où elles sont associées, localement, à des concentrations de chromite. Dans cette zone, appelée zone de transition, les dunites peuvent être localement épaisses, jusqu'à 800 m (Boudier et Nicolas, 1995), lorsqu'elles se trouvent au-dessus d'un diapir fossile. Elles peuvent alors être imprégnées par du plagioclase ou du clinopyroxène interstitiel et contenir des sills de gabbros. Lorsqu'elles sont dans la section mantellique, les dunites forment des petits corps qui ont été interprétés comme résultant de la dissolution des pyroxènes par des magmas circulant dans le manteau (Nicolas, 1989 ; Kelemen, 1990).

Les filons de gabbro et de pyroxénite se localisent respectivement dans la partie supérieure et dans la partie inférieure de la séquence mantellique Ouest du massif de Wadi Tayin. Le massif de Sumail ne présente pratiquement que des filons de gabbro, alors que les filons de gabbro et de pyroxénite sont présents ensemble dans le massif d'Haylayn. Par ailleurs, ils sont plus abondants dans les zones de diapir. Ces filons se présentent sous deux aspects (Nicolas, 1986) : ils ont soit des contacts irréguliers et réactionnels (formés de dunite) avec les péridotites, soit des contacts francs avec ces dernières. Dans le premier cas, ce sont des filons mis en place 'in situ' sous le centre d'accrétion. Ils pourraient représenter les anciens chenaux d'alimentation de la croûte (Nicolas, 1986), où les derniers magmas ont été piégés et ont cristallisé. Dans le deuxième cas, les filons ont été injectés dans des péridotites plus froides qu'eux, hors de l'axe de la dorsale, sans réaction possible. Leur composition, pyroxénitique (forstérite + diopside) ou gabbroïque (forstérite + diopside + anorthite), ne diffère que par la présence ou non du plagioclase, reflet, peut-être, de la nature des liquides magmatiques qui les ont formés.

Par conséquent, la distribution des filons de pyroxénite et de gabbro dans les massifs de Wadi Tayin et de Sumail enregistreraient une limite thermique, située à environ 3,5 km sous le moho, au moment de l'injection des filons.

La segmentation complexe mise en évidence par l'étude structurale des massifs du Sud de l'ophiolite d'Oman, telle qu'elle est actuellement documentée, confirme l'analogie avec la dorsale rapide Est Pacifique.

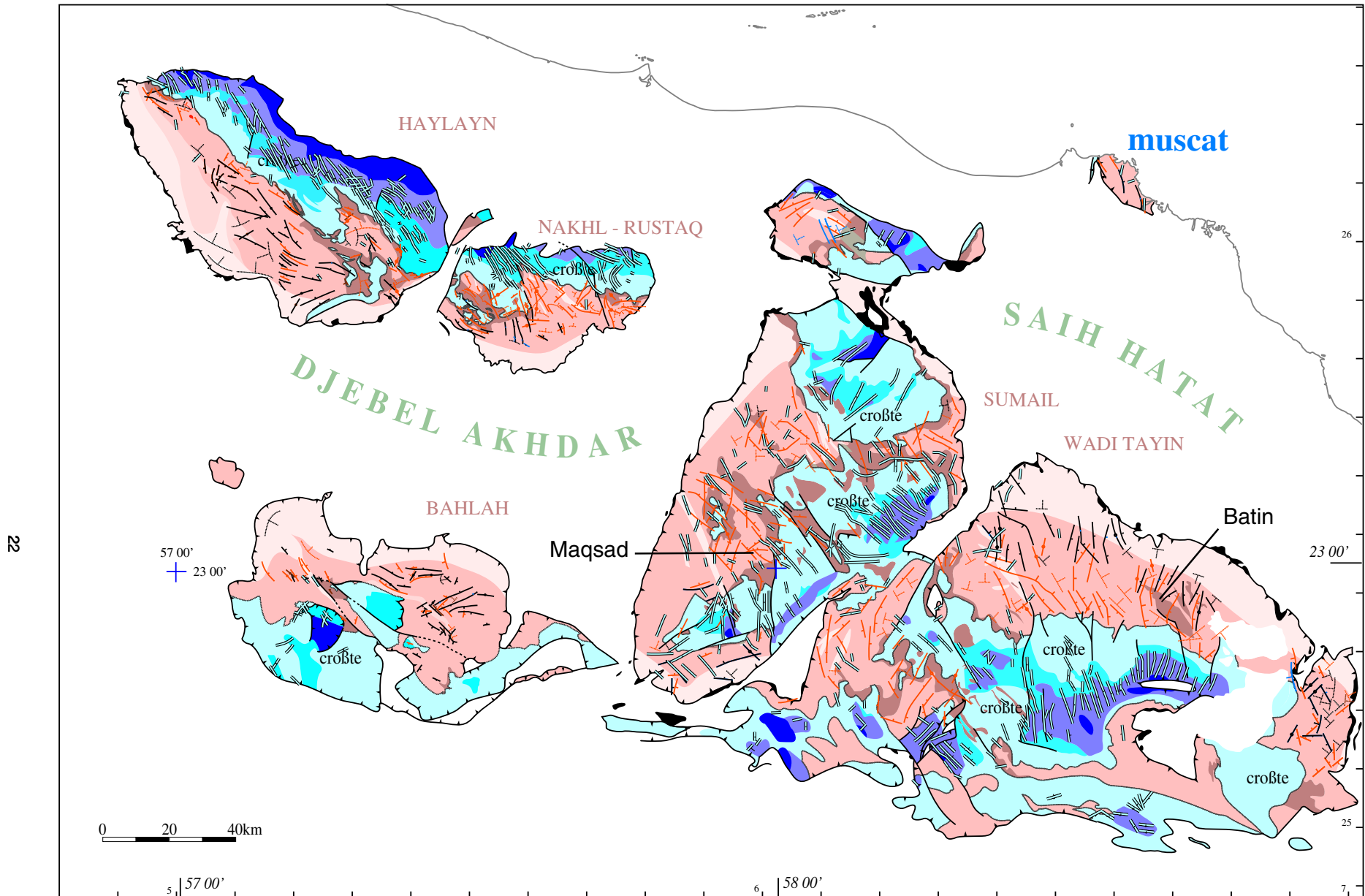


Figure 4 : Carte géologique des massifs du sud de l'ophiolite d'Oman
D'après la carte publiée par Nicolas et Boudier (2000)














- | | | |
|--|--|--|
|  Laves de type MORB (V1 géotimes ; Alabaster et al., 1982 ; Ernwein et al., 1988) |  wehrlites et dunites (avec zones de cisaillement) |  filons de diabase |
|  complexe filonien |  harzburgites de haute température |  filons de gabbro |
|  gabbros supérieurs/gabbros à amphibole |  harzburgites de moyenne température |  filons de pyroxénite |
|  gabbros inférieurs |  harzburgites de basse température et zones de cisaillement | |
|  Moho |  semelles métamorphiques | |

Figure 5 : Carte structurale simplifiée des massifs du Sud de l'ophiolite d'Oman d'après Nicolas, et Boudier, 2000.

Les grandes unités géologiques des massifs du Sud de l'ophiolite d'Oman, Haylayn, Sumail et Wadi Tayin, présentent les caractéristiques structurales suivantes :

* Les structures de la croûte sont assez simples. Le complexe filonien présente deux orientations différentes dans les massifs étudiés. Typiquement, il est N-S dans la partie Est du massif de Wadi Tayin, alors qu'il est NO-SE dans la partie Ouest de ce massif et dans les massifs de Sumail et de Haylayn. Les gabbros supérieurs présentent une forte foliation subverticale, alors que les gabbros inférieurs se caractérisent par un litage bien développé et par une foliation parallèle au moho, celui-ci étant généralement sub-horizontale.

* Les péridotites du manteau présentent deux types de déformations (Boudier et Coleman, 1981). Une déformation de haute température (>1000°C) et de faible contrainte, présente dans la majeure partie de la section mantellique. Elle se traduit dans les roches par une texture porphyroclastique HT à gros grains. Elle résulte de l'écoulement du flux asthénosphérique en contexte océanique (Boudier et Coleman, 1981).

Une déformation de basse température (900-1000°C) et forte contrainte, localisée dans les parties basales des séquences mantelliques ainsi que dans les zones de cisaillement verticales. Elle se traduit par une texture porphyroclastique BT à petits grains à mylonitique. Elle est attribuée au détachement intra-océanique. Cette déformation lithosphérique est postérieure à la déformation de haute température, et se superpose à celle-ci dans les zones de cisaillement et la partie basale des sections mantelliques, masquant ainsi les structures mantelliques (Planche II).

* Les dunites présentent une déformation contemporaine ou postérieure à leur formation (Nicolas, 1989) : elle est de haute température, mais de faible intensité dans la zone de transition, de basse température et de grande intensité dans la partie inférieure de la section mantellique, où les dunites sont transposées parallèlement à la foliation des harzburgites.

* Les filons de gabbro et de pyroxénite sont parallèles au complexe filonien, dans la partie supérieure de la séquence mantellique. Dans la partie inférieure de celle-ci, ils sont transposés par déformation plastique parallèlement à la foliation des péridotites.

Les structures pénétratives de HT (foliation et linéation) dans la partie mantellique présentent deux orientations différentes. Dans le massif de Wadi Tayin, par exemple, elles sont E-O dans la partie Est du massif et NE-SO dans la partie Ouest. Ces structures pénétratives résultent de l'écoulement du manteau lorsque celui-ci s'éloigne de la dorsale. Ces deux orientations montrent que l'écoulement du manteau provient de deux centres d'expansion différents. Par endroit, dans la région de Batin et de Maqsad, les structures pénétratives sont redressées, indiquant alors que l'écoulement du manteau était vertical. Ces zones particulières, où foliations et linéations sont verticalisées, sont interprétées comme des diapirs (Nicolas et al., 1988 ; Boudier et al., 1997). Neuf diapirs sont cartographiés dans la région des massifs du Sud de l'ophiolite d'Oman. La plupart définissent une ligne qui traverse les massifs de Wadi Tayin, Sumail et Nakhl-Rustaq. Cependant, certains sont isolés, comme celui de la région de Batin.

Couplée à la cartographie des diapirs, l'orientation des complexes filoniens (de part et d'autre de l'alignement des diapirs), a permis d'identifier l'orientation des axes des dorsales. L'orientation du complexe filonien est normalement parallèle à l'axe de la dorsale, puisqu'ils y sont créés. Ainsi plusieurs segments de paléodorsales, actifs il y a 95 Ma, ont été mis en évidence (Nicolas et Boudier, 1995). Typiquement, dans le massif de Wadi Tayin, un axe de dorsale N-S et un axe de dorsale NO-SE, qui se prolonge à travers les massifs de Sumail et de Nakhl, ont été identifiés, respectivement à l'Est et à l'Ouest du massif. Ce dernier est le centre d'expansion océanique d'un jeune segment ouvrant dans une lithosphère alors âgée d'environ 1 Ma (Boudier et al., 1997), et qui s'étend en travers des trois massifs cités. Les zones de cisaillement BT verticales correspondent, comme c'est le cas dans le massif de Wadi Tayin, aux limites du nouveau segment de dorsale.

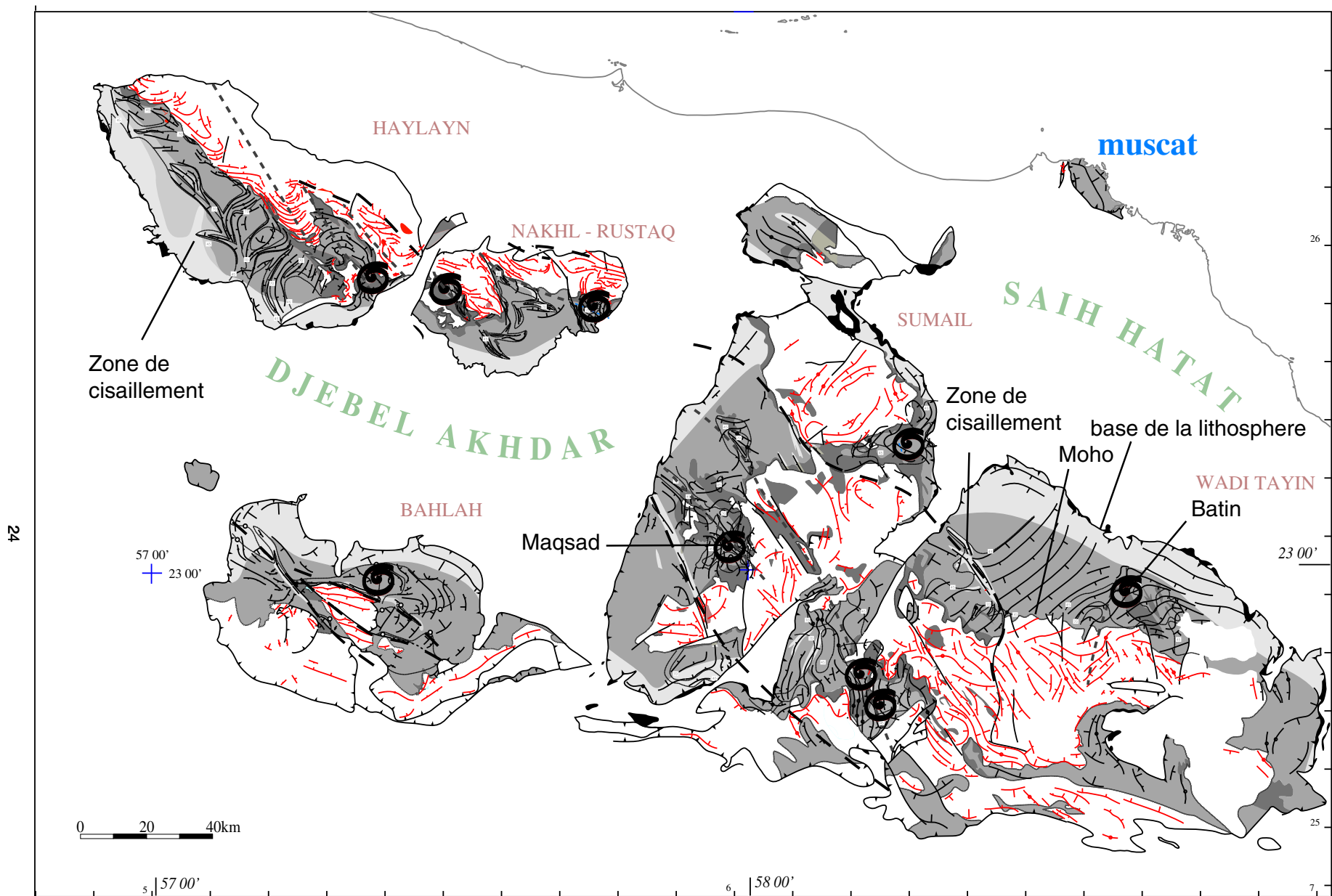
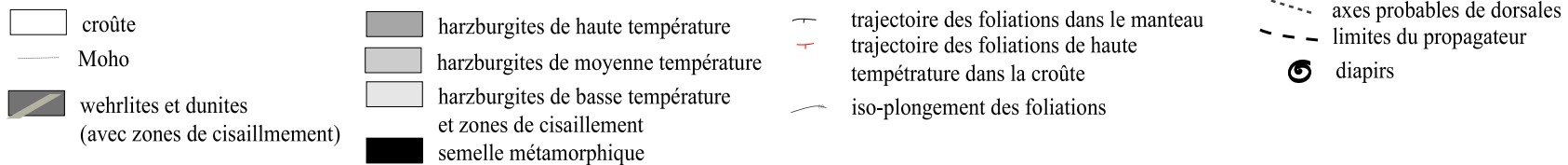


Figure 5 : Carte structurale simplifiée des massifs du sud de l'ophiolite d'Oman
 D'après la carte publiée par Nicolas et Boudier (2000)



I.3 Objectifs, échantillonnage et méthodes

I.3.1 Les objectifs

Notre stratégie d'échantillonnage (§ I.4.2) a été définie en fonction des objectifs de notre étude de la section mantellique des massifs du Sud de l'ophiolite d'Oman :

1) Etudier la répartition des hétérogénéités chimiques existant dans le manteau supérieur des massifs du Sud de l'ophiolite d'Oman, c'est-à-dire suivre l'évolution des différentes signatures géochimiques présentes dans les péridotites, verticalement et latéralement par rapport aux limites marquées à l'affleurement :

a) la limite de déformation HT/BT et la limite de répartition des filons de gabbros et de pyroxénites (figure 5).

b) les interfaces thermiques que sont le moho, les zones de cisaillement et la base de la lithosphère.

2) Apporter des données sur la composition chimique des roches présentes aux interfaces asthénosphère-lithosphère (la zone de transition au moho, les zones de cisaillement (limites de segments de dorsale) et la base de l'ophiolite).

3) Comprendre en quoi les hétérogénéités chimiques observées dans ces zones ou à proximité traduisent la nature et l'intensité des processus magmatiques ou hydrothermaux qui s'y développent.



A

Croûte
Moho

Zone de transition composée
d'un interlitage de dunites
(jaune) et de harzburgites (gris-
vert)

Zone de transition intermédiaire au Moho (environ 50m)
(Wadi Misfah ; massif de Wadi Tayin)



B

Lentille de gabbro
dans la dunite

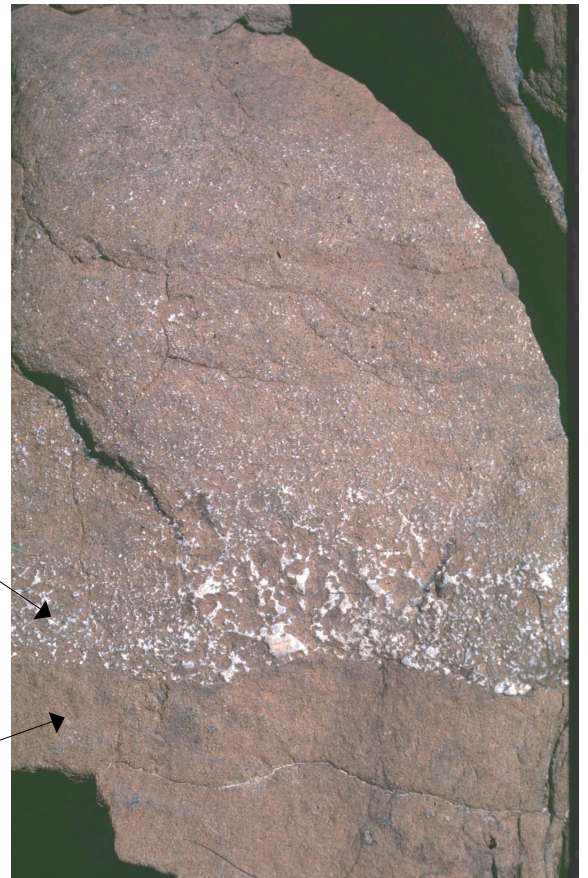
Zone de transition épaisse au moho (environ 500m),
au dessus du diapir de Maqsad (région de Tuf ; centre
du massif de Sumail)

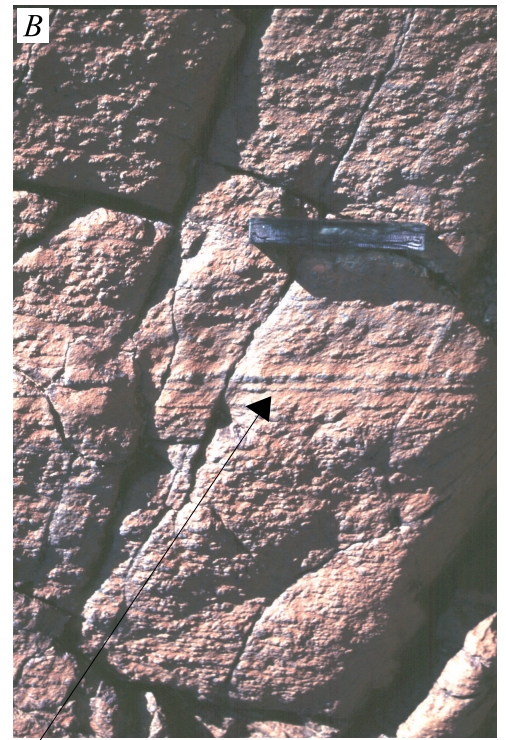
C

Echantillon d'un interlitage
composé de dunite imprégnée
et de dunite 'fraîche'.

Dunite imprégnée

Dunite 'fraîche'





Base de la section mantellique du massif de Wadi Tayin. (A)
 Sur cette photo, nous apercevons des bandes de dunité (plus claires) très étirées soulignant la déformation intense lithosphérique (de BT) qui caractérise la partie basale des sections mantelliques de l'ophiolite d'Oman.

Localement, les harzburgites de cette région prennent une texture mylonitique (B) ou les pyroxènes déformés plastiquement sont réorientés selon des 'filonnets'.

'Filonnets' de pyroxènes dans une harzburgite mylonitique basale (Massif d'Haylayn).



Faisceau de filons de gabbro-norite

Lentilles de harzburgites réorientées dans le filon

Déformation plastique dans la harzburgite mylonitique

Zone de cisaillement interne dans le massif de Wadi Tayin (C). Cette zone de cisaillement, large d'environ 15m, présente de nombreux filons de gabbro-norite injectés dans la harzburgite. Ces filons renferment des lentilles de harzburgites (D) déformés et orientés dans le sens de la déformation (D). Les pyroxènes des filons de gabbro-norite sont également déformés plastiquement, ce qui indique que leur injection est contemporaine ou antérieure au fonctionnement de la zone de cisaillement.

Localement les harzburgites présentent une texture mylonitique (E) qui accommode le mouvement en cisaillement simple de cette zone.

I.3.2 Echantillonnage

A partir des données structurales (figure 4) et géologiques (figure 5), notre stratégie d'échantillonnage a donc été bâtie pour observer les éventuelles variations chimiques dans le manteau supérieur verticalement et latéralement par rapport aux interfaces thermiques que sont le moho (planche I, photos A et B), les zones de cisaillement (Planche II, photos C ; D) et la base de la séquence mantellique (Planche II, photo A), représentant la limite lithosphère-asthénosphère, et par rapport aux objets structuraux majeurs que sont les diapirs et le nouveau segment de dorsale. Notre échantillonnage se compose de 93 échantillons, 80 harzburgites et 13 dunites, qui ont été sélectionnés pour leur fraîcheur parmi ceux rapportés lors de différentes campagnes de terrain menées par l'équipe du laboratoire de Tectonophysique de l'université de Montpellier II.

Parmi ces échantillons, seules les péridotites les moins serpentinisées, ne présentant pas de veines d'altération hydrothermale, et où les pyroxènes étaient inaltérés, ont été retenues dans la mesure où nous voulions nous affranchir au maximum des effets de l'altération hydrothermale en situation de plancher océanique pour pouvoir étudier les processus magmatiques.

Notre échantillonnage appartient à la fois aux zones de déformations de basse et de haute température, et représente les deux types de lithologie les plus rencontrés dans la section mantellique de ces trois massifs. Les péridotites étudiées sont réparties selon des coupes dans la section mantellique des différents massifs (deux à trois coupes par massif) et se réfèrent à la segmentation (Nicolas et Boudier, 2000) et aux différentes limites du manteau lithosphérique (figure 6 et 6bis) : chaque coupe comprend un échantillon prélevé environ tous les km dans l'épaisseur du manteau affleurant (de la base au moho), afin d'étudier les variations verticales et horizontales, pétrologiques et chimiques, des péridotites.

L'échantillonnage du massif de Wadi Tayin comprend en premier lieu les zones les plus profondes du manteau lithosphérique affleurant en Oman (figure 6 et 6bis). Il permet aussi d'étudier les deux zones particulières, dans la partie supérieure des coupes, que sont la zone de cisaillement BT à l'ouest, qui correspond aussi à une des limites du nouveau segment de dorsale, et la proximité du diapir de Batin à l'est, situé dans l'axe de la plus ancienne des deux dorsales.

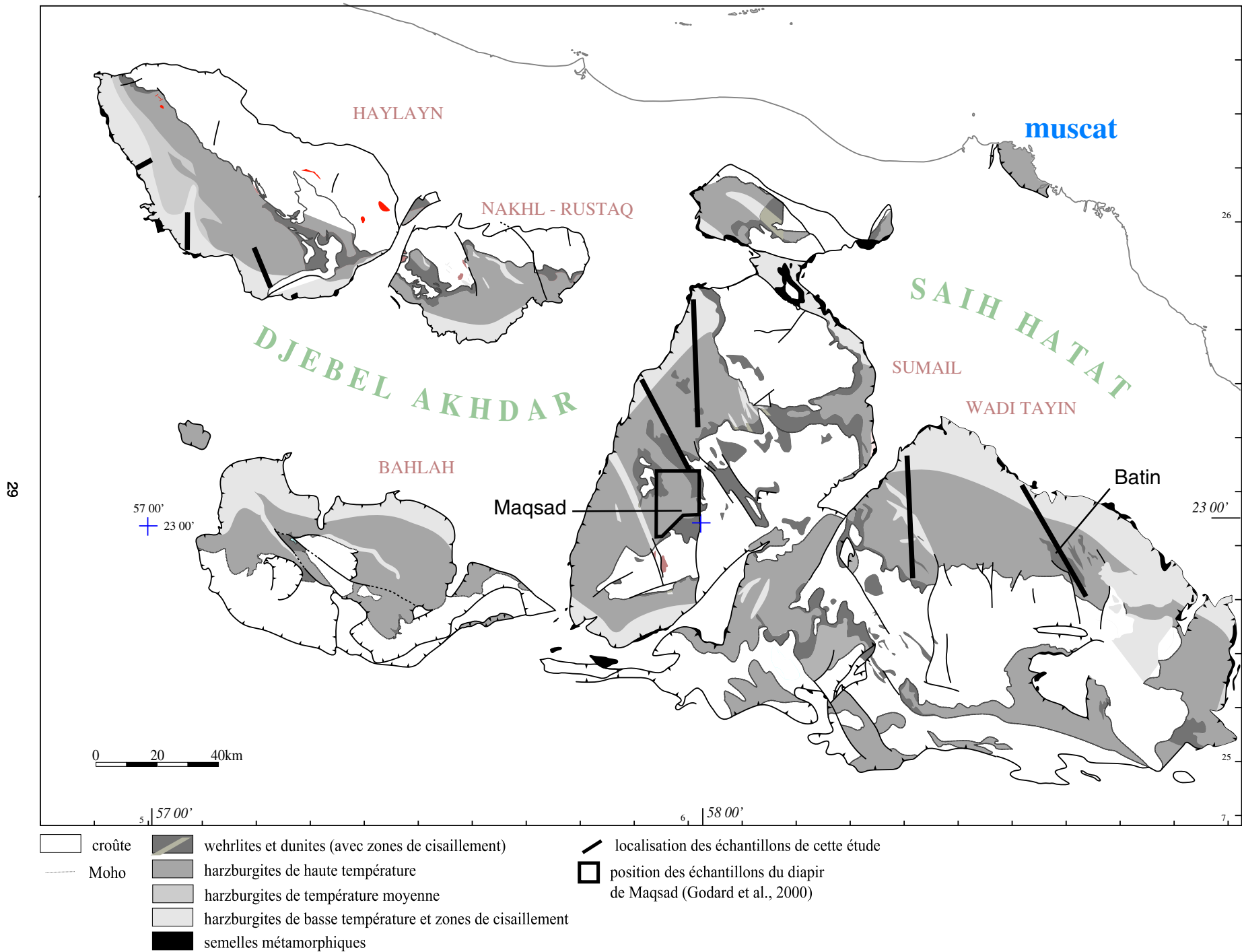
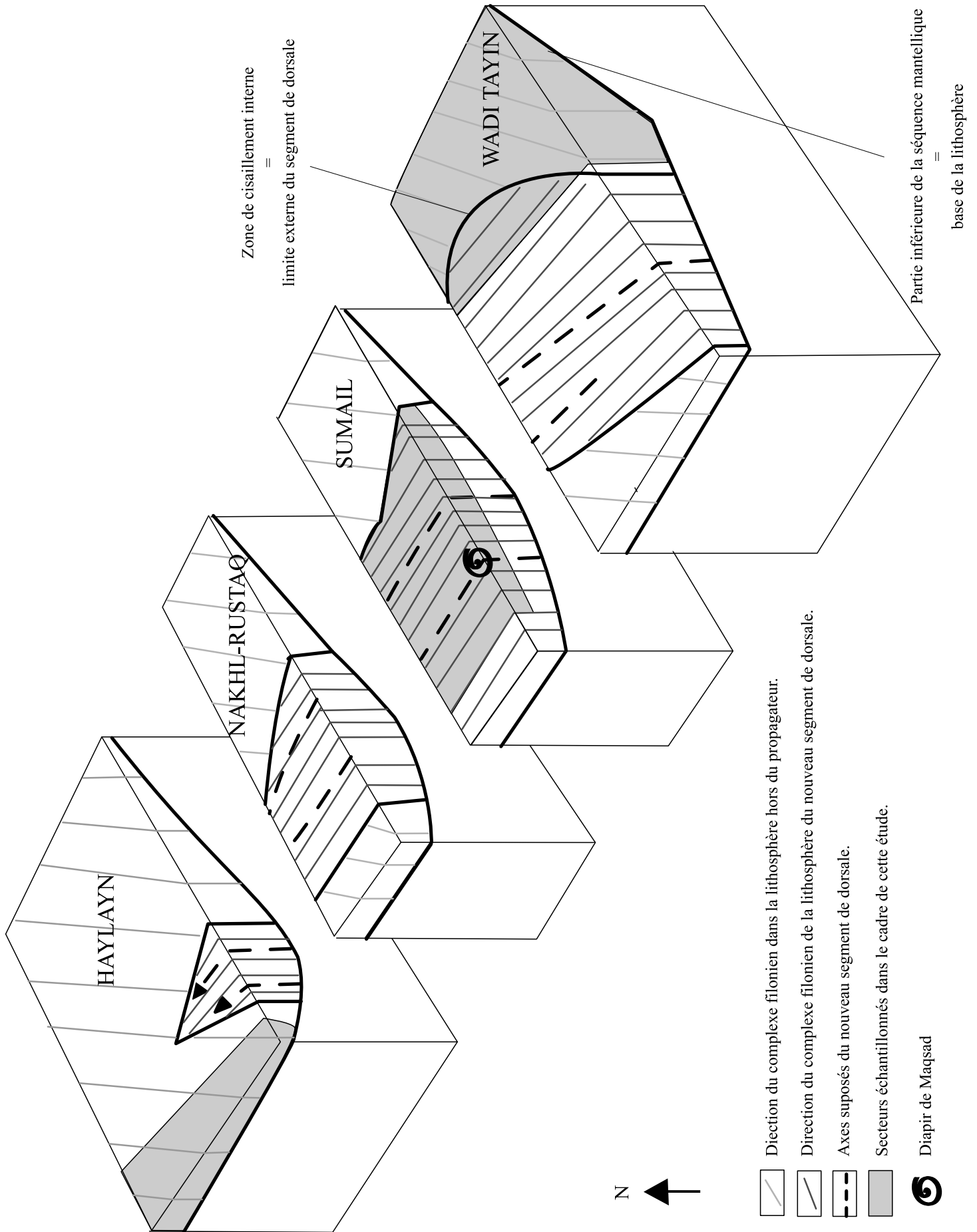


Figure 6 : Carte de positionnement des échantillons, harzburgites et dunites, dans les différents massifs étudiés, Wadi Tayin, Sumail et Haylayn. Carte support d'après Nicolas et Boudier (2000).

Figure 6bis : Bloc-diagramme de la partie mantellique des massifs du sud de l'ophiolite d'Oman permettant de visualiser la position des limites lithosphère-asthénosphère présentes dans l'ophiolite d'Oman. Les secteurs étudiés dans ce travail (en grisé) sont repositionnés dans leur contexte géodynamique mis en évidence par les études structurales (Nicolas et Boudier, 2000).

La face supérieure du bloc-diagramme représente le moho. Il coïncide avec la limite lithosphère-asthénosphère au niveau des axes de dorsale.



Dans la partie ouest de ce massif (figure 4), les filons de gabbro et de pyroxénite ont une distribution spatiale bien définie. Nos échantillons, positionnés tous les kilomètres dans cette section mantellique, sont issus à la fois de la zone des filons de gabbro et de celle des filons de pyroxénite (figures 6 et 4). Ainsi, nous pourrions observer une éventuelle variation de la signature chimique des péridotites liée à cette limite.

Les deux coupes du massif de Sumail sont localisées dans le nouveau segment de dorsale (figure 6 et 6bis). La première est parallèle à l'axe présumé de la dorsale, coupe ONO-ESE. Elle permet d'observer si la signature géochimique des roches est homogène le long de l'axe de la dorsale.

La seconde est oblique par rapport à cet axe, coupe N-S. Ainsi nous pourrions déterminer l'influence de cette structure sur le manteau lithosphérique adjacent.

Des échantillons supplémentaires, provenant pour certains de l'étude de Godard et al. (2000), appartenant à la région de Maqсад (figure 5), ont aussi été sélectionnés. Ils permettent de prendre en considération la chimie et la pétrologie des péridotites d'un diapir et de les comparer avec celles du manteau des autres zones échantillonnées.

Les trois coupes du massif d'Haylayn représentent les zones profondes de la séquence mantellique, en avant du nouveau segment (figure 6 et 6bis). Le but de cet échantillonnage était de vérifier si la présence des harzburgites plus fertiles est liée à la réouverture océanique où si elle caractérise les zones profondes (>6km) du manteau supérieur sub-océanique. Cependant, lors de l'interprétation de nos observations, il nous faudra tenir compte du fait que cette zone est de plus en plus considérée comme tectoniquement compliquée à cause de la proximité de l'extrémité du nouveau segment de dorsale.

Il nous paraît important de signaler que dans les massifs de Sumail et d'Haylayn, ainsi que dans la partie est du massif de Wadi Tayin, il n'existe pas de limite marquée entre la répartition des filons de gabbros et de pyroxénites. Ces filons sont mélangés dans le massif d'Haylayn ainsi qu'à l'est du massif de Wadi Tayin, et il n'existe que des filons de gabbros dans le massif de Sumail (dont la profondeur de manteau exposé est inférieure à 4,5 km).

Remarque à prendre en considération : Au début de ma thèse, nous avons focalisé l'échantillonnage sur deux domaines, la base des sections mantelliques (Haylayn et Wadi Tayin nord et ouest) et le manteau supérieur situé à faible profondeur sous la zone de

transition (Sumail et Wadi Tayin est), en vue de faire une étude chimique comparative. Or il se trouve que tous les échantillons situés à faible profondeur sous le moho caractérisent également la lithosphère mantellique du nouveau segment de dorsale.

I.3.3 Les méthodes

Afin de caractériser les signatures géochimiques des péridotites des séquences mantelliques que nous avons choisi d'étudier, nous avons réalisé l'étude texturale, pétrologique et géochimique des 93 échantillons, harzburgites et dunites, sélectionnés. Pour cela, nous avons utilisé les méthodes analytiques suivantes :

1) la microsonde électronique afin d'étudier la géochimie des éléments majeurs dans les phases minérales principales des péridotites, olivine, orthopyroxène, clinopyroxène et spinelle.

2) l'ICP-MS pour caractériser la signature géochimique en éléments en trace et l'abondance des éléments de transition en roche totale et dans les minéraux séparés (clinopyroxène, orthopyroxène et olivine).

3) La spectrométrie de masse à thermo-ionisation (TIMS) et le spectromètre de masse à source plasma, double focalisation et multicollection (MC-ICP-MS) dans le but d'utiliser les traceurs géochimiques que sont les isotopes radiogéniques du Sr, du Nd et du Pb, en roche totale, sur les péridotites du manteau exposées en Oman.

Ces méthodes, couplées aux études structurales existantes sur les massifs du sud de l'ophiolite d'Oman, nous ont permis d'étudier les processus magmatiques dans le manteau supérieur à l'aplomb d'une dorsale océanique rapide.

V. Conclusions

V.1 Caractères généraux des péridotites de l'ophiolite d'Oman

L'étude pétrologique, chimique et isotopique des péridotites composant la séquence mantellique des massifs du sud de l'ophiolite d'Oman montre que ces roches possèdent un caractère très résiduel, à l'instar des péridotites océaniques actuelles. Elles ont une composition modale pauvre en clinopyroxène (<8%) (§II.1.2). Leurs phases minérales sont très réfractaires (§II.2), mais cependant, le domaine de leurs compositions, notamment celles des pyroxènes (CaO et Al₂O₃) et des spinelles (Cr# et Mg#) couvre l'ensemble des données sur les péridotites océaniques (figures 14, 16 et 18). Elles possèdent un rapport Mg# en roche totale assez homogène et variant de 90,5 à 91,5 (§III.2). Leur concentration en TiO₂ en roche totale est faible (<150ppm) (§III.3) et leurs profils de terres rares normalisées aux chondrites sont très appauvris (§III.4.1.1).

Cependant, nous avons observé (figure 29) que l'appauvrissement en terres rares légères des péridotites est peu prononcé, et ne coïncide pas avec un modèle de fusion partielle simple.

D'autre part, tous les échantillons que nous avons étudiés possèdent un enrichissement en éléments très incompatibles (Cs, Rb, Ba, Th, U, Nb et Ta), en Sr et en Pb, ainsi qu'une anomalie négative du Zr par rapport au Hf (figure 30 ; §III.4.1.2).

En ce qui concerne l'anomalie négative du Zr, elle est relativement nette dans les spectres multi-élémentaires des roches totales (figure 30 ; §III.4.1.2) et bien marquée dans les spectres des clinopyroxènes et des orthopyroxènes (figure 35 ; §III.4.2.1). Cette caractéristique, particulière aux péridotites de l'ophiolite d'Oman n'est pas compatible avec un processus de fusion partielle. Elle semblerait résulter de réactions entre les péridotites et des liquides magmatiques de type N-MORB circulants à travers le manteau lithosphérique, comme le suggère la similitude de comportement entre les terres rares légères et Zr, d'une part, et les terres rares moyennes et Hf, d'autre part.

Par ailleurs, l'enrichissement en éléments très incompatibles, en Sr et en Pb observé dans les spectres des roches totales (figure 30), existe également dans ceux des phases minérales (orthopyroxènes et clinopyroxènes) comme le montre la figure 35 (III.4.2.1). Il en va de même pour l'enrichissement en terres rares légères. Ces observations excluent l'hypothèse de l'origine de ces enrichissements par altération océanique, qui est souvent avancée (p. ex. Gruau et al., 1998), et permet de leur envisager une origine magmatique. En fait ces

caractéristiques ne sont pas spécifiques aux péridotites de l'ophiolite d'Oman. Les mêmes observations ont été faites sur les péridotites du bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Mariannes (Parkinson et Pearce, 1998) où elles ont été interprétées comme le résultat de l'interaction entre le manteau et des magmas dans un contexte de zone de subduction (Parkinson et Pearce, 1998). On les retrouve également dans les péridotites du massif de Ronda (Lenoir et al., 2000), où elles résulteraient de la percolation réactive dans le manteau lithosphérique de liquides riches en ces éléments (Bodinier et al., 1996 ; Van Der Wal et Bodinier, 1996 ; Lenoir et al., 2000).

Néanmoins, l'enrichissement en Cs, Rb, Ba, Pb et surtout Sr des péridotites de l'ophiolite d'Oman est généralement moins prononcé dans les phases minérales que dans les roches totales, comme le montre la figure 35. Une partie des concentrations mesurées en ces éléments résulte donc de processus secondaires tels que la contamination par des fluides océaniques ou la circulation hydrothermale, comme nous l'avons par la suite montré en mesurant les rapports isotopiques du Sr et du Pb dans quelques échantillons.

L'étude isotopique a montré que la majorité des péridotites analysées ont des rapports $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ élevés qui sont interprétés comme dû à un équilibre avec des fluides hydrothermaux (figure 39). Cependant, le processus de contamination hydrothermale ne se ferait pas de manière homogène, comme l'attestent les deux signatures isotopiques du Sr proche de celui du manteau que nous avons mesurées, et ne possède pas de relation avec le degré de serpentine des roches (estimé visuellement) comme le montre la figure 39b.

Nous avons également montré que les signatures isotopiques du Pb sont très variables.

Alors que les rapports $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ sont comparables à ceux des MORB actuels et à ceux des gabbros et des laves d'Oman (figure 41), les rapports $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ sont supérieurs à ceux des MORB actuels (figure 41a), dans une gamme de valeurs comparables à celles des rapports $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ mesurés dans les péridotites de l'ophiolite de Troodos (Chypre).

De même, les rapports $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ sont nettement plus radiogéniques que ceux des MORB ($15,49 < (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i < 15,59$) et montrent une grande variabilité, sur la figure 41b, qui n'est pas sans rappeler celle des valeurs des rapports isotopiques du Pb mesurés par Benoit (1997) dans les filons de gabbro-norite injectés dans la partie supérieure de la séquence mantellique de l'ophiolite d'Oman.

V.2 Caractéristiques particulières de certains domaines structuraux

Outre ces caractéristiques générales des péridotites de la partie principale du manteau lithosphérique exposé dans les massifs du sud de l'ophiolite d'Oman, nous avons mis en évidence, au cours de ce travail, deux zones mantelliques importantes qui diffèrent pétrologiquement, chimiquement et isotopiquement (tableau figure 45). Ces deux régions sont les zones de cisaillement basales et internes des massifs de Wadi Tayin et d'Haylayn, et la lithosphère du massif de Sumail, comprise dans le nouveau segment, où nous avons également établi une différence entre la partie mantellique et la zone de transition.

V.2.1 Les zones de cisaillement des massifs de Wadi Tayin et d'Haylayn.

Les zones de cisaillement sont situées à la base des massifs de Wadi Tayin et d'Haylayn, ainsi que dans la partie est de la section mantellique du massif de Wadi Tayin, où elles soulignent les limites structurales du nouveau segment (figure 5). Ces zones sont caractérisées par des harzburgites à cpx, comme le montre la figure 10, plus riches en clinopyroxènes (entre 3 et 8%) que les harzburgites (cpx<3%) de la partie principale du manteau (figure 11a), et dont la localisation est liée à celle des microstructures de BT, bien que cette relation ne soit pas univoque (§II.1.3).

Les harzburgites à cpx se différencient également des harzburgites et des dunites de la partie principale du manteau par une plus forte concentration en CaO en roche totale (figure 26a) et des spectres de terres rares (roche totale, figure 29a et clinopyroxènes, figure 36b) en 'cuillère', qui traduisent des concentrations en terres rares lourdes et moyennes plus élevées que celles des harzburgites, ainsi qu'un enrichissement en La et Ce par rapport au Nd.

Malgré les différences que nous venons de citer, les harzburgites à cpx possèdent de fortes similitudes avec les harzburgites et les dunites. Les rapports Mg# en roche totale et des olivines des premières sont semblables aux rapports Mg# des deux dernières lithologies, comme le montre la figure 27.

Ces observations permettent de poser la question du caractère primaire ou secondaire (refertilisation) des clinopyroxènes des harzburgites à cpx, d'autant qu'il n'existe pas de transition progressive entre harzburgites et harzburgites à cpx.

Par ailleurs, les rapports radiogéniques du Sr ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i > 0,7042$) et du ^{207}Pb ($(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i > 15,55$) que nous avons mesurés dans les péridotites des zones de cisaillement (§IV.1 et IV.2), montrent une contamination par l'eau de mer avant le processus de serpentinisation, dont l'origine serait rattachée au détachement intra-océanique (§IV.2.2).

ZONES GEOGRAPHIQUES ET STRUCTURALES	WADI TAYIN - HAYLAYN zone exposée = 0 à 12 km sous le Moho • manteau normal	WADI TAYIN - HAYLAYN zones de cisaillement • basales Harzburgites à cpx	SUMAIL zone exposée = 0 à 4,5 km sous le Moho • manteau normal • zone de transition
Lithologie	harzburgites et dunités 'sèches'		harzburgites harzburgites, dunités sèches' et imprégnées
Texture	porphyroclastique HT	porphyroclastique BT à mylonitique	porphyroclastique HT à HT restaurée
Eléments majeurs dans les minéraux			
Mg# olivine (figure 12)	>90	<91	87,5 à 90,5
NiO olivine (figure 12)	~0,4	>0,4	<0,35
Cr# spinelle (figure 18)	<55	<50	49 à 70
TiO ₂ spinelle et clinopyroxène (figures 16 et 18)	<0,1	<0,1	>50 excepté 2 Du. Imp.
CaO orthopyroxène et clinopyroxène (figure 14 et 16)	conforme au champ compositionnel des pyroxènes des péridotites océaniques actuelles		
Exsolutions de cpx dans opx (Planche 4)	deux tailles différentes : larges (>2 μm) et fines (<2 μm)		opx + calciques ; cpx - calciques
Thermométrie (figure 22)	Topx-cpx < 850°C TCa-in-opx < 1000°C	Topx-cpx < 850°C TCa-in-opx < 1000°C	exsolutions fines uniquement (<2 μm) Topx-cpx > 850°C => Températures de TCa-in-opx > 1000°C blocage plus élevées
Eléments en traces (figure 28)		Spectres de terres rares des roches totales et des cpx en 'cuillère' avec enrichissement en terres rares légères	
Isotopes		> 0,7042 ; Intéraction de HT avec l'eau de mer > 15,55	> 0,707 ; Intéraction de HT avec l'eau de mer 15,45 à 15,54
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (figure 38)			
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb (figure 42)			

Figure 45 : Tableau récapitulatif des caractéristiques pétrologiques, chimiques et isotopiques des différents domaines géographiques et structuraux, mises en évidence au cours de cette étude.

V.2.2 La lithosphère du massif de Sumail située dans le nouveau segment

Les harzburgites et les dunites qui composent ce domaine ne sont pas différentes pétrologiquement de celles de la région que nous avons appelée manteau principal. Cependant, l'environnement structural dans lequel elles se trouvent font qu'elles possèdent certaines caractéristiques qui leurs sont propres. En effet, elles appartiennent à la jeune lithosphère d'un nouveau segment de dorsale, située sous une croûte peu épaisse (3km au lieu de 6km), et elles ont été échantillonnées à faible profondeur (0 à 4km sous le moho) par rapport aux péridotites des massifs de Wadi Tayin et d'Haylayn (environ 10km sous le moho). Nous avons remarqué, dans les harzburgites du nouveau segment, que les orthopyroxènes sont plus calciques ($\text{CaO} > 1\%$) (figure 14b) et les clinopyroxènes moins calciques ($\text{CaO} < 23\%$; figure 16b) que ceux des autres harzburgites, impliquant par conséquent des températures de blocage plus élevées. De plus, les orthopyroxènes possèdent uniquement des exolutions fines, à l'inverse de ceux des péridotites situées en dehors du nouveau segment (planche 4).

Les spinelles de ces harzburgites possèdent par ailleurs les rapports Cr# les plus élevés (> 50) (figure 18a).

Toutes ces observations ne peuvent être liées au caractère plus ou moins résiduel de ces roches, mais démontre qu'elles ont interagi avec des liquides magmatiques.

Nous avons également montré que la composition chimique des phases minérales des péridotites de la zone de transition était différente de celle des péridotites du manteau (tableau figure 45). En effet, les olivines ont un rapport Mg# plus faible (figure 12a) et sont moins nickélifères. Les spinelles sont plus titanifères, ainsi que les clinopyroxènes (figures 16c et 18a). De plus, les dunites de la zone de transition présentent souvent des minéraux d'imprégnation, plagioclase et/ou clinopyroxène. Ces observations suggèrent elles aussi que la zone de transition est le lieu de fortes interactions avec les magmas convergeant vers l'axe de la dorsale.

D'autre part, nous avons mis en évidence dans ce domaine une signature isotopique du Sr ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i > 0,707$) proche de celle de l'eau de mer Crétacé qui indiquerait que les circuits hydrothermaux pénètrent jusqu'aux premiers kilomètres sous le moho en cet endroit, à la faveur d'une plus faible épaisseur de la croûte.

Toutes les informations apportées par ce travail amènent un certain nombre de questions :

- ⇒ Que signifie la variation du rapport Mg# des péridotites et de leurs phases minérales ? Est-elle liée à l'altération océanique ?
- ⇒ Les clinopyroxènes des harzburgites à cpx sont-ils primaires ou secondaires ?
- ⇒ Quelle est la signification des fortes valeurs du Cr # des spinelles des péridotites du massif de Sumail ?
- ⇒ Quelle est la signification des autres caractères minéralogiques particuliers des péridotites de la lithosphère de Sumail ?

Nous allons discuter dans le paragraphe suivant de ces points particuliers.

V.3 Points particuliers

V.3.1 Variation du Mg# des péridotites et de leurs phases minérales

Sur la figure 46, nous avons reporté le rapport Mg# des péridotites (a), ainsi que celui des orthopyroxènes (b) et des clinopyroxènes (c), en fonction du rapport Mg# dans les olivines.

Ces rapports sont assez bien corrélés. Toutefois, les Mg# des péridotites et ceux des clinopyroxènes en fonction du Mg# des olivines se situent en majorité au-dessus de leur droite d'équilibre (à l'exception de deux dunites ; figure 46a).

Les variations du rapport Mg# sont souvent attribuées à l'altération océanique (Snow et al., 1995) et traduisent une perte assez importante en MgO. Cependant, le dosage de cet élément dans les minéraux est fait par une mesure ponctuelle à la microsonde électronique sur des plages cristallines vierges de toute altération. Par conséquent, si les variations du Mg# observées étaient dues à l'altération océanique, nous aurions constaté des Mg# des péridotites plus faible que ceux des olivines, comme dans le cas des deux dunites de Sumail.

Nous pouvons donc penser que les écarts observés du rapport Mg# à la droite d'équilibre (figure 46a et b) sont dus à un processus autre que l'altération océanique. Nous pourrions envisager qu'ils représentent la signature de réactions avec des liquides basaltiques, hypothèse proposée par Niu et Hékinian (1997) et Suhr (1999).

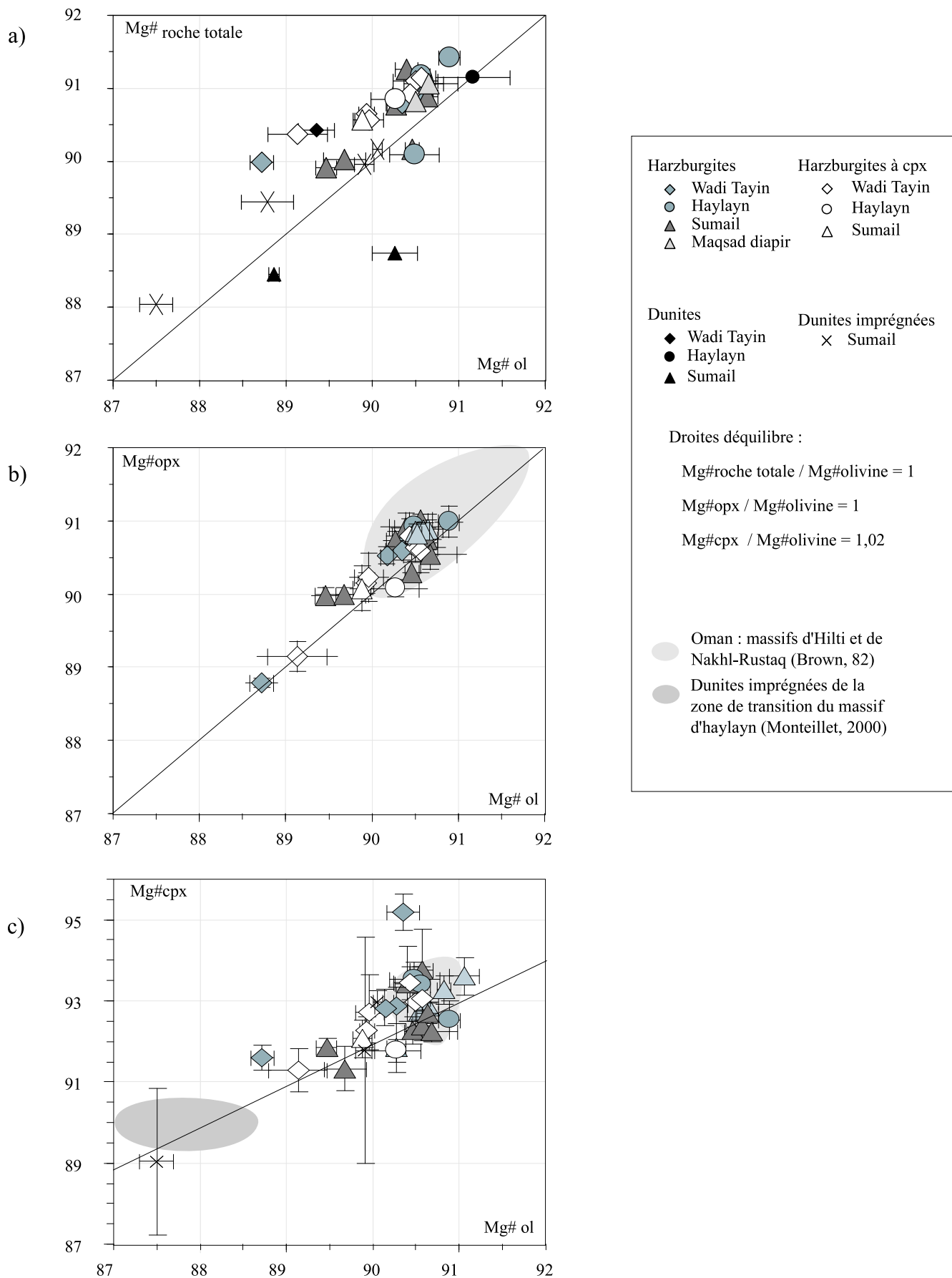


Figure 46 : Illustration des variations du rapport $Mg\#$ en roche totale (a), dans les orthopyroxènes (b) et dans les clinopyroxènes (c) en fonction du rapport $Mg\#$ dans les olivines.

Annexes

Annexe 1

Préparation des poudres de roche et des minéraux séparés pour l'analyse à l'ICP-MS

Préparation des poudres de roche

Préparation physique :

Sciage des échantillons en petits dés d'environ 1 cm de coté, à la scie diamantée, et éviction des filons de serpentine (avant de scier un échantillon, on décontamine la scie en sacrifiant un morceau de l'échantillon).

Concassage manuel des petits dés au pilon dans un mortier en acier jusqu'à obtenir une fraction grossière (diamètre des grains $\approx 0,5$ cm). Le pilon et le mortier en acier sont préalablement bien lavés à l'eau et à l'alcool à 90°, et soigneusement séchés à l'air comprimé.

Quartage du broyat afin de prélever $\frac{1}{4}$ de son volume contenant des particules de toutes les dimensions, suffisamment représentatif de l'échantillon.

Broyage de la partie prélevée dans une pulvérisette à bol en agate soigneusement lavée à l'alcool à 90°. Après 45mn de broyage le résultat obtenu est une poudre fine et bien homogène.

Préparation Chimique :

Tous les acides utilisés dans les attaques chimiques des poudres de roches sont des acides suprapurs (Merck) : HCl (12N), HF (29-30N), HNO₃ (15N) et HClO₄ (12N). Les méthodes utilisées sont celles décrites par Godard et al. (2000).

Nettoyage des saviglax[®] :

Attaque à blanc pendant 24 h des saviglax[®] avec 50 μ l d'HClO₄ + 100 μ l d'HF.

Pesée des poudres et des standards :

100 mg de poudre de péridotites sont pesés, après homogénéisation de celle-ci, puis une goutte d'eau distillée est ajoutée pour l'agglomérer.

Pour les standards utilisés, PCC-1 (péridotite), JP-1 (péridotite) et UBN (serpentinite), la quantité prélevée est de 50 mg.

Attaque chimique fluoro-perchlorique des poudres de roches (pour 100 mg) :

1^{ère} attaque HClO₄ : 1 ml HClO₄ + 2,5ml HF pendant 24 h à chaud.

1^{ère} évaporation sur plaque chauffante à 200 °C (≈ 7 h).

2^{ème} attaque HClO₄ : 0,5 ml HClO₄ + 1 ml HF pendant 24h à chaud.

2^{ème} évaporation sur plaque chauffante à 200°C (≈6h).

3 évaporations perchloriques successives :

Ajout de 0,5 ml d'HClO₄, et 1^{ère} évaporation sur plaque chauffante à 220°C (≈4h).

Ajout de 0,25 ml d'HClO₄, et 2^{ème} évaporation sur plaque chauffante à 240°C (≈4h).

Ajout de 0,25 ml d'HClO₄, et 3^{ème} évaporation sur plaque chauffante à 260°C (≈5h) jusqu'à obtention d'un résidu sec.

Les échantillons sont ensuite repris (ajout de 1,5 ml HNO₃ + 2 ml H₂O**) pour passer à l'ICP-MS.

Attaque chimique nitrique des poudres de roches (pour 100 mg) :

L'analyse des péridotites attaquées par la méthode fluoro-perchlorique ne donne pas toujours de très bons résultats à l'ICP-MS pour les terres rares légères (La et Pr). Celles-ci, sensibles aux ions Cl⁻ et ClO₄⁻ subissent des interférences. Une deuxième analyse est donc nécessaire, en pratiquant, cette fois-ci, une attaque nitrique sur les poudres de roche. Cette attaque, permettant une bonne analyse des terres rares, donne par contre de moins bons résultats pour les HFSE (Zr, Hf, Nb et Ta) et pour le Th pour plusieurs raisons : les minéraux dans lesquels se concentrent les HFSE, les spinelles et les microphases qui y sont associées, sont moins bien attaqués par ce procédé que par l'attaque fluoro-perchlorique, et l'HNO₃ ne permet pas une bonne évaporation des composés fluorés, ce qui cause des problèmes de reprise des HFSE lors du passage à l'ICP-MS.

1^{ère} attaque HNO₃ : 1 ml HNO₃ + 2,5ml HF pendant 24 h à chaud.

1^{ère} évaporation sur plaque chauffante à 140 °C (≈7h).

2^{ème} attaque HNO₃ : 0,5 ml HNO₃ + 1 ml HF pendant 24h à chaud.

2^{ème} évaporation sur plaque chauffante à 140°C (≈6h).

3 évaporations nitriques successives :

Ajout de 0,5 ml de HNO₃, et 1^{ère} évaporation sur plaque chauffante à 140°C (≈4h). Après ajout de l'acide, les savigex[®] fermés sont remis sur plaque chauffante pendant ≈1h pour homogénéiser à nouveau l'échantillon.

Ajout de 0,25 ml d'HNO₃ : remobilisation de l'échantillon pendant ≈ 1h, et 2^{ème} évaporation sur plaque chauffante à 140°C (≈4h).

Ajout de 0,25 ml d'HNO₃ : remobilisation de l'échantillon pendant ≈1h, et 3^{ème} évaporation sur plaque chauffante à 170°C (≈5h) jusqu'à obtention d'un résidu sec.

Les échantillons sont ensuite repris (ajout de 1,5 ml HNO₃+ 2 ml H₂O**) pour passer à l'ICP-MS.

Préparation des minéraux séparés

Préparation physique :

Broyage des échantillons de roche jusqu'à obtenir des fractions de granulométrie comprise entre 400 µm et 200 µm.

Tamisage et lavage des fractions obtenues à l'eau distillée.

Passage à l'étuve jusqu'à séchage complet des fractions.

Séparation des différents minéraux sous champ magnétique (Franz) :

Le premier passage de la fraction se fait à faible intensité (0,1A), fort angle (-25°) et forte vibration (6) pour enlever les particules magnétiques gênant le tri des minéraux.

Ensuite tous les minéraux sont triés sous une vibration de 2 à 3,5.

1)Tri des cpx : intensité 0,95-1A, angle +5° à +8°.

2 Tri des opx : 1^{ier} passage à intensité 0,8A, puis 2^{ième} passage à intensité 0,85-0,9A, angle +10°.

3)Tri des spinelles : intensité 0,95-1A, angle -17°.

Le reste comprend normalement la serpentine et les olivines.

Triage manuel sous une lampe binoculaire : les minéraux sont sélectionnés un à un. Ils doivent être dépourvus de serpentine (grise à verte), d'oxydes, de phases annexes et le plus limpide possible. Les cpx sont "vert d'eau", les opx sont "jaune d'or" et les olivines transparentes.

Préparation Chimique :

Comme pour les attaques de poudres de roches, tous les acides utilisés pour l'attaque des minéraux séparés sont suprapurs : HCl (12N), HF (29-30N) et HClO₄ (12N).

Nettoyage des savigillex[®] :

Attaque à blanc pendant 24 h à l'HCl (150 µl) pour les savigillex[®] destinés à recevoir les solutions de lessivage des minéraux et à l'HClO₄ (50 µl)+ HF (100 µl) pour les savigillex[®] destinés à recevoir les minéraux.

Pesée des minéraux et des standards :

La quantité minimale de minéraux séparés pour une analyse unique à l'ICP-MS est de 10 mg.

Les standards utilisés sont, Ro-A1 (péridotite du massif de Ronda), standard créé au laboratoire de Montpellier II, pour les cpx, JP1 (péridotite) pour les opx et PCC-1 (péridotite) pour les olivines. Pour eux, une quantité de 50mg est prélevée, comme pour les standards utilisés avec les poudres de roche.

Leaching :

Cette étape est destinée à nettoyer la surface des minéraux. C'est un lessivage à l'HCl (50 µl H₂O**+ 50 µl HCl pour 10 mg de minéraux) à chaud pendant environ une heure. Lorsque la solution devient verte (lessivage du Fe), il faut rincer 3 fois les minéraux. Le premier de ces rinçages s'effectue en remplissant le savigillex[®] d'1/3 d'eau distillée. Ce premier volume constitue la solution de lessivage ou "leaching". Il est récupéré dans un savigillex[®] prévu à cet effet. Les deux autres rinçages sont jetés car ce qu'ils contiennent est considéré comme négligeable pour des péridotites.

Un seul lessivage est suffisant pour les péridotites océaniques ou ophiolitiques car elles possèdent très peu de phases interstitielles.

Séchage des minéraux sur la plaque chauffante.

Les leaching sont évaporés jusqu'à obtention d'un léger résidu sec (1h sur plaque chauffante à 45°C). Ensuite ils sont prêts à être repris pour passer à l'ICP-MS.

Attaque chimique des minéraux (pour 10 mg) :

1^{ère} attaque HClO₄ : 100 µl HClO₄ + 0,25ml HF pendant 24 h à chaud.

1^{ère} évaporation sur plaque chauffante à 200°C (≈ 2h30).

2^{ème} attaque HClO₄ : 50 µl HClO₄ + 100 µl HF pendant 24h à chaud.

2^{ème} évaporation sur plaque chauffante à 200°C (≈5h).

3 évaporations perchloriques successives :

Ajout de 50 μl d' HClO_4 , et 1^{ère} évaporation sur plaque chauffante à 220°C (\approx 2h).

Ajout de 25 μl d' HClO_4 , et réhomogénéisation des échantillons, savillex[®] fermés, sur plaque chauffante pendant \approx 1h. Puis 2^{ème} évaporation sur plaque chauffante à 220°C (\approx 3h).

Ajout de 25 μl d' HClO_4 , et 3^{ème} évaporation sur plaque chauffante à 240°C (\approx 5h) jusqu'à obtention d'un résidu sec.

Avant d'être analysés à l'ICP-MS, 0,15 ml d' HNO_3 et 0,2 ml d' H_2O^{**} sont rajoutés dans les savillex[®].

N.B.: Lors des attaques chimiques des minéraux, il est important qu'ils soient intégralement mis en solution. Il est donc parfois nécessaire de prolonger l'attaque.

Annexe 2

Méthode d'analyse par ICP-MS

(Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry)

L'analyse de 31 éléments en trace a été faite sur un spectromètre de masse quadripolaire à source plasma ou ICP-MS (Inductively Coupled Plasma – Quadripole Mass Spectrometry, PQ2+Turbo, VG elemental©) au laboratoire de l'université de Montpellier II (ISTEEM).

Le principe de cet appareil est de mesurer des ions créés par injection dans un plasma d'Argon de la solution à analyser, transformée en un aérosol de très fines gouttelettes. Les ions sont analysés dans le spectromètre de masse, où, après focalisation, ils sont filtrés selon leur rapport masse/charge par un quadripôle et envoyés sur le détecteur.

Les caractéristiques techniques de cet appareil, résumées dans le tableau A2-1 ci-après, permettent un dosage rapide dans une même solution d'un grand nombre d'éléments, avec un bruit de fond négligeable, une limite de détection de l'ordre du ppb (pour les concentrations dans les roches) sur l'ensemble des éléments et avec une résolution en masse, grâce au système à quadripôle, de 0,8 uma sur les masses moyennes.

La méthode d'analyse quantitative utilisée sur l'ICP-MS de l'université de Montpellier II est une méthode directe par étalonnage externe sauf pour les éléments Nb et Ta pour lesquels un étalonnage auxiliaire est utilisé (voir ci-dessous). Des solutions synthétiques sont utilisées pour établir des courbes d'étalonnage pour chaque élément, et corriger par la suite les interférences entre les éléments. Des étalons internes, In et Bi, rajoutés aux échantillons et aux solutions d'étalonnage externe, sont utilisés pour corriger la dérive instrumentale et les variations du signal liées aux effets de matrice. Ils sont composés des éléments In (10ppb) et Bi (10ppb), non contenus dans les péridotites, et dont les masses sont dans la gamme des masses des autres éléments analysés.

Les solutions d'étalonnage externe :

Elles sont préparées par pesée une fois par an, à l'exception des solutions contenant Zr et Hf qui sont préparées le jour même des analyses à cause de leur instabilité en milieu nitrique. Elles comportent tous les éléments, dénués d'interférences, qui vont être dosés dans les échantillons dans des concentrations précisément connues. Les solutions d'étalonnage externe sont au nombre de 5 (tableau A2-2).

A partir des concentrations des éléments dans les solutions d'étalonnage externe, A, A1, B, B1 et Pr, les droites d'étalonnage sont recalculées par régression linéaire, en prenant *a priori* le fait qu'elles passent toutes obligatoirement par 0.

ICP-MS :

Puissance directe : 1350W

Puissance réfléchié : <5W

Flux d'Argon (l/min) :

Débit du gaz de refroidissement : 14

Débit du gaz auxiliaire : 0.9

Débit du gaz porteur : 0.85

Cônes

Cône d'échantillonnage en Ni (diamètre d'ouverture) : 1m

Cône d'écrétage en Ni (diamètre d'ouverture) : 0.7mm

Débit d'absorption de l'échantillon : 0.7 ml/mn

Position des lentilles

(position des boutons de réglage : sans unité)

Extraction : 1.6

Collection : 8.2

Lentille1 : 8.0

Lentille2 : 5.4

Lentille3 : 5.5

Lentille4 : 3.9

Nb : ces paramètres sont modulables en fonction des conditions opératoires

Paramètres d'acquisition des données :

Mode d'acquisition : "Pulse counting"

Nombre de canaux : 2048

Temps d'intégration par pic : 10.24ms

Nombre de points par pic : 5

Nombre de prise : 3

Temps d'acquisition : 80s

Temps de rinçage : 180s

***A2-1 : Mode opératoire de l'ICP-MS, tels qu'il est
utilisé au laboratoire de l'université de Montpellier II pour l'analyse
multiélémentaire des péridotites.***

Elément (ppb)	Péri A	Péri B
Rb	2,476	
Sr	24,4815	
Y	4,923	
Zr		
Nb		
Cs	0,6177	
Ba	24,6833	
La	2,4507	
Ce	2,4477	
Pr	0,2444	
Nd	2,437	
Sm	0,4904	
Eu		0,2475
Gd		1,3426
Tb		0,2458
Dy		1,36
Ho		0,2429
Er	0,5008	
Tm	0,248	
Yb	0,4959	
Lu	0,2461	
Hf		
Ta		
Pb	0,4995	
Th	0,2463	
U	0,2491	

Les solution Zr et Hf sont préparées le jour même des analyses par pesée :

Zr (10 ppm) : 0,1 ml de Zr (1050 ppm) dans 10 ml avec 1,5 ml d'HCl (12N).

Zr (1 ppm) : 1 ml de Zr (10 ppm) dans 10 ml,

Hf (5ppm) : 0,1 ml de Hf (1000 ppm) dans 20 ml avec 2,76 ml d'HCl (12N).

Hf (20ppb) : 0,1 ml de Hf (5ppm) dans 25 ml avec 3,45 ml d'HCl (12N).

A = 8,9 ml H₂O + 0,25 ml HNO₃ (15N) + 0,1 ml In,Bi (1ppm) + 0,25 Péri A + 0,25 Hf (20ppb) + 0,25 Zr (1ppm)

A1 = 8,15 ml H₂O + 0,25 ml HNO₃ (15N) + 0,1 ml In,Bi (1ppm) + 0,5 Péri A + 0,5 Hf (5ppm) + 0,5 Zr (10ppm)

B = 9,4 ml H₂O + 0,25 ml HNO₃ (15N) + 0,1 ml In,Bi (1ppm) + 0,25 Péri B

B1 = 9,15 ml H₂O + 0,25 ml HNO₃ (15N) + 0,1 ml In,Bi (1ppm) + 0,5 Péri B

Pr = 9,15 ml H₂O + 0,25 ml HNO₃ (15N) + 0,1 ml In,Bi (1ppm) + 0,5 Pr, Eu, Sm

A2-2 : Préparation et composition des solutions de calibration externe pour le passage à l'ICP-MS.

Valeurs 2000, utilisées par le maboratoire de Montpellier II.

Etalonnage auxiliaire :

Les teneurs en Nb et Ta dans les roches mantelliques sont proches de la limite de détection. Pour éviter les problèmes de contamination liés au passage à l'ICP-MS de solutions riches en Nb et Ta, un étalonnage auxiliaire est utilisé. Elle est réalisée avec des standards internes dont les masses et les propriétés chimiques sont voisines de Nb et Ta (Zr pour Nb et Hf pour Ta). Ainsi, les concentrations en ces éléments dans les échantillons sont quantifiées à partir du rapport entre les nombres de coups sur les deux masses voisines, pour chaque couple d'éléments, de la concentration des standards internes et de facteurs de sensibilité.

$${}^{93}\text{Nb}_{\text{ppb}} = {}^{90}\text{Zr}_{\text{ppb}} \times ({}^{93}\text{Nb}_{\text{nc}}/{}^{90}\text{Zr}_{\text{nc}}) \times f_{\text{Nb}}$$

$${}^{181}\text{Ta}_{\text{ppb}} = {}^{178}\text{Hf}_{\text{ppb}} \times ({}^{181}\text{Ta}_{\text{nc}}/{}^{178}\text{Hf}_{\text{nc}}) \times f_{\text{Ta}}$$

Les facteurs, f_{Nb} et f_{Ta} , quantifient la réponse de l'appareil, sous des conditions opératoires définies. Ils sont déterminés à partir de l'analyse de solutions standards Nb et Ta certifiées dont les concentrations (${}^{93}\text{Nb}_{\text{ncstd}}$, ${}^{181}\text{Ta}_{\text{ncstd}}$) sont parfaitement connues.

$$f_{\text{Nb}} = {}^{93}\text{Nb}_{\text{nc}} \text{ mes.} / {}^{93}\text{Nb}_{\text{ncstd}}$$

$$f_{\text{Ta}} = {}^{181}\text{Ta}_{\text{nc}} \text{ mes.} / {}^{181}\text{Ta}_{\text{ncstd}}$$

A l'université de Montpellier II, la valeur utilisée des facteurs f_{Nb} et f_{Ta} est de 0,626 et de 0,326 respectivement. Ils servent à corriger la différence entre les concentrations en ces éléments dans les solutions standards et les concentrations détectées par l'appareil.

Passage à l'ICP-MS des poudres de roches et des minéraux séparés:

les paramètres expérimentaux de l'ICP-MS utilisés pour l'analyse des péridotites sont ceux décrits plus haut (A2-1). Les roches que nous avons analysées étant très pauvres en éléments en trace, les temps d'acquisition sont donc très courts pour éviter une perte importante du signal occasionnée par la charge de la matrice.

Avant leur introduction, les solutions échantillons sont diluées d'un facteur 1000 par rapport à la masse de poudre de roche attaquée.

Après leur reprise (cf. annexe1), les échantillons sont transvasés dans des tubes (tI) où de l'H₂O** bi-distillée est rajoutée jusqu'à obtenir un volume d'environ 20ml pour les roches et

2ml pour les minéraux. Cette dilution est faite en pesée. Puis, 2 ml de ces tubes (tI) sont prélevés par pesée, et placés dans des tubes (tII) pour l'analyse. On ajoute alors, 7,65 ml d'H₂O** bi-distillée, 0,25 ml d'HNO₃ (15N) et 0,1 ml de solution étalon In-Bi (1ppm) par pesée.

Le facteur de dilution des échantillons est donc :

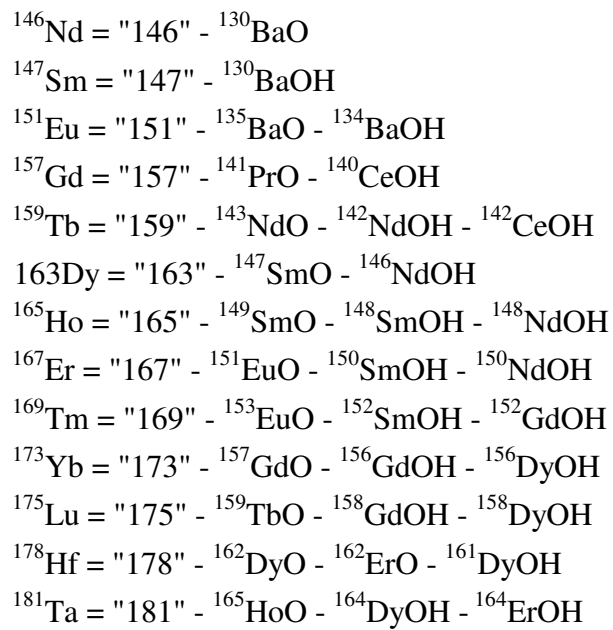
$$fD = V_{final\ tII} \times (Pds\ éch\ jaugé\ (V_{final\ tI}) / V_{éch\ prélevé\ dans\ tI}) \times (1000/pds\ éch\ attaqué)$$

Les procédures de passage à l'ICP-MS comprennent 7 à 10 échantillons (pour les poudres de roches) ou 5 échantillons et leur leaching (pour les minéraux séparés), 3 standards, un blanc machine et 3 blancs de chimie (voir ci-dessous). Le blanc machine est une solution préparée le jour même des analyses. Elle est introduite en premier dans l'ICP-MS. Elle permet de juger de la propreté interne de l'appareil et de corriger des éventuels effets de mémoire lorsque les analyses précédentes sont très riches.

L'ordre de passage des échantillons à l'ICP-MS se fait en fonction de la richesse en éléments en trace des solutions; les blancs chimie sont donc analysés en premier, juste après le blanc machine.

Ci-dessous, une procédure type de passage d'échantillons, roche totale ou minéraux séparés, à l'ICP-MS :

- 1 blanc machine, préparé le matin même du passage. Il contient 9,65ml d'H₂O** bi-distillée, 0,25ml d'HNO₃ (15N) et 0,1ml de la solution In-Bi.
- 3 blancs de chimie.
- 5 à 7 échantillons pour les roches totales, ou les leachings puis 3 échantillons pour les minéraux.
- 5 solutions d'étalonnage, A, A1, B, B1 et Pr, servant à l'étalonnage de l'appareil.
- 2 à 3 échantillons.
- 3 standards dans l'ordre du plus pauvre au plus riche.



A2-3 : Corrections d'interférences effectuées à partir du taux de production d'oxydes

Calcul des interférences :

Une interférence est une molécule formée entre un élément contenu dans la solution (Nd, Sm, Er etc...) et les ions O^{2-} ou OH^- issus de l'ionisation de l'eau, rajoutée lors de la dilution des échantillons, dans le plasma. Elle se forme par recombinaison moléculaire au niveau du cône d'échantillonnage. Les oxydes, ainsi formés, possèdent une masse moléculaire identique à celle d'autres éléments plus lourds. Par exemple, l'oxyde $^{130}Ba^{16}O$ a la même masse que le ^{146}Nd . Par conséquent l'élément et l'oxyde de même masse sont triés ensemble par le quadripôle et détectés de la même manière. La mesure de l'élément s'en trouve surestimée.

Pour palier les problèmes d'interférence sur certains isotopes causée par la production d'oxydes, des corrections doivent être faites (A2-3). Les coefficients de correction des interférences sont calculés à partir des solutions d'étalonnage externe, A1, B1 et Pr.

Les résultats:

les limites de détection de l'ICP-MS peuvent être calculées en utilisant les mesures du blanc machine, solution introduite en premier dans chaque procédure. Elles correspondent à 3x la déviation standard du blanc machine exprimée en concentration. Les limites de détection reflètent la sensibilité et l'état de propreté de l'appareil.

Les valeurs de référence des limites de détection des éléments sur un ICP-MS sont données en figures A2-4 , ainsi que celle de l'appareil de l'université Montpellier II (A2-4 et A2-5).

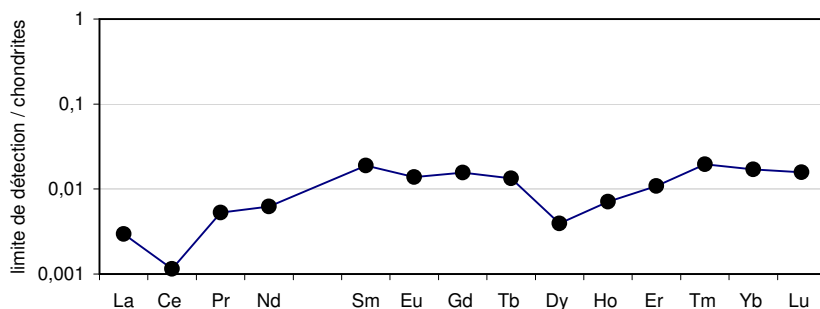
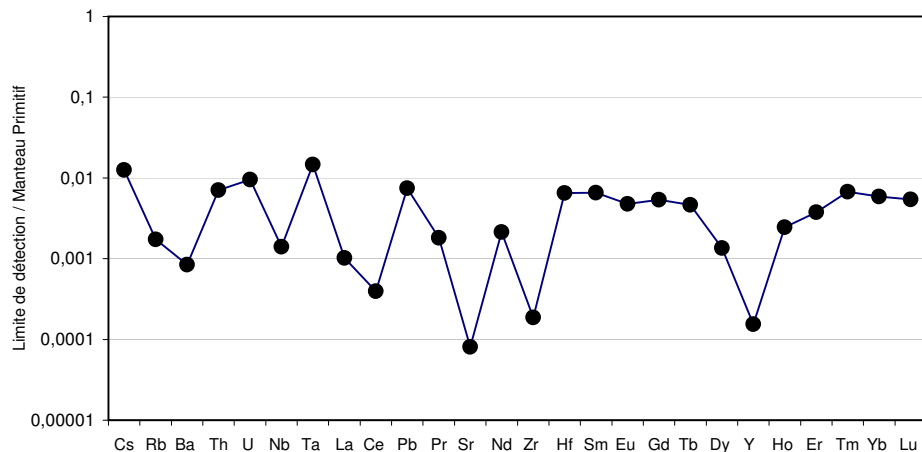
La préparation chimique des échantillons n'est pas toujours dénuée de pollution. Les attaques chimiques des roches effectuées en salle grise à l'université de Montpellier II ne permettent pas de s'affranchir de la pollution atmosphérique, notamment celle en Pb. Pour quantifier la partie du signal obtenu pour chaque élément à l'ICP-MS qui ne correspond pas à leur concentration dans les échantillons, des blancs de chimie sont utilisés. Ce sont des solutions sans matière réalisées suivant le même procédé d'attaque que les échantillons avec lesquels ils vont être analysés. Ils sont donc les témoins des pollutions externes (salle de chimie, tubes pour les dilutions...) subies par les échantillons au cours de leur préparation.

Les valeurs maximales des concentrations en éléments en trace dans les blancs de chimie obtenues sur 2 ans, lors de l'analyse de nos échantillons, sont reportées dans la figure A2-6. Elles sont, en général, très basses, excepté pour le Pb, ce qui montre que nos conditions opératoires n'étaient pas mauvaises.

La qualité des mesures et leur reproductibilité peuvent être visualisées par les résultats des analyses des standards internationaux utilisés systématiquement à chaque procédure. Ces

Elément	Masse	U. Montpellier II	Pin (1996)	Ionov (1992)
Rb	85	1,1		2
Sr	86	1,7		6
Y	89	0,7		
Zr	91	2,1		7
Nb	93	1		1
Cs	133	0,4		
Ba	137	5,9		8
La	139	0,7	1,6	1,5
Ce	140	0,7	6,8	1,5
Pr	141	0,5	1,4	1
Nd	146	2,9	0,6	2
Sm	147	2,9	0,7	1,5
Eu	151	0,8	0,4	0,4
Gd	157	3,2	0,5	1
Tb	159	0,5	0,6	0,2
Dy	163	1	0,4	1
Ho	165	0,4	0,4	0,25
Er	167	1,8	0,5	0,6
Tm	169	0,5	0,5	0,2
Yb	173	2,9	0,4	0,4
Lu	175	0,4	0,5	0,2
Hf	178	2		1
Ta	181	0,6		0,2
Pb	208	1,3		5
Th	232	0,6		0,3
U	238	0,2		0,3

A2-4 : Limites de détections (en ppb) sur les roches par un ICP-MS à quadripôle obtenues par le laboratoire de l'université de Montpellier II (1997), et comparaison avec les valeurs de la littérature.



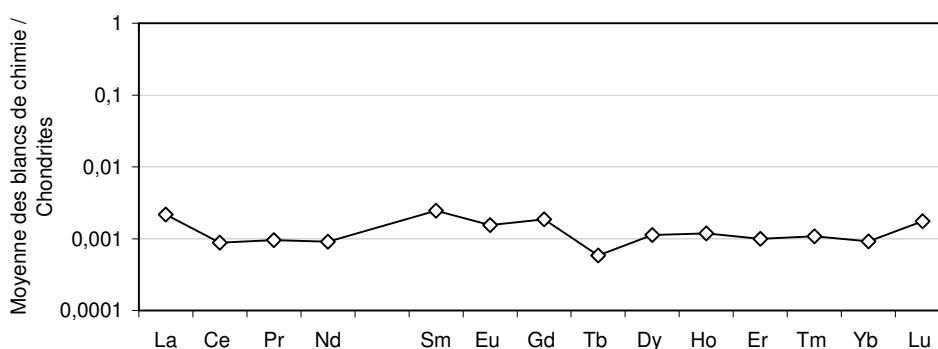
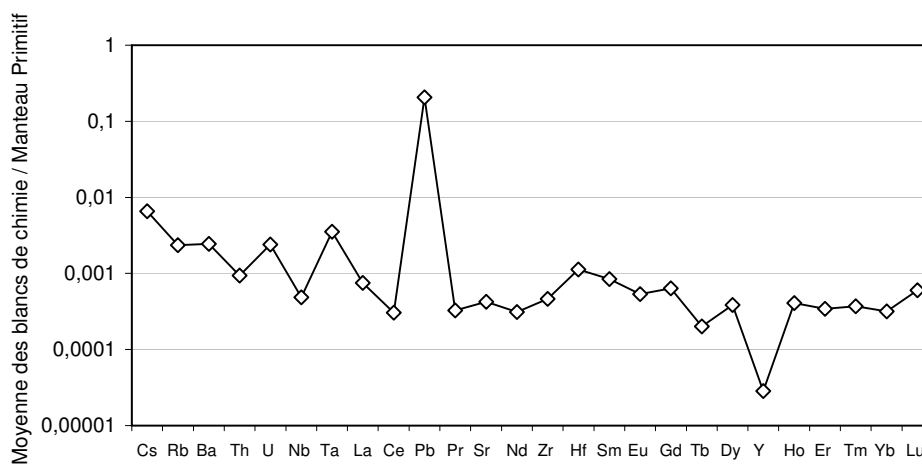
A2-5 : Limites de détections de l'ICP-MS à quadripôle de l'université de Montpellier II (1997) représentées sous forme de spectres de valeurs normalisées au manteau primitif (Sun et Mc Donough, 1989), en haut, et aux chondrites (Sun et Mc Donough, 1989), en bas.

Blanc de chimie (moyenne sur 36) teneurs en ppb			
Elément	moyenne	2σ	Valeur maximale
Rb	1	1	3
Sr	9	6	15
Y	0,13	0,06	0,19
Zr	5	5	10
Nb	0,3	0,3	0,7
Cs	0,2	0,3	0,5
Ba	17	12	29
La	0,5	0,6	1,1
Ce	0,5	0,4	0,9
Pr	0,1	0,2	0,3
Nd	0,4	0,7	1,1
Sm	0,4	0,7	1,0
Eu	0,1	0,1	0,2
Gd	0,4	0,4	0,7
Tb	0,02	0,02	0,04
Dy	0,3	0,3	0,6
Ho	0,1	0,1	0,2
Er	0,2	0,2	0,3
Tm	0,03	0,05	0,07
Yb	0,2	0,1	0,3
Lu	0,04	0,04	0,08
Hf	0,3	0,3	0,7
Ta	0,1	0,1	0,3
Pb	36,0	19	55
Th	0,08	0,07	0,15
U	0,05	0,06	0,11

A2-6 : Teneurs en éléments en trace dans les blancs de chimie (après soustraction du blanc machine). Les concentrations du tableau ci-dessus correspondent à une moyenne sur 36 blancs analysés avec les échantillons de cette étude sur une période de 2 ans. Les valeurs non significatives, dues à une pollution accidentelle, ont été éliminées.

En dessus, les concentration en éléments en trace des blancs de chimie sont représentées normalisées au manteau primitif (Sun et Mc Donough, 1991) (en haut), et normalisées aux chondrites (Sun et Mc Donough, 1991), en bas.

NB : Les valeurs des blancs peuvent varier d'une procédure à une autre selon les conditions dans lesquelles a été réalisée la préparation chimique. C'est pourquoi nous avons soustrait à la composition de chaque échantillon la moyenne des blancs correspondant à leur procédure.



standards sont des échantillons de référence dont les concentrations sont publiées. Il en existe pour chaque type de roches. Ceux dont la composition se rapproche le plus des péridotites ultra pauvres ont été utilisés dans notre étude : JP-1 (péridotite), PCC-1 (péridotite) et UBN (serpentine) (A2-7 à A2-9). Un standard 'maison' fabriqué au laboratoire de Montpellier II a aussi été utilisé : ROA-1 (webstérite du massif de Ronda ; A2-10). Sa fiabilité est confirmée par la relative constance de la multitude de mesures qui ont été réalisées sur cette roche (Remaïdi, 1993, Garrido, 1995, Narbona, 1999 et Lenoir, 2000).

La procédure d'attaque des standards est la même que celle des échantillons avec lesquels ils vont être analysés, adaptée à 50mg. Ainsi, les erreurs de préparation chimique (dissolution incomplète des poudres, erreur de préparation chimique, instabilité des solutions) peuvent être identifiées au moment de l'analyse.

ppm Auteur Date	JP-1 *	JP-1	JP-1 *	JP-1	
	Govindaraju 1994	JGS 1998	Ionov et al. 1992	nombre de mesures = 8 moyenne 2σ	
Li	1,8	1,79		1,5	0,2
Ti		35,97		24	3
Ni	2460	2460		2310	196
Sc	7,07	7,24	7,6		
Rb		0,8	0,34	0,33	0,05
Sr		3,32	0,6	0,57	0,07
Y		1,54		0,10	0,03
Zr	6,3	5,92	5	6	1
Nb	1,2	1,48	0,067	0,07	0,07
Cs				0,040	0,004
Ba	17	19,5	10,3	11	1
La	0,1	0,084	0,038	0,2	0,5
Ce	0,2	0,19	0,067	0,3	0,9
Pr	0,02	0,02	0,012	0,04	0,1
Nd	0,07	0,072	0,039	0,1	0,4
Sm	0,02	0,019	0,019	0,03	0,06
Eu	0,003	0,004	0,0046	0,004	0,002
Gd	0,02	0,015	0,016	0,03	0,03
Tb	0,003	0,003	0,0027	0,004	0,003
Dy	0,02	0,022	0,02	0,02	0,02
Ho		0,018	0,0052	0,005	0,002
Er	0,02	0,016	0,016	0,018	0,007
Tm			0,0033	0,003	0,001
Yb	0,02	0,022	0,023	0,025	0,004
Lu		0,0044	0,005	0,006	0,001
Hf	0,21	0,2	0,126	0,14	0,01
Ta		0,02	0,0048	0,006	0,003
Pb	0,114	0,12	0,13	0,11	0,05
Th	0,18	0,19	0,13	0,09	0,25
U	0,02	0,036	0,013	0,015	0,005

A2-7 : Analyse des éléments en trace du standard international JP-1 (péridotite).

Comparaison avec les valeurs de référence issues de la littérature (Govindaraju, 1994 ; J.G.S., 1998 ; Ionov et al., 1992).

La précision de nos résultats peut être estimée en regardant l'écart type sur la moyenne des 8 analyses de ce standard.

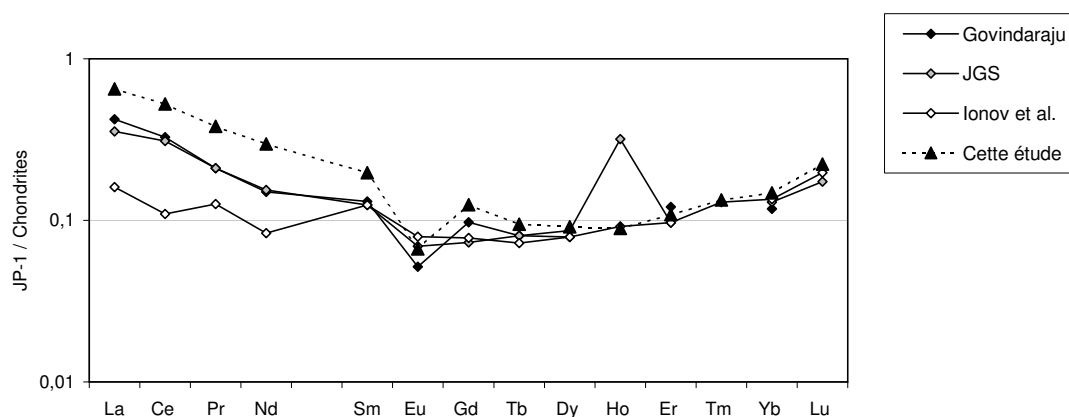
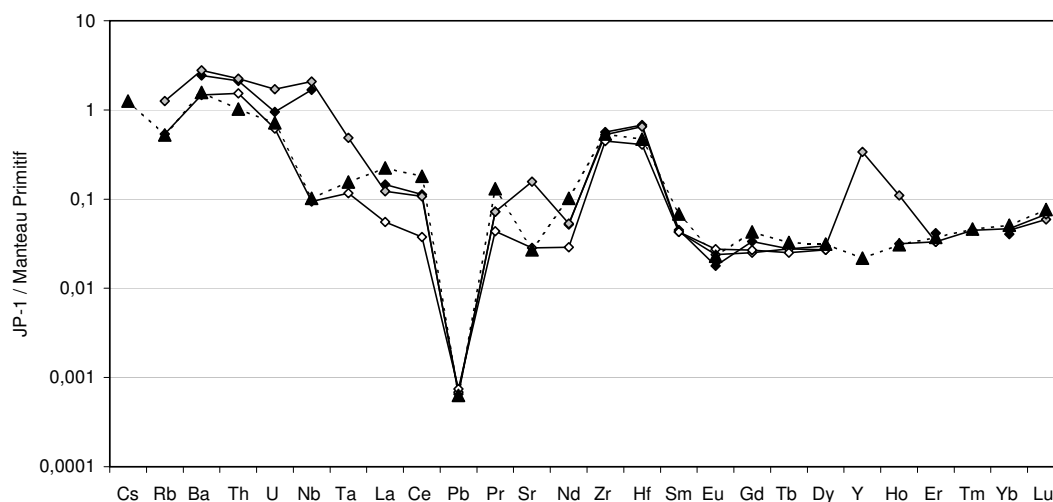
Les éléments La, Ce et Pr sont en très faibles concentrations dans ce standard. Les valeurs de 2σ, bien que basses, pour les 8 mesures réalisées sont supérieures à la concentration moyenne de ces éléments. L'erreur sur leur mesure est donc très grande. Outre ces éléments, le Ti, le Ni, le Zr et le Ba, ont des erreurs qui sont inférieures à 50%.

La justesse et la stabilité à long terme des analyses peut être appréciée en comparant les valeurs obtenues par notre étude avec celles obtenues par Ionov et al. (1992), Govindaraju (1994) et le Japan Geological Survey (JGS, 1998).

Pour les éléments en très faible concentration, comme Y, et les éléments moyennement et très incompatibles, les concentrations mesurées sont parfois très différentes. Cet effet peut être dû à l'inhomogénéité de la poudre de ce standard.

Dans les graphes ci-dessous, sont représentés les concentrations en éléments en traces obtenues pour ce standard normalisées au manteau primitif (Sun et Mc Donough, 1989), en haut, et normalisées aux chondrites (Sun et Mc Donough, 1989), en bas.

*Geostand. Newslett. Vol.16 pp 311-315



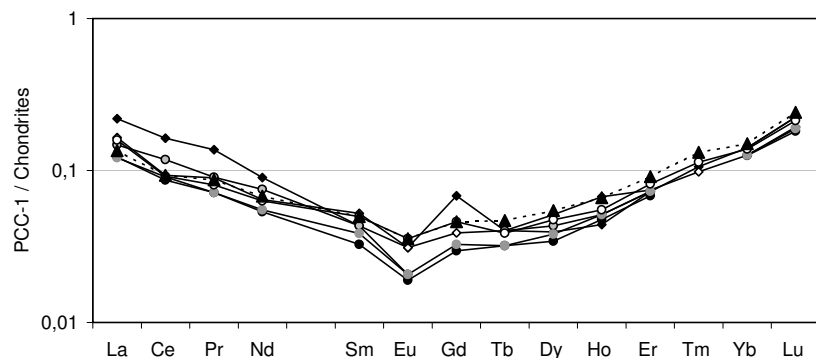
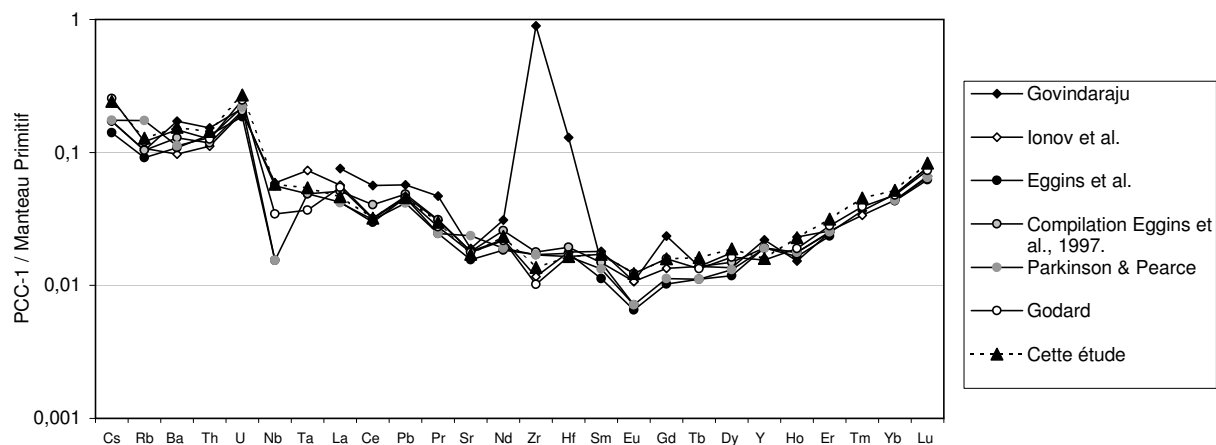
ppm	PCC1 *	PCC1 *	PCC1 '	PCC1 '	PCC1 "	PCC1°	PCC1	
Auteur	Govindaraju	Ionov et al.	Eggins et al.	Valeurs recommandées	Parkinson & Pearce	Godard	nombre de mesures = 10	
Date	1994	1992	1997	par Eggins et al., 1997.	1998	2000	moyenne	2σ
Li	1,6		0,9	1,2	1,03		0,95	0,09
Ti	59,95		23	75	26		30,1	0,6
Ni	2380		2052	2380			2264	104
Sc	8,4	7	9	8,4	11			
Rb	0,066	0,068	0,058	0,066	0,11	0,076	0,08	0,04
Sr	0,4	0,38	0,33	0,38	0,5	0,374	0,36	0,05
Y	0,1		0,087	0,087	0,086	0,071	0,073	0,006
Zr	10	0,13	0,191	0,2	0,19	0,114	0,15	0,04
Nb		0,042	0,011	0,04	0,011	0,025	0,04	0,02
Cs	0,0055		0,0045	0,0055	0,0056	0,008	0,008	0,002
Ba	1,2	0,68	0,76	0,9	0,782	1,033	1,1	0,2
La	0,052	0,039	0,029	0,035	0,0288	0,038	0,032	0,005
Ce	0,1	0,057	0,053	0,072	0,0555	0,056	0,06	0,01
Pr	0,013	0,0085	0,0068	0,0086	0,0068	0,008	0,008	0,002
Nd	0,042	0,03	0,025	0,035	0,02575	0,029	0,032	0,006
Sm	0,0066	0,008	0,005	0,0066	0,0059	0,008	0,008	0,007
Eu	0,0018	0,0018	0,0011	0,0012	0,0012	0,002	0,002	0,002
Gd	0,014	0,008	0,0061	0,0067	0,0067	0,009	0,011	0,006
Tb	0,0015	0,0015	0,0012	0,0015	0,0012	0,001	0,002	0,001
Dy	0,01	0,013	0,0087	0,011	0,0097	0,012	0,014	0,005
Ho	0,0025	0,0038	0,0027	0,0029	0,0029	0,003	0,004	0,001
Er	0,012	0,0123	0,0113	0,012	0,0121	0,013	0,015	0,005
Tm	0,0027	0,0025				0,003	0,003	0,001
Yb	0,024	0,0215	0,0213	0,024	0,0215	0,023	0,026	0,003
Lu	0,0057	0,0049	0,0046	0,0057	0,0048	0,005	0,006	0,001
Hf	0,04	0,0055	0,0054	0,006	0,0051	0,005	0,008	0,004
Ta		0,003	0,002	0,002		0,002	0,002	0,002
Pb	10	8,2	8	8,5	7,3	7,997	8,0	0,7
Th	0,013	0,0095	0,0115	0,01	0,011	0,011	0,012	0,003
U	0,0045	0,0042	0,0039	0,0043	0,0046	0,005	0,006	0,002

Chem. Geol. 134, 311-326, 1997

* Geostand. Newslett. Vol.18 sp.issue

" J. Petrol., 39 (9), 1577-1618, 1998

° EPSL 180(1-2), 133-148, 2000.



A2-8 : Analyse en éléments en trace du standard international PCC-1 (péridotite). Comparaison avec les valeurs de référence (Govindaraju, 1994 ; Ionov et al., 1992 ; Eggins et al., 1997 ; Parkinson et Pearce, 1998, et Godard et al., 2000).

Excepté pour le Ti, le Ni, et le Pb, les erreurs de mesure sont inférieures à 20% pour ce standard. La reproductibilité et la précision de nos résultats sur les 10 analyses de ce standard sont donc satisfaisants. Par ailleurs, une certaine conformité existe entre toutes les données d'analyse de ce standard.

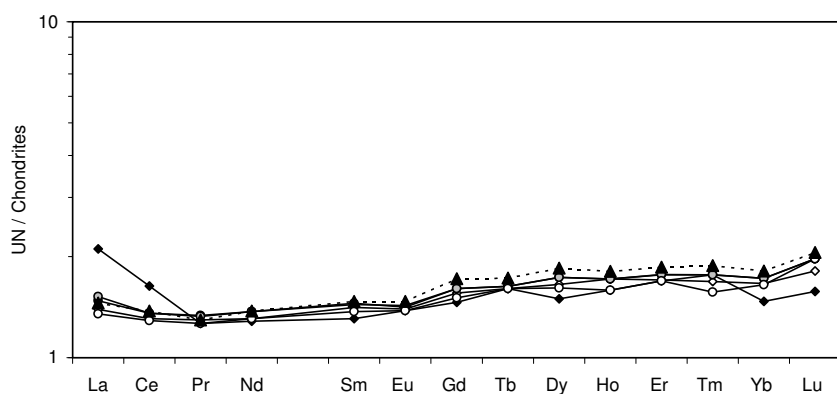
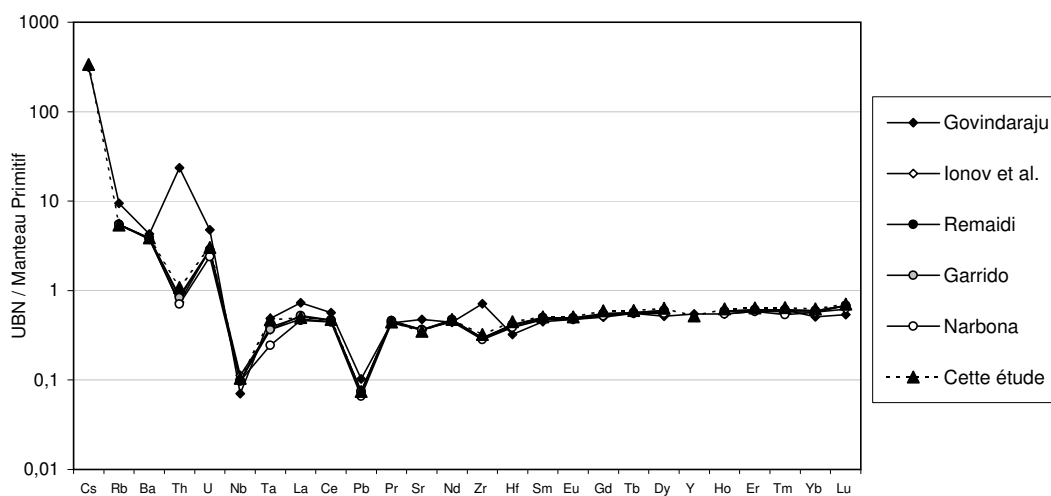
La reproductibilité à long terme, par comparaison avec les travaux de Ionov et al. (1992) et de Govindaraju (1994), est assez bonne.

ppm	UBN *	UBN '	UBN-R "	UBN-C "	UBN "	UBN	
Auteur	Govindaraju	Ionov et al.	Remaidi	Garrido	Narbona	nombre de mesures =2	
Date	1994	1992	1993	1995	1999	moyenne	2σ
Li	27					26,42	
Ni	2000					609	
Ti	659,45					1870	
Sc	13	14	13,1	12,7			
Rb	6	3,5	3,5	3,5	3,43	3,4	0,2
Sr	10	7,8	7,7	7,6	7,66	7,4	0,1
Y	2,5					2,37	0,08
Zr	8	3,3	3,3	3,3	3,17	3,6	0,3
Nb	0,05	0,08	0,071	0,069	0,07	0,074	0,001
Cs	10					10,8	0,3
Ba	30	26	27	27	26,68	27,2	0,7
La	0,5	0,33	0,35	0,36	0,32	0,345	0,001
Ce	1	0,8	0,83	0,83	0,79	0,84	0,02
Pr	0,12	0,123	0,127	0,126	0,12	0,123	0,004
Nd	0,6	0,61	0,64	0,64	0,61	0,64	0,02
Sm	0,2	0,216	0,222	0,22	0,21	0,225	0,001
Eu	0,08	0,081	0,082	0,083	0,08	0,085	0,001
Gd	0,3	0,32	0,33	0,33	0,31	0,35	0,01
Tb	0,06	0,06	0,061	0,061	0,06	0,065	0,001
Dy	0,38	0,42	0,44	0,44	0,41	0,47	0,01
Ho	0,09	0,097	0,097	0,097	0,09	0,102	0,001
Er	0,28	0,282	0,292	0,293	0,28	0,308	0,006
Tm	0,045	0,043	0,045	0,045	0,04	0,048	0,003
Yb	0,25	0,283	0,293	0,293	0,28	0,31	0,02
Lu	0,04	0,046	0,05	0,05	0,05	0,0522	0,0001
Hf	0,1	0,122	0,129	0,128	0,12	0,139	0,002
Ta	0,02	0,015	0,016	0,015	0,01	0,0193	0,0002
Pb	18	12,8	13	13	11,5	13	1
Th	2	0,063	0,074	0,071	0,06	0,092	0,004
U	0,1	0,06	0,06	0,059	0,05	0,064	0,001

A2-9 : Analyse des éléments en trace du standard international UBN (serpentine). Comparaison avec les valeurs de référence issues de la littérature (Govindaraju, 1994 ; Ionov et al., 1992), et avec les valeurs des analyses réalisées au laboratoire de Montpellier II précédemment (Remaidi, 1993 ; Garrido, 1995 ; Narbona, 1999). Etant donné la faible quantité d'analyses que nous avons effectuées sur ce standard, la précision de nos mesures ne peut être estimées. Cependant, la justesse des analyses peut être appréciée en comparant avec les valeurs obtenues en 1993, 1995 et 1999 sur l'ICP-MS du laboratoire de Montpellier II. En conséquent, une grande reproductibilité à long terme s'observe pour l'analyse de ce standard.

Dans les graphes ci-dessous, sont représentés les concentration en éléments en traces obtenues pour ce standard normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989), en haut, et normalisées aux chondrites (Sun et Mc Donough, 1989), en bas.

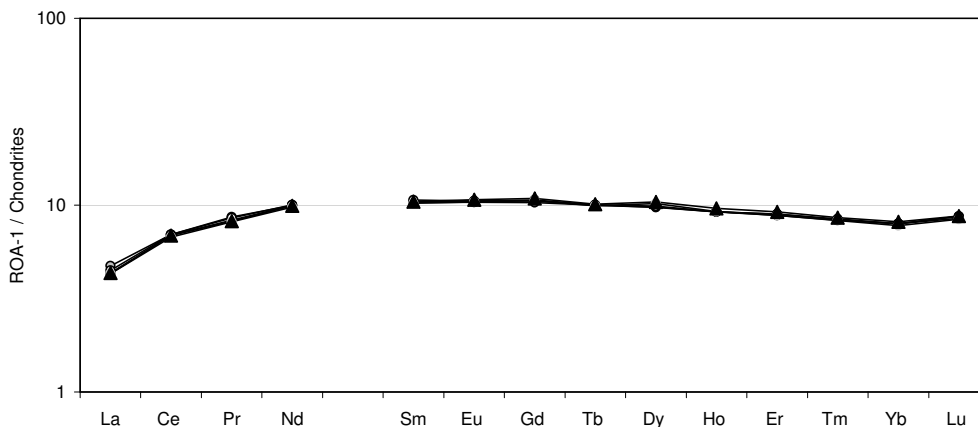
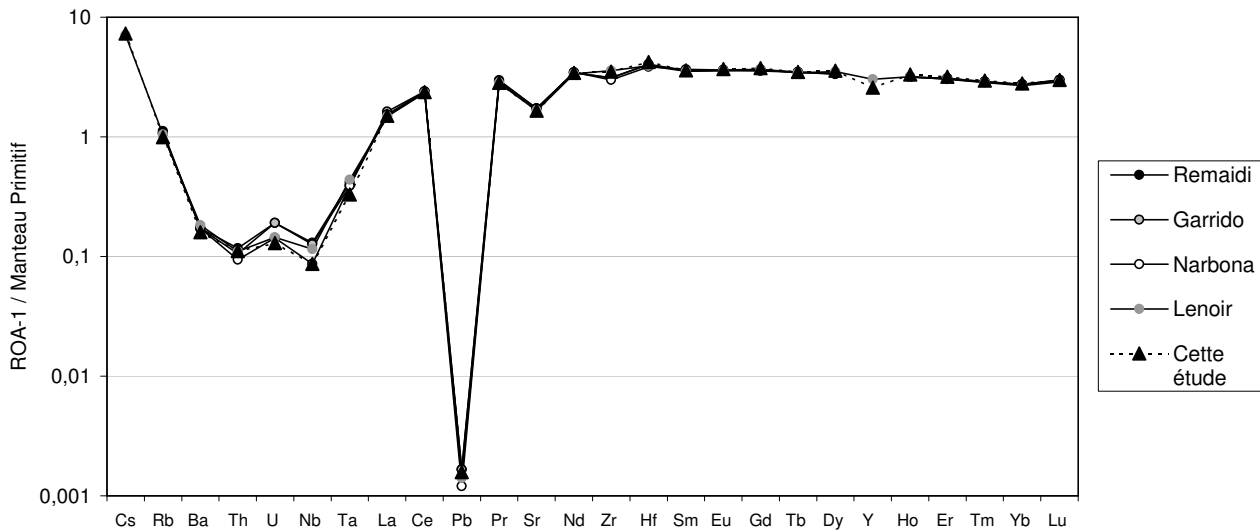
* Geostand. Newslett. Vol.18 sp.issue
 Geostand. Newslett. Vol.16 pp 311-315
 " thèse réalisées à l'université montpellier II.



ppm	ROA-C *	ROA-R *	ROA1 *	ROA1 *	ROA1	
	Remaidi	Garrido	Narbona	Lenoir	nombre de mesures =2	2σ
Date	1993	1995	1999	2000		
Li						
Ni						
Ti						
Sc	27	29				
Rb	0,71	0,68	0,68	0,664	0,63	0,03
Sr	36,5	36,6	36,2	34,961	35	2
Y				13,812	11,8	0,5
Zr	34,8	35	33,6	39,978	39	5
Nb	0,093	0,09	0,062	0,082	0,062	0,009
Cs				0,227	0,234	0,007
Ba	1,2	1,2	1,2	1,279	1,12	0,03
La	1,02	1,12	1,06	1,021	1,03	0,01
Ce	4,22	4,25	4,25	4,120	4,2	0,2
Pr	0,79	0,82	0,81	0,775	0,781	0,009
Nd	4,66	4,65	4,69	4,560	4,6	0,2
Sm	1,58	1,59	1,63	1,565	1,60	0,01
Eu	0,6	0,61	0,61	0,603	0,62	0,02
Gd	2,12	2,16	2,19	2,175	2,24	0,01
Tb	0,374	0,374	0,375	0,371	0,38	0,01
Dy	2,47	2,48	2,51	2,592	2,64	0,03
Ho	0,52	0,52	0,52	0,522	0,544	0,002
Er	1,48	1,48	1,46	1,458	1,52	0,02
Tm	0,215	0,213	0,212	0,211	0,218	0,006
Yb	1,35	1,35	1,35	1,321	1,38	0,05
Lu	0,221	0,221	0,216	0,214	0,222	0,006
Hf	1,24	1,25	1,19	1,210	1,31	0,01
Ta	0,017	0,016	0,016	0,018	0,014	0,001
Pb	0,29	0,29	0,21	0,246	0,28	0,02
Th	0,01	0,009	0,008	0,009	0,009	0,0004
U	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,0003

A2-10 : Analyse des éléments en trace du standard créé au laboratoire de Montpellier II, ROA-1 (webstérite du massif de Ronda).
 Comparaison avec les valeurs de référence issues de la des analyses réalisées au cours des thèses menées dans le laboratoire de Montpellier II (Remaidi, 1993 ; Garrido, 1995 ; Narbona, 1999 ; Lenoir, 2000).
 Etant donné la faible quantité d'analyses que nous avons effectuées sur ce standard, la précision de nos mesures ne peut être estimées.
 Cependant, la justesse des analyses peut être appréciée en comparant avec les valeurs obtenues en 1993, 1995, 1999 et 2000 sur l'ICP-MS du laboratoire de Montpellier II. En conséquent, une grande reproductibilité à long terme s'observe pour l'analyse de ce standard.
 Dans les graphes ci-dessous, sont représentés les concentration en éléments en traces obtenues pour ce standard normalisées au manteau primitif (Sun et Mc Donough, 1989), en haut, et normalisées aux chondrites (Sun et Mc Donough, 1989), en bas.

* thèse réalisées à l'université montpellier II.



Annexe 3

*Séparation sur colonnes échangeuses d'ions
du Pb, du Sr et du Nd.*

Procédure d'attaque des poudres :

Choix des échantillons :

Les échantillons sont choisis en fonction 1) des quantités minimales nécessaires pour avoir un signal au spectromètre de masse, soit 70ng de Nd, 100ng de Sr et 50ng de Pb.

2) de la quantité maximale de poudre qui pourra être attaquée, soit 4g pour les analyses en roche totale (attaque réalisée en plusieurs béchers).

Compte tenu des très faibles teneurs en Nd des péridotites d'Oman, rares ont été les échantillons analysables. Une quantité minimale de 2g de poudre de roche a été pesée pour les échantillons dont le Pb et le Sr seront analysés. Pour les échantillons dont le Nd sera aussi analysé, la quantité de poudre de roche pesée varie de 2 à 4g. Ces gros échantillons sont ensuite répartis en plusieurs savillex® pour réaliser les dissolutions acides.

Lessivage des poudres :

Le but du lessivage est d'enlever toutes les altérations secondaires : météorique, pollution engendrée au cours de la préparation des poudres, et serpentine.

Le premier lessivage se fait avec une quantité de 2ml d'HCl (2,5N) rajoutée aux échantillons dans les savillex®. Ils sont ensuite mis ¼ d'heure dans le bac à ultrasons afin de bien s'homogénéiser. Puis ils sont placés pendant 2h sur la plaque chauffante. Les échantillons sont ensuite centrifugés afin de séparer la solution de lessivage de l'échantillon. Cette solution est récupérée et séchée sur la plaque chauffante pour l'analyse ultérieure des produits d'altération. Les poudres lessivées sont ensuite rincées avec 2,5ml d'H₂O**. Les échantillons sont alors placés 12 heures sur la plaque chauffante, puis centrifugés à nouveau. La solution surnageante de ce deuxième lessivage est ajoutée à la première pour être évaporée.

Attaque des poudres :

Les culots issus des lessivages sont repris avec 3 à 4ml (pour les grosses quantités) d'HNO₃ (13-13,5N) et homogénéisés à nouveau dans le bac à ultrasons pendant ¼ d'heure. Ils sont ensuite placés sur la plaque chauffante pendant 2h. 3 à 4ml d'HF (48%) sont ensuite rajoutés aux échantillons sur la plaque chauffante pour que l'attaque se fasse. Elle va durer, pour les péridotites, environ 2 semaines.

Reprise des échantillons :

Avant de commencer la chimie des différents éléments que l'on veut analyser (Pb, Sr et Nd), il faut d'abord préparer les échantillons. Après les 2 semaines d'attaque, l'HF (48%) a formé avec les éléments qui nous intéressent des fluorures difficilement éliminables qui ont précipité. Les échantillons sont alors évaporés à sec. Après cette attaque, 2 à 4ml d' HNO_3 (13N) concentré sont rajoutés aux échantillons qui sont laissés 24h à chaud dans un premier temps, puis évaporés à sec.

La première reprise du culot consiste à rajouter environ 1ml d'HCl (6N). Elle sert à complexer les terres rares et le Sr sous forme de chlorures. Après ¼ d'heure au bac à ultrasons et une centrifugation, le surnageant est récupéré dans un savillex[®].

Cette solution est ensuite mise à évaporer sur la plaque chauffante à 100°C jusqu'à obtenir un résidu sec.

Séparation du Pb :

Les colonnes ont un volume de 0,8 cc (Hauteur=2cm ; Diamètre Interne=0,4cm) et sont composées d'une résine anionique (AG1X200-400Mesh) qui sépare le Pb en milieu bromhydrique. Leur lavage consiste à faire passer 2ml de HCl (6N) puis 2ml d' H_2O^{***} , cela 3 fois de suite, en terminant par 2ml d' H_2O^{***} .

Conditionnement des résines :

On fait passer dans les colonnes 0,8ml de HBr (0,5N) jusqu'à ce que tout le liquide ait coulé.

Reprise et introduction des échantillons :

1) 0,4ml de HBr (8N) sont rajoutés aux échantillons qui sont ensuite placés ¼ d'heure dans le bac à ultrasons, puis placés 2 heures sur la plaque chauffante avant évaporation à 150°C.

2) 1,4ml de HBr (0,5N) sont enfin rajoutés aux échantillons qui sont ensuite homogénéisés à nouveau dans le bac à ultrasons pendant ¼ d'heure.

Lors de l'introduction, tous les échantillons sont séparés en deux pour éviter la saturation de la colonne. Ils sont transvasés dans des tubes puis centrifugés afin de

séparer la solution du culot. Celui-ci est un reste des fluorures pipettés avec les solutions de complexations (HCl et HBr). Dans les colonnes ne sont introduites que les solutions afin de ne pas les boucher. Lorsque les échantillons sont passés sur les colonnes, il est nécessaire d'attendre un peu afin qu'ils aient le temps de bien imprégner la résine, et donc que le Pb soit bien retenu sur celle-ci.

Elution de la matrice :

Cette étape consiste à extraire de la résine tous les éléments contenus dans l'échantillon (éléments majeurs, éléments en trace, Sr et Nd) sauf le Pb. Pour cela, on rajoute successivement 1ml de HBr (0,5N), trois fois de suite, que l'on récupère pour l'analyse ultérieure du Sr et du Nd.

Le Pb est récupéré en rajoutant 0,8ml de HCl (6N), puis mis à évaporer à sec.

Les rapports isotopiques du Pb ont été mesurés sur le spectromètre de masse à source plasma, double focalisation et multicollection (MC-ICP-MS) , P54 (Fisons Instruments©), installé à l'ENS de Lyon, selon la méthode décrite par White et al. (2000). Un désolvateur à Membrane Arridius (CETAC Technologies Inc, Omaha (NE), USA) a été utilisé pour introduire les échantillons dans le plasma.

Séparation des terres rares et du Sr:

Les colonnes ont un volume de 2cc (H=5cm ; DI=0,4cm) et sont composées d'une résine cationique (AG 50WX8) qui sépare les terres rares et le Sr en milieu chlorhydrique. Leur lavage consiste à faire passer le volume d'un réservoir, soit 10cc, d'HCl (6N) puis un réservoir d'H₂O***, cela 3 fois de suite, en terminant par un lavage à l'H₂O***.

Conditionnement des résines :

On fait passer dans les colonnes 3ml de HCl (1,5N) jusqu'à ce que tout soit écoulé.

Reprise et introduction des échantillons :

Les précipités sont repris avec 1ml d'HCl (6N) afin de former des chlorures, puis évaporés.

Puis 0,2ml de HCl (1,5N) sont rajoutés aux échantillons qui sont ensuite homogénéisés pendant ¼ d'heure dans le bac à ultrasons. Avant l'introduction, les échantillons sont centrifugés pendant ¼ d'heure pour séparer d'éventuelles particules en suspension.

Lorsque les échantillons sont passés dans les colonnes, il est nécessaire d'attendre un peu, le temps qu'ils aient bien imprégné la résine.

Elution de la matrice :

Pour éluer les éléments piégés dans la résine, on fait passer successivement à travers la colonne :

6ml d'HCl (1,5N) puis 6ml d'HCl (2,5N) afin d'éluer les éléments majeurs (Fe, Mg, Mn, Cr, Al, K...).

6ml d'HCl (2,5N) puis 2ml d'HCl (4N) pour éluer le Ca et récupérer le Sr. Cette solution servira par la suite pour la chimie du Sr.

8ml d'HCl (6N) pour récupérer les terres rares. Cette solution sera utilisée par la suite pour la chimie permettant de purifier le Nd.

Les solutions contenant le Sr et les terres rares sont ensuite évaporées jusqu'à obtenir un résidu sec.

Purification du Sr :

Pour séparer le Sr sur colonne, nous avons utilisé la méthode de Pin et Bassin (1992). Les colonnes ont un volume de 2,4cc (H=8cm ; DI=0,4cm), et sont composées d'une résine spécifique de Chromatographie d'Extraction en Phase Solide (Sr.Spec) qui sépare le Sr en milieu nitrique. Leur lavage consiste à faire passer alternativement des solutions d'HCl (6N) et d'HNO₃ (0,05N). Trois cycles de lavage seront réalisés avant d'effectuer la séparation chimique.

Conditionnement des résines :

On fait passer dans les colonnes 2ml d'HNO₃ (2N) jusqu'à ce que tout l'acide soit bien écoulé.

Reprise et introduction des échantillons :

1ml d'HNO₃ (2N) est rajouté aux échantillons qui sont ensuite homogénéisés pendant ¼ d'heure dans le bac à ultrasons, et chauffés pendant 20 mn. Les échantillons sont introduits après centrifugation pendant ¼ d'heure.

Comme pour les deux chimies précédentes, après l'introduction de l'échantillon, il faut lui laisser le temps d'imprégner la résine avant de commencer l'élution.

Elution de la matrice :

L'élution des éléments piégés dans la résine Sr.Spec consiste à faire passer à travers la colonne :

7ml d'HNO₃ (2N) afin d'éliminer les éléments autres que le Sr (essentiellement le Ba).

2,5ml d'HNO₃ (7N), puis 1ml d'HNO₃ (3N), pour éluer les éléments autres que le Sr.

3,5ml d'HNO₃ (0,05N) pour récupérer le Sr. Cette solution est ensuite évaporée jusqu'à obtenir un résidu sec.

La composition isotopique en Sr des échantillons a été mesurée au spectromètre de masse à thermo-ionisation, TIMS VG sector (VG Elemental©), et multicollection au laboratoire de géochimie de l'université de Montpellier II. Les rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mesurés ont été corrigés de la discrimination de masse par normalisation au rapport de référence ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,1194. Afin de s'assurer de la reproductibilité et de la précision des mesures, le rapport isotopique ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr du standard international NBS987 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,710242) a été mesuré tous les 4 échantillons avec une erreur sur la mesure inférieure à ±0,000009 (2σ).

Séparation du Nd :

Les colonnes ont un volume de 2,4cc (H=8cm ; DI=0,4cm), et sont composées d'une résine de chromatographie d'extraction (In-spec ; Eichrom France, Paris) qui sépare les

terres rares, dont le Nd, en milieu chlorhydrique. Cette résine se présente sous la forme de petites billes de polymère microporeux (diamètre=50-100 μ m) imprégnées d'un acide organique (HDEHP). Un premier lavage consiste à faire passer 50 à 100ml d'HCl (0,3N) par colonne. Il est nécessaire pour enlever l'acide organique mal fixé sur les billes. Le deuxième lavage, juste avant utilisation, consiste à faire passer une quantité d'HCl (6N) égale à 6x leur volume (14,4ml), puis la même quantité d'HCl (0,25N). La chimie utilisée pour la séparation du Nd sur la résine Ln-spec est celle de Pin (1997).

Etalonnage des colonnes :

Les colonnes étant montées avec de la résine neuve, un étalonnage a été fait pour :

- > s'assurer que la résine joue bien son rôle de rétention des terres rares.
- > vérifier que lors de l'élution, les différents éléments arrivent successivement et ne se chevauchent pas.
- > quantifier le volume d'acide qu'il faut faire passer dans la colonne avant l'élution du Nd et le volume nécessaire pour récupérer ce dernier.

Pour cela, une chimie est réalisée avec une solution standard comprenant du La (terre rare plus légère que le Nd), du Nd et du Sm (terre rare plus lourde). L'élution de cette solution est récupérée par fraction de 0,5ml. Toutes les fractions sont ensuite analysées à l'ICP-MS. Les pics d'élution de chaque élément (fraction où la concentration est maximale) sont donc enregistrés. Ils permettent de déterminer quelle sera la chimie à utiliser pour chaque colonne, si celles-ci ne sont pas homogènes.

Conditionnement des résines :

On fait passer dans les colonnes 1,5ml d'HCl (0,05N). Il faut faire attention à ce que tout l'acide soit bien écoulé car ces colonnes sont assez lentes (1ml/ ½h).

Reprise et introduction des échantillons :

Les échantillons sont repris avec 0,5ml HCl (0,05N). Après une réhomogénéisation de ¼ d'heure dans le bac à ultrasons, ils sont introduits dans les colonnes. ½ heure d'attente est nécessaire avant de commencer l'élution pour laisser le temps à l'échantillon de bien imprégner la résine.

Elution de la matrice :

Pour éluer les terres rares piégées dans la résine, on fait passer successivement à travers la colonne :

3 à 5,5ml d'HCl (0,25N), selon la quantité déterminée lors de la calibration des colonnes, pour faire sortir les terres rares légères (La, Ce et Pr).

6,5 à 7ml d'HCl (0,25N) pour récupérer le Nd. Cette solution est ensuite évaporée jusqu'à obtenir un résidu sec.

14,4ml d'HCl (6N) sont ensuite rajoutés pour faire tomber toutes les autres terres rares et relaver les colonnes.

La chimie des terres rares est une chimie par chromatographie, où la séparation des éléments est basée sur la différence entre leur vitesse de migration en milieu chlorhydrique (pour une concentration donnée) à travers une colonne chromatographique. Un étalonnage précis des colonnes est donc nécessaire pour évaluer les pics d'élutions des terres rares avant de les utiliser sur de vrais échantillons.

Annexe 4

Tables des données analytiques

Table 1 : Pétrologie des péridotites d'Oman

localisation (massif, position dans la séquence, coordonnées U.T.M.), structure (linéation, foliation), texture, type, analyses en éléments majeurs.

Table 2 : Analyses en éléments majeurs des phases minérales.

Table 2 a) Les olivines

Table 2 b) Les orthopyroxènes

Table 2 c) Les clinopyroxènes

Table 2 d) Les spinelles

Table 2 e) Les plagioclases

Table 3 : Résultats de l'étude thermométrique.

Table 4 : Analyses en éléments mineurs et en éléments en trace des péridotites d'Oman.

Table 5 : Analyses en éléments en trace sur minéraux séparés (clinopyroxènes, orthopyroxènes et olivines)

Table 6 : Coefficients de partage phases minérales/liquide utilisés dans cette étude.

Table 7 : Analyses isotopiques sur roches totales.

Table 1 : localisation, description et composition en éléments majeurs des péridotites d'Oman.

(1/4)

Echantillon	Nature	Location 1	Location 2	Location 3	Coordonnées U.T.M.		Foliation	Linéation	Distance/ moho (km)	Texture	% de serpentine
					X	Y					
94OE8	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT	58° 26'	23° 06'	140 SW 15	50 SW 15	10,2	porphyroclastique BT	20-30%
94OE11	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT	58° 25'	23° 04'	165 E 10	60 E 10	9,4	porphyroclastique HT	20-30%
94OE13	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT	58° 24'	23° 04'	60 NW 25	100 W 15	8,4	porphyroclastique HT	30%
94OE17	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT	58° 25'	23° 03'	160 W 40	140 NW 15	7,4	porphyroclastique HT	30-40%
94OE19	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT - HT	58° 23'	23° 01'	130 SW 50	140 S 15	6,2	porphyroclastique BT	40-50%
94OE20	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT ZC	58° 24'	23° 00'	140 SW 60	150 S 10	6,6	porphyroclastique BT	60%
94OE22	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT prox. ZC	58° 26'	23° 00'	80 S 30	90?	7,1	porphyroclastique HT	30-40%
94OE23	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT	58° 21'	22° 59'	115 S 40	60 W 25	1,0	porphyroclastique HT	50-60%
94OE27	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT-ZT	58° 25'	22° 58'	25 E 65	155 N 20	4,0	porphyroclastique HT	10-20%
91OA29	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT	58° 26'	22° 54'	90 N 70	80 E 0	2,0	porphyroclastique HT	70-80%
94OE30	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT-ZT	58° 25'	22° 56'	35 E 50	35 - 0	3,2	porphyroclastique HT	10-20%
99OL16	du.	Oman	Wadi Tayin	BT	58° 37'	23° 04'	110 S 30	60 SE 45	9,7	porphyroclastique BT	80%
99OL17	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT	58° 37'	23° 04'	110 S 30	60 SE 45	8,4	porphyroclastique BT	60-70%
99OL18	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT	58° 39'	23° 03'	130 NE 15	90 ?	7,4	porphyroclastique BT	25-30%
99OL20	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT	58° 39'	23° 03'	130 NE 15	90?	8,2	porphyroclastique BT	40-50%
OMB14	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT	58° 46'	23° 00'	135 W 40	80 S 10	9,1	porphyroclastique BT	40-50%
OMB23	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT	58° 43'	23° 02'	60 S 10	90 S 10	9,9	porphyroclastique BT	10%
OMB27	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT - HT	58° 36'	23° 03'	15 SE 45	45 SE 25	10,8	porphyroclastique BT	20%
OMB43	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT	58° 34'	22° 57'	40 SE 60	45?	2,5	porphyroclastique HT	20%
OMB32	du.	Oman	Wadi Tayin	HT	58° 32'	23° 00'	45 SE 35	10 S 20	7,6	porphyroclastique HT	90%
OMB33	du.	Oman	Wadi Tayin	HT	58° 34'	23° 01'	20 SE 35	10 S 20	8,2	porphyroclastique HT	80%
99OL3	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT	58° 40'	23° 00'	170 E 65	165 S 40	5,6	porphyroclastique BT	40-50%
99OL11	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT	58° 38'	22° 59'	175 E 80	155 S 50	5,2	porphyroclastique HT	80%
99OL5	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT	58° 39'	22° 58'	80 S 70	70 S 45	4,8	porphyroclastique HT	70%
99OL14	du. Imp.	Oman	Wadi Tayin	HT	58° 40'	22° 57'	15 E 70	20 E 45	4,3	porphyroclastique HT	80%
99OL13	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT	58° 40'	22° 57'	15 E 70	20 E 45	3,5	porphyroclastique HT	80%
93OE47	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT	58° 42'	22° 56'	60 S 45	80 S 45	2,8	porphyroclastique HT	70%
93OE32	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT	58° 43'	22° 55'	50 SE 80	60 S ?	2,0	porphyroclastique HT	70%
93OB131	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT prox. ZT	58° 44'	22° 54'	10 E 55	?	1,1	porphyroclastique HT	40-50%
93OB129	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT	58° 43'	22° 53'	40 S 35	120 S 30	0,6	porphyroclastique HT	60%
93OB128	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT	58° 44'	22° 52'	70 S 70	85 E 35	0,4	porphyroclastique HT	70%
96OF19B	du.	Oman	Haylayn	BT	57° 01'	23° 37'	170 E 20	0 N 5	6,5	porphyroclastique BT	50-60%
96OF20	hz.	Oman	Haylayn NW	BT	57° 01'	23° 36'	170 E 20	175 - 0	6,9	porphyroclastique BT	
96OF21	hz.	Oman	Haylayn NW	BT	57° 00'	23° 35'	155 E 10	170 - 0	7,5	porphyroclastique BT	40-50%
96OB67	cpx hz.	Oman	Haylayn	HT	57° 04'	23° 30'	125 N30	170 N 20	10,4	porphyroclastique HT	30%
96OB68	cpx hz.	Oman	Haylayn	HT	57° 04'	23° 29'	120 N20	5 N 20	10,8	porphyroclastique HT	10%
96OA71	cpx hz.	Oman	Haylayn	HT	57° 06'	23° 31'	150 E 30	25 N25	8,3	porphyroclastique HT	30-40%
96OA72	cpx hz.	Oman	Haylayn	BT	57° 07'	23° 29'	140 E 40	0 N 20	9,0	porphyroclastique BT	60-70%
96OA68	cpx hz.	Oman	Haylayn	BT	57° 06'	23° 28'	150 E 40	150 - 0	11,1	porphyroclastique BT	30-40%
96OA67	cpx hz.	Oman	Haylayn	BT	57° 05'	23° 27'	160 E 25	175 S 20	12,1	porphyroclastique BT	40%
96OF39	cpx hz.	Oman	Haylayn SE	BT	57° 14'	23° 24'	160 E 50	150 S 15	10,7	porphyroclastique BT	
96OF40	du.	Oman	Haylayn SE	BT	57° 14'	23° 24'	160 E 50	140 S 20	10,0	porphyroclastique BT	
96OF41	hz.	Oman	Haylayn SE	BT	57° 13'	23° 25'	150 E 80	150 S 15	9,7	porphyroclastique BT	60-70%
96OF42	du.	Oman	Haylayn SE	HT	57° 13'	23° 25'	145 E 70	145 S 20	9,4	porphyroclastique HT	
96OF43	hz.	Oman	Haylayn SE	HT	57° 13'	23° 26'	155 E 65	150 S 5	8,5	porphyroclastique HT	
96OA115	hz.	Oman	Haylayn SE	HT	57° 12'	23° 27'	150 W 70	150 N 10	8,7	porphyroclastique HT	
96OA116	hz.	Oman	Haylayn SE	HT	57° 13'	23° 28'	175 90	175 S 5	8,3	porphyroclastique HT	40-50%

Table 1
(3/4)

Echantillon	Nature	composition modale estimée par rapportaux chartes de répartition					composition modale recalculée (%) (algorithme de Tarantola & Valette, 1982)					composition en éléments majeurs sur roche totale (% pds ox.)											
		ol	opx	cpx	sp	pl	ol	opx	cpx	sp	pl	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Pf	Total
94OE8**	cpx hz.	81	15	3	1		78,3	17,6	4,0	0,1		38,9	0,6	8,0	0,11	41,03	1,09	traces	traces	traces	0,10	9,73	99,56
94OE11**	cpx hz.	68	25	5	2		70,3	20,5	6,3	2,9		40,3	1,3	7,9	0,11	39,63	1,72	0,02	0,03	0,02	0,14	8,34	99,53
94OE13**	cpx hz.	73	21	4	2		75,8	17,7	4,6	2,0		40,3	1,0	8,0	0,11	41,10	1,27	traces	traces	traces	0,06	7,67	99,52
94OE17**	cpx hz.	66	25	7	2		71,1	21,3	5,5	2,1		41,3	1,1	8,5	0,11	40,86	1,56	traces	traces	traces	0,08	5,93	99,49
94OE19**	cpx hz.	74	20	5	1		76,8	17,2	5,4	0,7		38,7	0,8	8,1	0,10	40,44	0,97	traces	0,02	traces	0,06	10,30	99,52
94OE20**	cpx hz.	69	25	5	2		71,7	23,3	4,9	0,1		42,0	0,9	8,3	0,11	40,24	1,42	0,02	0,05	traces	0,08	6,36	99,51
94OE22**	cpx hz.	67	25	6	2		73,1	21,4	3,3	2,2		41,5	1,1	8,1	0,11	41,61	1,04	traces	traces	traces	0,05	6,12	99,62
94OE23*	hz.	78	20	1	1		78,0	20,2	1,6	0,2		38,5	0,5	8,1	0,07	41,86	0,49	0,02	0,03	0,02	0,02	10,34	99,90
94OE27*	hz.	80	15	4	1		72,9	23,9	2,8	0,4		42,4	0,8	8,1	0,13	42,56	1,16	0,04	0,03	0,02	0,02	4,82	99,98
91OA29*	hz.	67	30	2	1		68,7	28,4	2,8	0,1		40,7	0,6	7,5	0,12	40,87	0,96	0,25	0,25	0,02	0,02	8,03	99,32
94OE30	hz.	72	23	4	1		69,6	27,3	2,7	0,4		43,0	0,9	7,3	0,12	40,00	1,56	0,03	0,02	0,02	0,02	6,24	99,26
99OL16	du.	97	\	\	3		97,7			2,3		33,5	0,5	8,7	0,11	41,39	0,15	traces	traces	traces	0,06	15,81	100,17
99OL17	cpx hz.	69	25	3	3		78,7	18,0	3,0	0,4		38,5	0,8	7,7	0,09	39,21	0,90	traces	traces	traces	0,04	12,98	100,21
99OL18	cpx hz.	78	15	4	3		67,4	24,1	7,3	1,2		42,1	1,5	8,6	0,11	40,59	1,87	traces	traces	traces	0,06	5,51	100,25
99OL20	cpx hz.	81	12	5	2		69,7	22,4	6,2	1,8		41,5	1,7	8,4	0,12	41,50	1,59	0,01	traces	0,01	0,07	5,43	100,27
OMB14*	cpx hz.	67	20	10	3		74,0	19,5	5,7	0,8		39,8	1,0	7,8	0,12	41,16	1,46	0,02	traces	0,02	traces	9,14	100,47
OMB23*	cpx hz.	68	25	5	2		69,5	22,3	6,7	1,4		40,9	1,1	7,6	0,12	40,64	1,80	0,01	traces	0,02	traces	6,50	98,69
OMB27*	cpx hz.	66	25	7	2		71,1	21,4	6,5	1,0		39,9	0,9	7,6	0,12	39,70	1,70	0,02	traces	0,02	traces	9,60	99,54
OMB43	hz.						69,5	27,4	2,2	0,9		41,5	1,0	8,3	0,12	40,36	0,80	0,01	traces	traces	0,07	7,54	99,63
OMB32*	du.	97			3		98,4	0,0	0,0	1,6		35,0	0,4	8,0	0,12	40,41	0,15	traces	traces	0,02	traces	16,50	100,60
OMB33*	du.	98			2		98,7	0,0	0,0	1,3		35,0	0,3	7,7	0,11	42,90	0,02	traces	traces	0,01	traces	13,14	99,25
99OL3	cpx hz.	79	15	5	1		72,5	21,8	4,8	0,9		40,0	1,2	8,6	0,11	40,81	1,48	traces	traces	traces	0,06	7,97	100,23
99OL11	hz.	86	10	2	2		81,4	17,5	1,1	0,1		39,0	0,4	8,2	0,10	40,64	0,45	traces	traces	traces	0,06	11,46	100,22
99OL5	hz.	85	10	2	3		81,2	15,6	1,6	1,6		35,9	0,3	8,0	0,10	43,44	0,22	0,01	traces	traces	0,06	12,37	100,35
99OL14	du. Imp.	87	\	10	3		82,4		15,0	2,6		36,0	0,4	8,9	0,07	37,46	1,88	traces	traces	traces	0,05	15,54	100,30
99OL13	hz.						78,9	18,5	1,9	0,7		38,3	0,8	7,9	0,11	38,70	0,63	0,01	traces	0,01	0,07	13,67	100,20
93OE47	hz.						80,1	16,6	2,4	0,9		38,1	0,9	7,8	0,11	39,40	0,77	traces	traces	traces	0,08	13,07	100,23
93OE32	cpx hz.						78,7	16,4	4,1	0,8		38,8	0,9	7,6	0,10	38,57	1,18	traces	traces	traces	0,06	12,98	100,25
93OB131	cpx hz.	82	15	2	1		77,6	18,8	2,9	0,7		39,6	0,9	8,9	0,11	40,26	0,95	traces	traces	traces	0,05	9,47	100,20
93OB129	cpx hz.						77,6	18,8	2,9	0,7		39,6	0,9	8,9	0,11	40,26	0,95	traces	traces	traces	0,05	9,47	100,20
93OB128	hz.						79,0	16,5	3,7	0,8		38,9	0,9	7,9	0,10	38,66	1,09	traces	traces	traces	0,06	12,62	100,21
96OF19B**	du.	95	\	\	5		97,4			2,6		35,5	0,5	8,4	0,10	43,77	0,36	traces	traces	traces	0,03	10,83	99,49
96OF20**	hz.	81	15	1	3		84,5	11,9	2,3	1,3		38,8	0,8	8,4	0,10	42,85	0,71	traces	traces	traces	0,05	7,80	99,57
96OF21**	hz.	81	15	2	2		85,0	12,0	2,1	0,9		39,2	0,7	8,1	0,10	43,32	0,65	traces	traces	traces	0,04	7,53	99,71
96OB67	cpx hz.	77	20	2	1		73,4	21,2	4,2	1,2		41,2	1,0	8,3	0,12	42,36	1,15	traces	traces	traces	0,05	6,13	100,32
96OB68	cpx hz.	74	20	4	2		72,7	21,5	3,9	1,9		41,1	1,1	8,4	0,11	42,45	0,97	traces	traces	traces	0,05	6,17	100,31
96OA71	cpx hz.	80	15	3	2		74,2	19,0	4,5	2,3		40,4	1,0	8,3	0,11	42,17	1,00	traces	traces	traces	0,05	7,26	100,29
96OA72	cpx hz.	78	15	5	2		70,3	23,3	5,9	0,5		39,4	1,5	7,5	0,11	37,78	1,67	traces	traces	traces	0,06	12,13	100,14
96OA68	cpx hz.	75	20	4	1		67,7	24,9	5,7	1,7		41,9	1,3	8,1	0,11	40,67	1,30	traces	traces	traces	0,05	6,92	100,30
96OA67	cpx hz.	76	20	3	1		71,6	21,8	5,0	1,6		41,0	1,4	8,3	0,12	41,29	1,48	traces	traces	traces	0,06	6,86	100,46
96OF39**	cpx hz.	74	20	5	1		76,0	17,5	5,7	0,8		41,2	1,0	8,2	0,10	42,13	1,10	0,02	traces	traces	0,04	5,81	99,55
96OF40**	du.	96	\	\	4		97,2	0,0	0,0	2,8		39,5	0,5	8,4	0,11	41,49	0,74	traces	traces	traces	0,05	8,73	99,51
96OF41**	hz.	71	23	4	2		75,8	21,2	2,4	0,7		40,5	0,9	8,1	0,10	41,60	0,78	traces	traces	traces	0,03	7,58	99,56
96OF42**	du.	96	\	\	4		97,2	0,0	0,0	2,8		39,4	0,5	8,0	0,10	40,86	0,65	traces	traces	traces	0,04	10,08	99,61
96OF43**	hz.	77	20	2	1		75,8	21,8	2,4	0,0		40,4	0,7	8,2	0,10	41,60	0,82	traces	traces	traces	0,03	7,73	99,48
96OA115**	hz.	82	15	2	1		78,8	19,8	1,4	0,0		39,5	0,5	8,1	0,10	42,39	0,56	traces	traces	traces	0,03	8,27	99,46
96OA116**	hz.	70	23	4	3		75,0	21,0	2,7	1,4		40,4	0,9	8,1	0,10	41,51	0,94	traces	traces	traces	0,04	7,52	99,45

Dosabilité et précision sur le dosage
des éléments majeurs (C.R.P.G., Nancy)

	limite de dosabilité (%)*	précision** moyenne (%)
SiO2	0,2	0,5
Al2O3	0,1	0,5
Fe2O3	0,1	0,5
MnO	0,01	0,5
MgO	0,05	0,5
CaO	0,05	0,5
Na2O	0,05	0,5
K2O	0,05	0,5
TiO2	0,01	0,5
P2O5	0,05	0,5

*: dans la roche

**: valable pour des teneurs au moins 10 à 20 fois supérieures aux limites de dosabilité.

* = Echantillons dont la composition en éléments majeurs a été analysée par Godard et al. (2000)

** = Echantillons dont la description a été faite et la composition en éléments majeurs a été analysée au cours de mon DEA

Table1

(2/4)

Echantillon	Nature	Location 1	Location 2	Location 3	Coordonnées U.T.M.		Foliation	Linéation	Distance/ moho (km)	Texture	% de serpentine
					X	Y					
95OD92	hz.	Oman	Sumail	Maqsad diapir	58° 01'	23° 01'	130 NE 85	50W 30	0..15	porphyroclastique HT	30%
93OF22	hz.	Oman	Sumail	Maqsad diapir	57° 58'	23° 01'	20 W 60	60 W 45	0,3	porphyroclastique HT	40%
93 OB 7	hz.	Oman	Sumail	BT	58° 02'	23° 22'	?	?	4,3	porphyroclastique BT	70%
98OA1	hz.	Oman	Sumail	BT prox. ZT	58° 02'	23° 20'	45 SE 20	90?	4,0	porphyroclastique BT	40%
93 OA 23	hz.	Oman	Sumail	MT	58° 01'	23° 18'	150 W 75	160 S 30	3,8	HT restaurée	50%
93OA22	hz.	Oman	Sumail	HT prox. ZT	58° 01'	23° 16'	20 E 45	135 E 40	3,5	porphyroclastique HT	40-50%
93 OA 14	hz.	Oman	Sumail	HT	58° 01'	23° 14'	130 S 50	135 E 25	0,2	HT restaurée	70%
93OA13	du.	Oman	Sumail	DTZ N.Sumail	58° 01'	23° 12'	115 N 80	20 w 25	0,2	porphyroclastique HT	80%
93OA11A	du. impr.	Oman	Sumail	DTZ N.Sumail	58° 01'	23° 11'	160 90	150 - 0	0,5	HT restaurée	40-50%
93OA31	hz.	Oman	Sumail	HT prox. ZC	58° 00'	23° 01'	0 - 0	20 - 0	0,8	porphyroclastique HT	60-70%
93 OA 29	hz.	Oman	Sumail	HT	58° 02'	23° 10'	120 N 10	20 N 10	0,4	HT restaurée	50%
93 OA 28	Du.	Oman	Sumail	HT	58° 03'	23° 10'	0 W 30	?	0,6	HT restaurée	20%
99OL26	hz.	Oman	Sumail	ZT	58° 01'	23° 05'	80 S 20	130 SE 60	0,1	porphyroclastique HT	30-40%
99OL27	hz.	Oman	Sumail	ZT	58° 00'	23° 06'	55 SE 25	130 SE	0,1	HT restaurée	30%
99OL31	hz.	Oman	Sumail	HT	58° 00'	23° 05'	10 E 20	90 N 45	0,3	HT restaurée	10%
99OL32	hz.	Oman	Sumail	HT	57° 58'	23° 10'	80 N 40	80 NE	2,5	porphyroclastique HT	90%
99OL34	hz.	Oman	Sumail	HT	57° 57'	23° 11'	50 N 20	65 S	3,3	porphyroclastique HT	30%
99OL36	hz.	Oman	Sumail	HT	57° 56'	23° 12'	10 E 20	90 SE	3,5	porphyroclastique HT	50%
99OL37	hz.	Oman	Sumail	BT	57° 55'	23° 12'	20 E 30	90 SE	4,0	porphyroclastique BT	40-50%
99OL38	cpx hz.	Oman	Sumail	BT	57° 55'	23° 13'	30 S 70	50 N	4,3	porphyroclastique BT	50%
99OL39	cpx hz.	Oman	Sumail	BT	57° 56'	23° 14'	10 E 50	25 N	4,5	porphyroclastique BT	40-50%
99OL41	hz.	Oman	Sumail	BT	57° 59'	23° 19'	30 E 20	10 S	2,0	porphyroclastique BT	80%
99OL46	hz.	Oman	Sumail	HT bord ZC	57° 59'	23° 14'	20 E 40	10 N	3,4	porphyroclastique BT	50-60%
99OL47a	hz.	Oman	Sumail	Ht prox. ZC	57° 58'	23° 13'	80 N 40	30 N	3,3	porphyroclastique HT	40%
99OL48a	hz.	Oman	Sumail	HT prox. ZC	57° 58'	23° 12'	80 N 35	20 N	3,0	porphyroclastique HT	50-60%
99OL53	hz.	Oman	Sumail	HT	57° 59'	23° 11'	110 S 10	30 E	2,3	porphyroclastique HT	30-40%
99OL54a	hz.	Oman	Sumail	HT	57° 58'	23° 10'	110 N 30	10 E	1,9	porphyroclastique HT	30-40%
99OL54b	hz.	Oman	Sumail	HT	57° 58'	23° 10'	110 N 30	10 E	1,9	porphyroclastique HT	40-50%
99OL55	hz.	Oman	Sumail	HT	57° 59'	23° 09'	80 N 20	40 NE	1,1	porphyroclastique HT	
96OF59	du.	Oman	Sumail	DTZ Maqsad	58° 00'	23° 08'	60 N 0	50 - 0	0,2	HT restaurée	30%
95OD78a	du.	Oman	Sumail	DTZ Maqsad	57° 57'	23° 03'	? 0	? 0	0,2	porphyroclastique HT	60%
95OD74a	du. impr.	Oman	Sumail	DTZ Maqsad	58° 00'	23° 07'	?	?	0,2	HT restaurée	40-50%
95OD164c	du. impr.	Oman	Sumail	DTZ Maqsad	58° 01'	23° 03'	35 SE 45	145 SE 45	0,2	HT restaurée	50-60%

Table1

(4/4)

Echantillon	Nature	composition modale estimée par rapport aux chartes de répartition					composition modale recalculée (%) (algorithme de Tarantola & Valette, 1982)					composition en éléments majeurs sur roche totale (% pds ox.)											
		ol	opx	cpx	sp	pl	ol	opx	cpx	sp	pl	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Pf	Total
		95OD92*	hz.	78	18	3	1	75,1	20,1	4,0	0,8		40,1	0,6	7,9	0,11	41,92	1,22	traces	traces	0,01	traces	6,68
93OF22*	hz.	78	18	3	1	71,3	23,2	3,0	2,5		40,7	1,1	7,8	0,12	42,52	1,04	0,22	0,12	0,07	0,02	7,00	100,70	
93 OB 7	hz.	78	17	2	3	71,4	26,0	2,4	0,2		38,6	0,8	7,8	0,10	41,12	0,73	traces	traces	traces	0,05	11,06	100,25	
98OA1	hz.	75	21	2	2	71,0	27,0	1,5	0,5		41,7	0,4	8,0	0,11	42,27	0,51	traces	traces	traces	0,05	7,27	100,33	
93 OA 23	hz.	82	15	1	2	72,6	25,4	1,1	0,9		38,7	0,3	9,1	0,12	41,93	0,44	traces	traces	traces	0,05	9,60	100,29	
93OA22	hz.	75	21	2	2	72,2	24,8	1,8	1,2		40,1	0,5	8,2	0,12	41,47	0,62	traces	traces	traces	0,07	9,24	100,35	
93 OA 14	hz.	79	18	1	2	70,9	25,6	2,0	1,5		40,2	0,8	8,2	0,10	40,68	0,80	traces	traces	traces	0,06	9,50	100,28	
93OA13	du.	97	\	\	3	97,8			2,2		37,5	0,4	10,2	0,13	40,41	0,19	traces	traces	traces	0,05	11,65	100,46	
93OA11A	du. impr.	92	\	5	3	83,9		14,2	1,9		38,0	0,6	9,3	0,13	42,05	1,81	0,02	traces	0,02	0,07	8,21	100,16	
93OA31	hz.	83	15	1	1	77,2	19,0	1,9	1,9		40,3	0,5	8,4	0,11	41,08	0,63	traces	traces	traces	0,04	9,23	100,29	
93 OA 29	hz.	83	15	1	1	69,1	27,7	2,4	0,8		40,2	0,6	8,1	0,10	42,54	0,56	traces	traces	traces	0,05	8,17	100,31	
93 OA 28	Du.	98			2	97,6			2,4		39,6	0,5	8,8	0,12	42,73	0,58	traces	traces	traces	0,05	7,83	100,27	
99OL26	hz.	78	20	1	1	76,1	21,7	1,2	1,0		40,2	0,5	8,6	0,12	42,81	0,53	traces	traces	traces	0,06	6,86	99,73	
99OL27	hz.	82	13	2	3	82,5	11,1	3,1	3,3		37,5	1,5	9,6	0,13	43,13	0,95	0,01	traces	0,01	0,07	7,50	100,36	
99OL31	hz.					75,8	22,8	1,3	0,1		40,7	0,4	8,7	0,12	44,00	0,52	traces	traces	traces	0,07	5,51	100,07	
99OL32	hz.					70,3	27,6	1,4	0,7		38,7	0,6	8,0	0,10	40,33	0,68	0,01	traces	traces	0,07	11,72	100,23	
99OL34	hz.	75	20	3	2	69,5	28,0	2,0	0,5		40,6	0,6	8,3	0,11	41,99	0,76	traces	traces	traces	0,05	7,82	100,29	
99OL36	hz.					76,5	20,3	2,5	0,7		40,6	0,7	8,5	0,12	41,17	0,77	traces	traces	traces	0,07	8,31	100,17	
99OL37	hz.					66,9	30,3	2,3	0,5		42,2	0,9	8,0	0,11	40,33	0,92	traces	traces	0,01	0,06	7,82	100,33	
99OL38	cpx hz.					68,2	23,7	7,3	0,8		42,5	1,7	8,6	0,11	39,90	2,20	traces	traces	traces	0,05	5,17	100,25	
99OL39	cpx hz.	68	25	6	1	65,5	28,0	5,8	0,7		42,1	1,7	8,4	0,12	40,83	1,66	traces	traces	0,02	0,08	5,11	99,96	
99OL41	hz.					71,8	25,9	2,0	0,3		39,2	0,6	8,3	0,11	41,03	0,75	traces	traces	0,01	0,07	10,38	100,40	
99OL46	hz.					72,2	24,6	2,2	1,0		40,2	0,8	8,4	0,12	40,68	0,74	traces	traces	0,01	0,07	9,18	100,23	
99OL47a	hz.	78	20	1	1	72,9	24,7	1,4	1,0		40,3	0,6	8,3	0,11	42,46	0,70	traces	traces	traces	0,09	7,92	100,44	
99OL48b	hz.	87	10	1	2	87,1	10,5	0,7	1,7		35,7	0,5	9,6	0,13	43,85	0,23	0,02	0,02	0,02	0,08	9,85	100,01	
99OL53	hz.					68,1	29,0	2,4	0,5		41,5	0,7	8,7	0,12	41,66	0,85	0,01	traces	traces	0,06	6,65	100,14	
99OL54a	hz.					69,1	28,5	2,0	0,4		40,5	0,5	8,4	0,12	41,94	0,84	traces	traces	traces	0,06	7,64	100,02	
99OL54b	hz.	77	20	2	1	72,8	24,5	1,7	1,0		40,2	0,6	8,3	0,11	41,95	0,72	0,01	0,01	0,01	0,06	7,68	99,66	
99OL55	hz.					69,6	28,7	1,0	0,7		39,7	0,6	8,3	0,11	41,99	0,58	traces	traces	traces	0,07	8,59	99,90	
96OF59*	du.	98	\	\	2	95,9			4,1		36,2	0,9	10,5	0,16	42,23	0,45	0,30	0,52	0,07	0,01	9,37	100,68	
95OD78a*	du.	97	\	1	2	95,1		1,0	3,9		35,9	0,7	8,8	0,11	42,30	0,32	0,01	0,01	0,07	0,01	11,50	99,65	
95OD74a	du. impr.	93	\	1	3	82,5		1,8	2,5	13,2	38,0	11,3	7,9	0,10	29,18	5,82	0,58	traces	0,01	0,07	7,33	100,24	
95OD164c	du. impr.	95	\	\	3	93,6			1,8	4,6	35,5	2,1	9,7	0,13	41,41	0,98	0,08	traces	0,01	0,08	9,41	99,40	

* = Echantillons dont la composition en éléments majeurs a été analysée par Godard et al. (2000)

Table 2 a : composition en éléments majeurs des olivines des péridotites d'Oman

(1/2)

Echantillon	Type	Location 1	Location 2	Location 3	Rmq	Nbre points	Date		SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	Cr2O3	NiO	Total	Mg#
95OD92	hz.	Oman	Sumail	Maqsad diapir	Ni n.a.	9	08/02/99	Moyenne	40,4	0,01	9,2	0,11	49,0	0,02	0,01	0,001	0,004	0,01		98,7	90,5
								Ecart Type	0,4	0,01	0,1	0,02	0,5	0,01	0,01	0,002	0,006	0,01		0,3	0,1
92OF22	hz.	Oman	Sumail	Maqsad diapir	Ni n.a.	10	08/02/99	Moyenne	40,0	0,01	9,1	0,11	49,7	0,02	0,01	0,002	0,004	0,01		99,0	90,7
								Ecart Type	0,3	0,01	0,1	0,02	0,6	0,01	0,01	0,003	0,003	0,01		0,5	0,2
95OD191	hz.	Oman	Sumail	Maqsad diapir		4	27/06/01	Moyenne	40,5	0,01	9,1	0,14	49,4	0,03	0,008	0,002	0,010	0,01	0,42	99,6	90,7
								Ecart Type	0,2	0,01	0,1	0,02	0,2	0,01	0,007	0,003	0,01	0,01	0,02	0,3	0,1
95OD84	hz.	Oman	Sumail	Maqsad diapir		4	27/06/01	Moyenne	40,6	0,01	9,2	0,13	49,2	0,01	0,002	0,006	0,01	0,01	0,43	99,6	90,5
								Ecart Type	0,2	0,01	0,2	0,01	0,4	0,00	0,003	0,005	0,011	0,01	0,03	0,2	0,2
98OA1	hz.	Oman	Sumail	BT		4	20/05/99	Moyenne	40,3	0,00	9,3	0,13	49,1	0,01	0,003	0,004	0,001	0,01	0,38	99,2	90,4
								Ecart Type	0,3	0,00	0,1	0,02	0,4	0,01	0,003	0,006	0,003	0,02	0,04	0,6	0,1
93OA31	hz.	Oman	Sumail	HT prox. ZC		8	20/05/99	Moyenne	40,4	0,11	9,4	0,15	48,4	0,03	0,002	0,003	0,014	0,06	0,38	96,7	90,2
								Ecart Type	0,2	0,28	0,1	0,03	0,3	0,02	0,003	0,003	0,012	0,14	0,05	5,9	0,1
93OA22	hz.	Oman	Sumail	HT prox. ZT		8	20/05/99	Moyenne	40,5	0,00	9,1	0,12	49,1	0,009	0,01	0,003	0,005	0,00	0,44	99,3	90,6
								Ecart Type	0,2	0,00	0,1	0,02	0,3	0,005	0,01	0,004	0,008	0,00	0,02	0,2	0,1
99OL26	hz.	Oman	Sumail	ZT		8	28/10/99	Moyenne	40,7	0,01	9,4	0,13	49,0	0,02	0,01	0,002	0,004	0,02	0,38	99,7	90,3
								Ecart Type	0,1	0,01	0,1	0,02	0,1	0,01	0,01	0,003	0,008	0,01	0,02	0,2	0,1
99OL27	hz.	Oman	Sumail	ZT		8	28/10/99	Moyenne	40,4	0,00	10,1	0,13	48,2	0,05	0,01	0,006	0,006	0,00	0,34	99,3	89,5
								Ecart Type	0,2	0,01	0,1	0,02	0,3	0,02	0,01	0,006	0,009	0,01	0,01	0,2	0,1
99OL48b	hz.	Oman	Sumail	HT prox. ZC		7	28/10/99	Moyenne	40,2	0,01	10,0	0,15	48,6	0,04	0,01	0,004	0,005	0,02	0,35	99,4	89,7
								Ecart Type	0,3	0,01	0,2	0,02	0,3	0,02	0,01	0,005	0,011	0,02	0,01	0,2	0,2
99OL34	hz.	Oman	Sumail	HT		9	27/09/99	Moyenne	40,1	0,01	9,3	0,13	49,9	0,01	0,003	0,003	0,004	0,01	0,43	99,8	90,6
								Ecart Type	0,3	0,01	0,1	0,02	0,2	0,01	0,006	0,003	0,006	0,01	0,02	0,3	0,1
99OL54b	hz.	Oman	Sumail	HT		4	27/09/99	Moyenne	39,9	0,00	9,3	0,12	50,3	0,017	0,01	0,005	0,004	0,01	0,44	100,1	90,6
								Ecart Type	0,2	0,00	0,1	0,02	0,2	0,005	0,01	0,004	0,005	0,01	0,01	0,2	0,1
99OL47a	hz.	Oman	Sumail	HT prox. ZC		10	27/09/99	Moyenne	40,3	0,00	9,2	0,12	50,2	0,013	0,004	0,003	0,004	0,02	0,42	100,2	90,7
								Ecart Type	0,2	0,01	0,3	0,02	0,2	0,004	0,007	0,003	0,006	0,02	0,03	0,4	0,3

n.a. = non analysé ; ecart type = dispersion sur l'ensemble des points de mesures d'un même échantillon ; ZT = zone de transition ; ZC = zone de cisaillement

Méthodologie :

Les analyses quantitative en éléments majeurs ont été réalisées sur une microsonde du type Cameca SX100 au service microsonde sud du laboratoire de Montpellier II (I.S.T.E.E.M.).

Faisceau primaire :
Tension d'accélération = 20 kv
Intensité = 10 nA
Dimension du faisceau = 0.1 µm
Volume analysé = 1 à 3 µm ²
Limite de détection = 100ppm

Temps de comptage sur les éléments :		
	Pic	Fond
Fe, Ni et Mn	20 s	10 s
Si, Al, Cr, Ca, Ti, Mg et K	30 s	15 s

Précision sur les éléments (%) d'après Merlet et Bodinier (1990) :									
Fe	Ni	Mn	Si	Al	Cr	Ca	Ti	Mg	K
0,5	8,8	0,7	0,08	0,29	0,35	0,51	1,1	0,34	6,2

Les éléments dosés ont été calibrés à partir de minéraux et de standards naturels et artificiels.

Table 2 a

(2/2)

Echantillon	Type	Location 1	Location 2	Location 3	Rmq	Nbre points	Date		SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	Cr2O3	NiO	Total	Mg#
96OA116	hz.	Oman	Haylayn SE	HT		8	27/1/99 & 18/05/00	Moyenne	41,0	0,01	9,3	0,14	49,4	0,01	0,001	0,002	0,003	0,01	0,441	100,1	90,5
								Ecart Type	0,3	0,01	0,2	0,03	0,9	0,01	0,002	0,003	0,005	0,02	0,003	0,7	0,3
96OF41	hz.	Oman	Haylayn SE	BT		12	27/1/99 & 18/05/00	Moyenne	40,5	0,01	9,2	0,13	49,7	0,02	0,01	0,01	0,004	0,01	0,43	99,9	90,6
								Ecart Type	0,3	0,01	0,1	0,02	0,7	0,01	0,01	0,04	0,005	0,02	0,02	0,4	0,1
96OF21**	hz.	Oman	Haylayn NW	BT		10	98 & 18/5/00	Moyenne	40,3	0,001	8,8	0,12	49,2	0,022	0,002			0,001	0,430	98,6	90,9
								Ecart Type	0,3	0,002	0,1	0,05	0,4	0,005	0,005			0,004	0,001	0,8	0,1
94OE27	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT		4	28/06/01	Moyenne	40,7	0,007	9,4	0,14	48,8	0,013	0,004	0,002	0,01	0,009	0,43	99,7	90,2
								Ecart Type	0,1	0,008	0,1	0,01	0,1	0,007	0,007	0,003	0,01	0,008	0,02	0,1	0,1
94OE30	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT		5	28/06/01	Moyenne	40,8	0,0038	9,33	0,135	48,8	0,027	0,0034	0,1	0,0026	0,008	0,43	99,6	90,31
								Ecart Type	0,2	0,0054	0,04	0,0053	0,2	0,0035	0,0056	0,1	0,0033	0,0083	0,01	0,2	0,04
99OL11	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT		8	27/09/99	Moyenne	40,0	0,01	9,5	0,13	49,9	0,01	0,004	0,004	0,009	0,01	0,41	100,0	90,3
								Ecart Type	0,3	0,01	0,2	0,02	0,4	0,01	0,007	0,003	0,012	0,02	0,02	0,2	0,2
93OB131	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT prox. ZT		5	14/09/99	Moyenne	39,0	0,001	10,9	0,10	48,3	0,01	0,01	0,002	0,005	0,01	0,45	98,8	88,7
								Ecart Type	0,5	0,002	0,1	0,02	0,4	0,01	0,01	0,002	0,005	0,01	0,01	0,2	0,1
94OE13	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT	Ni: n.a.	9	27/01/99	Moyenne	41,2	0,01	9,3	0,13	49,5	0,02	0,004	0,006	0,002	0,01		100,1	90,5
								Ecart Type	0,2	0,01	0,2	0,02	0,3	0,01	0,007	0,006	0,002	0,01		0,3	0,3
94OE20	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT ZC		10	27/1/99 & 18/05/00	Moyenne	40,8	0,01	9,7	0,14	48,8	0,02	0,003	0,003	0,006	0,01	0,46	99,7	89,9
								Ecart Type	0,2	0,01	0,1	0,03	0,3	0,01	0,006	0,003	0,008	0,01	0,02	0,3	0,1
OMB14**	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT		10	98 & 18/5/00	Moyenne	40,7	0,01	9,3	0,12	49,4	0,01	0,01	0,001	0,009	0,00	0,40	99,7	90,4
								Ecart Type	0,2	0,01	0,1	0,02	0,7	0,01	0,01	0,003	0,013	0,01	0,02	0,5	0,2
94OE22**	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT prox. ZC	Ni: n.a.	9	98	Moyenne	39,7	0,005	9,1	0,10	48,8	0,01	0,000					97,7	90,6
								Ecart Type	0,1	0,006	0,2	0,08	0,4	0,01	0,001					0,5	0,1
94OE17**	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT		16	98 & 18/5/00	Moyenne	39,9	0,003	9,6	0,16	48,4	0,01	0,02	0,0001	0,002	0,001	0,44	98,3	90,0
								Ecart Type	0,7	0,005	0,2	0,12	0,2	0,01	0,07	0,0005	0,007	0,004	0,03	1,0	0,2
99OL3	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT		6	20/05/99	Moyenne	39,4	0,000	10,5	0,10	48,2	0,01	0,01	0,003	0,016	0,01	0,42	98,6	89,1
								Ecart Type	0,5	0,001	0,3	0,02	0,6	0,01	0,01	0,003	0,006	0,01	0,01	0,4	0,3
96OA72	cpx hz.	Oman	Haylayn	BT		7	20/05/99	Moyenne	40,8	0,002	9,5	0,12	49,2	0,01	0,01	0,003	0,006	0,002	0,43	99,8	90,3
								Ecart Type	0,2	0,005	0,2	0,03	0,5	0,01	0,01	0,003	0,010	0,003	0,03	0,2	0,3
99OL39	cpx hz.	Oman	Sumail	BT		8	27/09/99	Moyenne	40,1	0,01	9,9	0,13	49,4	0,01	0,003	0,002	0,004	0,02	0,43	100,0	89,9
								Ecart Type	0,2	0,01	0,1	0,02	0,2	0,01	0,004	0,002	0,007	0,01	0,03	0,2	0,1
96OF19B**	du.	Oman	Haylayn	BT	Ni: n.a.	9	98	Moyenne	40,9	0,001	8,7	0,14	50,3	0,03						100,1	91,2
								Ecart Type	0,2	0,002	0,4	0,06	0,2	0,02						0,4	0,4
99OL16	du.	Oman	Wadi Tayin	BT		8	14/09/99	Moyenne	39,0	0,004	10,4	0,10	48,9	0,06	0,005	0,002	0,008	0,01	0,39	98,9	89,4
								Ecart Type	0,4	0,006	0,2	0,02	0,3	0,03	0,005	0,002	0,009	0,01	0,02	0,4	0,2
96OF59	du.	Oman	Sumail	DTZ Maqsad	Ni: n.a.	8	08/02/99	Moyenne	39,7	0,007	10,8	0,16	48,4	0,18	0,006	0,001	0,006	0,01		99,3	88,9
								Ecart Type	0,7	0,008	0,1	0,02	0,5	0,01	0,008	0,002	0,006	0,02		0,4	0,1
93OA11A	du. impr.	Oman	Sumail	DTZ N.Sumail		9	20/05/99	Moyenne	40,1	0,002	9,7	0,14	48,7	0,02	0,004	0,001	0,006	0,002	0,23	98,9	89,9
								Ecart Type	0,4	0,003	0,1	0,01	0,2	0,01	0,005	0,002	0,008	0,004	0,02	0,6	0,1
93OA13	du.	Oman	Sumail	DTZ N.Sumail		7	20/05/99	Moyenne	40,3	0,005	9,4	0,12	48,7	0,05	0,001	0,002	0,010	0,004	0,34	99,0	90,3
								Ecart Type	0,3	0,006	0,2	0,05	0,2	0,01	0,003	0,002	0,009	0,005	0,02	0,4	0,3
95OD78a	du.	Oman	Sumail	DTZ Maqsad		8	28/10/99	Moyenne	40,5	0,009	9,6	0,13	48,8	0,18	0,003	0,003	0,01	0,014	0,18	99,4	90,1
								Ecart Type	0,2	0,009	0,1	0,02	0,3	0,01	0,008	0,004	0,02	0,018	0,02	0,3	0,1
95OD74a	du. impr.	Oman	Sumail	DTZ Maqsad		9	14/09/99	Moyenne	39,0	0,01	12,1	0,12	47,6	0,06	0,003	0,002	0,006	0,007	0,32	99,3	87,5
								Ecart Type	0,3	0,02	0,2	0,02	0,3	0,02	0,004	0,002	0,006	0,014	0,02	0,3	0,2
95OD164c	du. impr.	Oman	Sumail	DTZ Maqsad		8	13/09/99	Moyenne	39,5	0,02	10,9	0,15	48,3	0,06	0,006	0,004	0,02	0,012	0,33	99,3	88,8
								Ecart Type	0,4	0,05	0,2	0,03	0,4	0,01	0,008	0,004	0,01	0,010	0,01	0,2	0,3

n.a. = non analysé ; ecart type = dispersion sur l'ensemble des points de mesures d'un même échantillon ; ZT = zone de transition ; ZC = zone de cisaillement

** = Analyses réalisées plus ou moins partiellement au cours de mon

Table 2 b : composition en éléments majeurs des orthopyroxènes dans les péridotites d'Oman.

(1/2)

Echantillon	Type	Location 1	Location 2	Location 3	Rmq	Nbre points	Date		SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	Cr2O3	NiO	Total	Mg#
95OD92	hz.	Oman	Sumail	Maqsad diapir	Ni : n.a.	14	08/02/99	Moyenne	54,3	1,7	6,2	0,13	34,4	1,3	0,01	0,003	0,01	0,6		98,7	90,8
								Ecart Type	3,9	0,5	0,8	0,02	4,3	0,5	0,01	0,005	0,01	0,2		0,3	0,1
92OF22	hz.	Oman	Sumail	Maqsad diapir	Ni : n.a.	7	08/02/99	Moyenne	54,9	1,8	6,0	0,15	33,6	1,5	0,01	0,004	0,01	0,63		98,7	90,9
								Ecart Type	0,3	0,1	0,1	0,03	0,3	0,2	0,01	0,003	0,01	0,06		0,3	0,2
95OD191	hz.	Oman	Sumail	Maqsad diapir		9	27/06/01	Moyenne	55,2	2,7	5,9	0,14	32,5	1,8	0,01	0,004	0,03	0,85	0,11	99,3	90,8
								Ecart Type	1,1	0,1	0,1	0,01	0,2	0,3	0,01	0,009	0,02	0,07	0,01	1,2	0,1
95OD84	hz.	Oman	Sumail	Maqsad diapir		12	27/06/01	Moyenne	55	1,9	6,0	0,15	32,8	1,6	0,00	0,1	0,01	0,70	0,12	99	90,7
								Ecart Type	2	0,1	0,1	0,01	0,4	0,3	0,01	0,1	0,01	0,05	0,01	2	0,1
98OA1	hz.	Oman	Sumail	BT prox. ZT		10	20/05/99	Moyenne	56,2	1,5	6,1	0,14	33,9	0,9	0,01	0,006	0,04	0,5	0,08	99,3	90,9
								Ecart Type	0,3	0,1	0,2	0,02	0,4	0,4	0,01	0,008	0,01	0,1	0,01	0,5	0,2
93OA31	hz.	Oman	Sumail	HT prox. ZC		11	20/05/99	Moyenne	55,7	1,5	6,4	0,17	33,2	0,9	0,01	0,005	0,06	0,5	0,07	98,5	90,3
								Ecart Type	0,4	0,1	0,1	0,01	0,3	0,2	0,01	0,005	0,02	0,1	0,01	0,4	0,1
93OA22	hz.	Oman	Sumail	HT prox. ZT		9	20/05/99	Moyenne	56,6	1,15	5,9	0,15	33,7	1,0	0,00	0,003	0,02	0,46	0,09	99,2	91,0
								Ecart Type	0,2	0,02	0,1	0,02	0,3	0,3	0,01	0,004	0,02	0,03	0,02	0,4	0,1
99OL26	hz.	Oman	Sumail	ZT		8	28/10/99	Moyenne	56,3	1,8	6,0	0,14	33,1	1,8	0,02	0,003	0,01	0,69	0,09	100,0	90,7
								Ecart Type	0,1	0,1	0,1	0,02	0,2	0,3	0,02	0,002	0,01	0,06	0,01	0,1	0,1
99OL27	hz.	Oman	Sumail	ZT		9	28/10/99	Moyenne	55,8	1,8	6,5	0,16	32,8	1,4	0,02	0,007	0,11	0,6	0,06	99,3	90,0
								Ecart Type	0,4	0,3	0,1	0,02	0,4	0,4	0,01	0,008	0,02	0,1	0,01	0,3	0,1
99OL48b	hz.	Oman	Sumail	HT prox. ZC		7	28/10/99	Moyenne	55,9	1,7	6,6	0,17	33,4	0,9	0,02	0,005	0,21	0,44	0,07	99,4	90,0
								Ecart Type	0,1	0,1	0,1	0,01	0,3	0,3	0,01	0,007	0,02	0,04	0,02	0,2	0,1
99OL34	hz.	Oman	Sumail	HT		9	27/09/99	Moyenne	55,6	2,0	6,2	0,15	33,8	1,2	0,01	0,003	0,02	0,62	0,09	99,7	90,7
								Ecart Type	0,4	0,1	0,1	0,02	0,4	0,2	0,01	0,003	0,01	0,04	0,02	0,2	0,2
99OL54b	hz.	Oman	Sumail	HT		9	27/09/99	Moyenne	55,6	1,9	6,1	0,14	33,8	1,5	0,003	0,004	0,01	0,63	0,10	99,9	90,7
								Ecart Type	0,3	0,1	0,1	0,01	0,1	0,3	0,008	0,004	0,01	0,04	0,02	0,2	0,1
99OL47a	hz.	Oman	Sumail	Ht prox. ZC		6	27/09/99	Moyenne	55,7	2,0	6,3	0,14	33,9	1,0	0,01	0,005	0,01	0,62	0,09	99,9	90,5
								Ecart Type	0,2	0,1	0,2	0,01	0,2	0,2	0,01	0,004	0,01	0,03	0,01	0,4	0,2

n.a. = non analysé ; ecart type = dispersion sur l'ensemble des points de mesures d'un même échantillon ; ZT = zone de transition ; ZC = zone de cisaillement

Méthodologie : cf. table 2 a.

Table 2 b

(2/2)

Echantillon	Type	Location 1	Location 2	Location 3	Rmq	Nbre points	Date		SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	Cr2O3	NiO	Total	Mg#
96OA116	hz.	Oman	Haylayn SE	HT		11	27/1/99 & 18/05/00	Moyenne	56,3	2,2	6,1	0,15	34,1	1,0	0,01	0,001	0,03	0,6	0,10	100,4	90,9
								Ecart Type	0,3	0,2	0,1	0,03	0,7	0,4	0,01	0,001	0,01	0,1	0,01	0,5	0,1
96OF41	hz.	Oman	Haylayn SE	BT		14	27/1/99 & 18/05/00	Moyenne	55,6	2,8	6,0	0,16	33,6	0,8	0,003	0,003	0,04	0,7	0,10	99,9	90,8
								Ecart Type	0,6	0,4	0,2	0,03	0,7	0,4	0,004	0,004	0,01	0,2	0,01	0,4	0,2
96OF21**	hz.	Oman	Haylayn NW	BT		14	98 & 18/5/00	Moyenne	55,4	3,1	5,9	0,13	33,2	0,9	0,01	0,001	0,01	0,7	0,09	99,3	91,0
								Ecart Type	0,4	0,3	0,1	0,09	0,4	0,4	0,02	0,001	0,02	0,2	0,01	0,5	0,2
94OE27	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT		9	28/06/01	Moyenne	55,3	2,4	6,2	0,15	33,3	1,0	0,01	0,005	0,03	0,7	0,10	99,2	90,5
								Ecart Type	1,3	0,1	0,1	0,02	0,3	0,3	0,01	0,011	0,02	0,1	0,02	1,3	0,1
94OE30	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT		9	28/06/01	Moyenne	56	2,17	6,11	0,15	33,25	1,04	0,004	0,007	0,02	0,74	0,10	99,7	90,7
								Ecart Type	1	0,07	0,14	0,02	0,402	0,57	0,006	0,009	0,01	0,03	0,01	0,8	0,1
99OL11	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT		11	27/09/99	Moyenne	56,3	1,1	6,4	0,16	34,7	0,5	0,003	0,003	0,02	0,3	0,08	99,6	90,6
								Ecart Type	0,6	0,2	0,1	0,03	0,4	0,2	0,004	0,004	0,01	0,1	0,01	0,4	0,1
93OB131	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT prox. ZT		6	14/09/99	Moyenne	54,6	2,7	7,4	0,12	32,7	0,7	0,004	0,003	0,02	0,5	0,08	98,8	88,8
								Ecart Type	0,3	0,3	0,1	0,02	0,3	0,2	0,006	0,003	0,01	0,1	0,01	0,3	0,1
94OE13	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT	Ni: n.a.	13	27/01/99	Moyenne	56,5	2,3	6,2	0,16	33,9	0,7	0,005	0,003	0,04	0,5		100,4	90,6
								Ecart Type	0,3	0,2	0,1	0,02	0,3	0,2	0,008	0,003	0,01	0,1		0,3	0,2
94OE20	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT ZC		16	27/1/99 & 18/05/00	Moyenne	56,0	2,5	6,5	0,16	33,4	0,7	0,005	0,01	0,03	0,6	0,09	100,0	90,2
								Ecart Type	0,4	0,2	0,1	0,03	0,4	0,3	0,008	0,03	0,01	0,1	0,01	0,3	0,1
OMB14**	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT		11	98 & 18/5/00	Moyenne	55,9	3,1	6,1	0,15	34,0	0,6	0,01	0,001	0,05	0,6	0,09	100,7	90,8
								Ecart Type	0,6	0,7	0,2	0,04	0,6	0,4	0,03	0,002	0,02	0,2	0,01	0,8	0,2
94OE22**	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT prox. ZC	Ni: n.a.	14	98	Moyenne	54,8	3,0	6,0	0,12	32,7	0,6	0,02	0,000	0,02	0,6		97,9	90,6
								Ecart Type	0,3	0,2	0,1	0,09	0,6	0,3	0,03	0,000	0,01	0,2		0,7	0,3
94OE17**	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT		18	98 & 18/5/00	Moyenne	55,5	2,0	6,4	0,20	33,2	0,7	0,03	0,000	0,01	0,5	0,09	98,7	90,2
								Ecart Type	0,7	0,2	0,2	0,16	0,4	0,4	0,07	0,001	0,02	0,2	0,00	0,9	0,3
99OL3	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT		8	14/09/99	Moyenne	53,8	3,2	7,1	0,12	32,6	0,6	0,01	0,002	0,04	0,5	0,09	98,0	89,1
								Ecart Type	0,7	0,3	0,1	0,01	0,2	0,1	0,01	0,004	0,02	0,1	0,02	0,5	0,2
96OA72	cpx hz.	Oman	Haylayn	BT		6	20/05/99	Moyenne	53,8	4,1	6,1	0,15	31,3	1,7	0,02	0,004	0,03	0,9	0,09	98,3	90,1
								Ecart Type	0,3	0,1	0,1	0,02	0,4	0,4	0,04	0,005	0,01	0,0	0,02	0,3	0,1
99OL39	cpx hz.	Oman	Sumail	BT		6	27/09/99	Moyenne	54,2	4,1	6,4	0,14	32,7	1,4	0,02	0,001	0,05	0,8	0,10	99,8	90,1
								Ecart Type	0,4	0,3	0,2	0,02	0,3	0,5	0,01	0,002	0,02	0,1	0,01	0,3	0,3

n.a. = non analysé ; ecart type = dispersion sur l'ensemble des points de mesures d'un même échantillon ; ZT = zone de transition ; ZC = zone de cisaillement

Méthodologie : cf. table 2 a.

** = Analyses réalisées plus ou moins partiellement au cours de mon DEA

Table 2 c : composition en éléments majeurs des clinopyroxènes dans les péridotites d'Oman

(1/2)

Echantillon	Type	Location 1	Location 2	Location 3	Rmq	Nbre points	Date		SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	Cr2O3	NiO	Total	Mg#
95OD92	hz.	Oman	Sumail	Maqsad diapir	Ni: n.a.	8	08/02/99	Moyenne	51,9	2,3	2,2	0,08	16,8	23,2	0,12	0,002	0,02	1,1		97,7	93,3
								Ecart Type	0,3	0,2	0,1	0,02	0,3	0,2	0,03	0,002	0,01	0,1		0,5	0,3
92OF22	hz.	Oman	Sumail	Maqsad diapir	Ni: n.a.	7	08/02/99	Moyenne	51,6	2,2	2,1	0,08	17,5	23,5	0,01	0,004	0,03	1,0		98,1	93,6
								Ecart Type	0,2	0,4	0,2	0,03	0,3	0,4	0,01	0,004	0,02	0,1		0,2	0,5
95OD191	hz.	Oman	Sumail	Maqsad diapir		7	27/06/01	Moyenne	52,1	3,5	2,4	0,09	16,7	23,8	0,01	0,004	0,05	1,2	0,05	100,0	92,6
								Ecart Type	0,4	0,4	0,2	0,02	0,4	0,7	0,01	0,007	0,01	0,2	0,01	0,1	0,4
95OD84	hz.	Oman	Sumail	Maqsad diapir		6	27/06/01	Moyenne	52,8	2,6	2,5	0,09	17,5	23,3	0,03	0,1	0,03	1,1	0,07	100,2	92,5
								Ecart Type	0,3	0,1	0,2	0,02	0,4	0,7	0,01	0,2	0,02	0,1	0,02	0,6	0,6
98OA1	hz.	Oman	Sumail	BT prox. ZT		10	20/05/99	Moyenne	52,9	1,8	2,2	0,08	17,3	22,8	0,24	0,01	0,07	1,0	0,04	98,4	93,4
								Ecart Type	0,4	0,1	0,4	0,02	0,3	0,6	0,04	0,02	0,02	0,1	0,01	0,7	0,9
93OA31	hz.	Oman	Sumail	HT prox. ZC		6	20/05/99	Moyenne	52,1	2,0	2,5	0,07	17,0	21,9	0,19	0,004	0,09	1,0	0,05	96,9	92,3
								Ecart Type	0,5	0,1	0,2	0,02	0,3	0,4	0,02	0,004	0,02	0,0	0,03	0,8	0,3
93OA22	hz.	Oman	Sumail	HT prox. ZT		7	20/05/99	Moyenne	53,2	1,7	2,1	0,07	17,4	22,7	0,08	0,003	0,02	0,8	0,05	98,0	93,8
								Ecart Type	1,2	1,3	0,3	0,02	0,4	0,9	0,02	0,003	0,02	0,2	0,01	0,6	1,0
99OL26	hz.	Oman	Sumail	ZT		6	28/10/99	Moyenne	53,5	2,5	2,9	0,09	18,4	20,6	0,35	0,003	0,03	1,2	0,05	99,5	91,8
								Ecart Type	0,5	0,1	0,4	0,02	1,4	1,9	0,02	0,004	0,02	0,1	0,01	0,4	0,6
99OL27	hz.	Oman	Sumail	ZT		9	28/10/99	Moyenne	52,1	2,9	2,7	0,09	16,9	22,1	0,26	0,002	0,21	1,2	0,04	98,6	91,9
								Ecart Type	0,6	0,2	0,2	0,03	0,6	0,7	0,04	0,004	0,02	0,1	0,01	0,4	0,2
99OL48b	hz.	Oman	Sumail	HT prox. ZC		6	28/10/99	Moyenne	52,0	2,7	2,9	0,08	16,9	21,9	0,37	0,004	0,46	0,8	0,04	98,2	91,3
								Ecart Type	0,7	0,3	0,2	0,02	0,5	0,8	0,05	0,004	0,08	0,2	0,01	0,5	0,5
99OL34	hz.	Oman	Sumail	HT		8	27/09/99	Moyenne	51,7	2,6	2,6	0,08	17,6	22,7	0,08	0,003	0,03	1,1	0,05	98,6	92,4
								Ecart Type	1,1	0,1	0,2	0,02	0,8	0,9	0,01	0,003	0,02	0,1	0,01	1,1	0,4
99OL54b	hz.	Oman	Sumail	HT		4	27/09/99	Moyenne	52,2	2,4	2,6	0,09	18,2	22,7	0,02	0,003	0,03	1,0	0,05	99,3	92,7
								Ecart Type	0,1	0,3	0,2	0,03	0,8	1,2	0,01	0,002	0,03	0,1	0,01	0,1	0,3
99OL47a	hz.	Oman	Sumail	HT prox. ZC		8	27/09/99	Moyenne	52,3	2,6	2,6	0,09	17,4	23,2	0,16	0,003	0,02	1,0	0,05	99,4	92,2
								Ecart Type	0,3	0,1	0,2	0,01	0,6	0,7	0,03	0,003	0,02	0,1	0,02	0,3	0,3
96OA116	hz.	Oman	Haylayn SE	HT		14	27/1/99 & 18/05/00	Moyenne	52,6	2,6	2,1	0,08	17,2	24,4	0,03	0,01	0,07	1,0	0,06	100,1	93,5
								Ecart Type	0,4	0,2	0,1	0,03	0,3	0,5	0,02	0,04	0,01	0,1	0,01	0,6	0,4
96OF41	hz.	Oman	Haylayn SE	BT		14	27/1/99 & 18/05/00	Moyenne	52,0	3,1	2,1	0,08	16,8	24,3	0,02	0,002	0,10	1,1	0,060	99,8	93,4
								Ecart Type	0,5	0,4	0,1	0,02	0,3	0,5	0,01	0,003	0,01	0,2	0,003	0,4	0,4

n.a. = non analysé ; ecart type = dispersion sur l'ensemble des points de mesures d'un même échantillon ; ZT = zone de transition ; ZC = zone de cisaillement

Méthodologie : cf. table 2 a.

Table 2 c

(2/2)

Echantillon	Type	Location 1	Location 2	Location 3	Rmq	Nbre points	Date		SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	Cr2O3	NiO	Total	Mg#
96OF21**	hz.	Oman	Haylayn NW	BT		8	98 & 18/5/00	Moyenne	52,0	3,6	2,4	0,2	16,6	23,7	0,09		0,04	1,1	0,05	99,8	92,5
								Ecart Type	0,4	0,2	0,2	0,2	0,3	0,7	0,06		0,03	0,3	0,02	0,3	0,5
94OE27	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT		6	28/06/01	Moyenne	52,6	3,1	2,3	0,08	16,6	24,2	0,17	0,01	0,05	1,2	0,05	100,3	92,8
								Ecart Type	0,2	0,2	0,1	0,01	0,2	0,2	0,04	0,01	0,02	0,2	0,01	0,2	0,4
94OE30	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT		4	28/06/01	Moyenne	52,8	2,8	2,3	0,08	17,2	23,8	0,02	0,005	0,06	1,1	0,06	100,2	92,9
								Ecart Type	0,3	0,5	0,2	0,04	0,3	0,3	0,02	0,003	0,02	0,1	0,02	0,3	0,5
99OL11	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT		8	27/09/99	Moyenne	56,7	1,4	2,1	0,05	23,3	12,9	0,03	0,002	0,05	0,3	0,09	96,9	95,2
								Ecart Type	0,8	0,7	0,2	0,02	0,4	0,2	0,02	0,005	0,02	0,2	0,02	0,4	0,4
93OB131	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT prox. ZT		8	14/09/99	Moyenne	51,0	3,1	2,7	0,07	16,4	23,7	0,03	0,004	0,05	0,9	0,05	98,0	91,6
								Ecart Type	0,6	0,3	0,1	0,02	0,4	0,4	0,01	0,003	0,02	0,1	0,02	0,5	0,3
94OE13	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT	Ni: n.a.	18	27/01/99	Moyenne	52,8	2,9	2,3	0,09	17,0	24	0,06	0,002	0,10	1,0		100,5	93,0
								Ecart Type	0,5	0,6	0,3	0,02	0,8	1	0,01	0,004	0,02	0,3		0,3	0,6
94OE20	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT ZC		11	27/1/99 & 18/05/00	Moyenne	52,2	3,2	2,5	0,08	16,5	24,2	0,07	0,002	0,10	1,0	0,04	99,8	92,3
								Ecart Type	0,2	0,3	0,1	0,02	0,3	0,7	0,04	0,002	0,01	0,1	0,01	0,5	0,3
OMB14**	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT		13	98 & 18/5/00	Moyenne	52,2	3,5	2,1	0,08	16,7	23,9	0,08		0,08	0,9	0,05	99,7	93,4
								Ecart Type	0,6	0,6	0,1	0,04	0,4	0,3	0,03		0,04	0,2	0,01	0,5	0,4
94OE22**	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT prox. ZC	Ni: n.a.	3	98	Moyenne	51,6	3,0	2,2	0,3	16,3	24,3	0,01		0,08	0,8		98,5	93,1
								Ecart Type	0,5	0,3	0,2	0,5	0,4	0,5	0,01		0,04	0,1		0,6	0,5
94OE17**	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT		14	98 & 18/5/00	Moyenne	52,2	2,4	2,2	0,1	16,0	24,0	0,2	0,001	0,05	0,8	0,05	98	93
								Ecart Type	0,8	0,4	0,2	0,2	0,7	0,3	0,1	0,001	0,04	0,3	0,01	1	1
99OL3	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT		10	14/09/99	Moyenne	50,8	3,5	2,8	0,07	16,2	23,4	0,04	0,001	0,11	0,7	0,06	97,6	91,3
								Ecart Type	0,7	0,5	0,2	0,02	0,5	0,6	0,02	0,003	0,02	0,1	0,02	0,5	0,5
96OA72	cpx hz.	Oman	Haylayn	BT		8	20/05/99	Moyenne	51,1	4,5	2,6	0,09	16,1	21,8	0,14	0,01	0,09	1,2	0,05	97,7	91,8
								Ecart Type	0,5	0,2	0,1	0,02	0,5	0,6	0,03	0,01	0,02	0,1	0,01	0,5	0,3
99OL39	cpx hz.	Oman	Sumail	BT		5	27/09/99	Moyenne	50,6	5,0	2,6	0,10	17	23	0,18	0,005	0,15	1,2	0,06	99,2	92,1
								Ecart Type	0,6	0,3	0,3	0,02	1	1	0,01	0,007	0,02	0,1	0,02	0,7	0,5
93OA11A	du. impr.	Oman	Sumail	DTZ N.Sumail		12	20/05/99	Moyenne	53,4	2,1	3,0	0,10	19	18	0,17	0,001	0,13	1	0,03	97	92
								Ecart Type	2,4	0,4	0,9	0,03	3	5	0,07	0,002	0,04	1	0,02	1	3
95OD78a	du.	Oman	Sumail	DTZ Maqsad		7	28/10/99	Moyenne	52,1	2,8	2,1	0,05	15,8	24,0	0,41	0,001	0,26	1,1	0,02	98,7	93,0
								Ecart Type	0,3	0,2	0,1	0,02	0,2	0,2	0,03	0,003	0,02	0,1	0,01	0,3	0,3
95OD74a	du. impr.	Oman	Sumail	DTZ Maqsad		6	14/09/99	Moyenne	49,8	4,1	3,4	0,05	15,3	23,9	0,30	0,003	0,13	0,8	0,039	97,8	89
								Ecart Type	0,5	0,3	0,7	0,02	0,2	0,7	0,03	0,002	0,04	0,1	0,004	0,1	2

n.a. = non analysé ; ecart type = dispersion sur l'ensemble des points de mesures d'un même échantillon ; ZT = zone de transition ; ZC = zone de cisaillement
 Méthodologie : cf. table 2 a. ** = Analyses réalisées plus ou moins partiellement au cours de mon DEA

Table 2 d : composition en éléments majeurs des spinelles dans les péridotites d'Oman.

(1/2)

Echantillon	Type	Location 1	Location 2	Location 3	Rmq	Nbre points	Date		SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	Cr2O3	NiO	Total	Cr#	Mg#
95OD92	hz.	Oman	Sumail	Maqsad diapir	Ni = n.a.	9	08/02/99	Moyenne	0,09	23	19	0,57	11,3	0,008	0,005	0,003	0,03	42,4		96,7	55	51
								Ecart Type	0,02	1	1	0,03	0,6	0,009	0,011	0,004	0,01	1,2				
92OF22	hz.	Oman	Sumail	Maqsad diapir	Ni = n.a.	7	08/02/99	Moyenne	0,10	22,8	18,2	0,57	12,0	0,003		0,004	0,03	43,3		97,1	56	54
								Ecart Type	0,02	0,4	0,2	0,03	0,3	0,003		0,004	0,01	0,5				
95OD191	hz.	Oman	Sumail	Maqsad diapir		4	27/06/01	Moyenne	0,10	28,9	17,7	0,25	13,6	0,0003	0,01	0,001	0,05	39,8	0,14	100,7	48,0	57,8
								Ecart Type	0,01	0,1	0,1	0,02	0,2	0,0005	0,02	0,003	0,01	0,3	0,01			
95OD84	hz.	Oman	Sumail	Maqsad diapir		4	27/06/01	Moyenne	0,09	23,3	19,20	0,30	11,8	0,002	0,002	0,003	0,05	45,7	0,10	100,6	56,8	52,3
								Ecart Type	0,01	0,1	0,05	0,01	0,1	0,002	0,004	0,006	0,02	0,2	0,01			
98OA1	hz.	Oman	Sumail	BT prox. ZT		8	20/05/99	Moyenne	0,11	20	20,8	0,62	10,4	0,002		0,003	0,16	47,7	0,07	100,2	61	47
								Ecart Type	0,02	1	0,5	0,04	0,3	0,003		0,004	0,02	1,3	0,02			
93OA31	hz.	Oman	Sumail	HT prox. ZC		7	20/05/99	Moyenne	0,11	14	31,8	0,70	7	0,002	0,005	0,004	0,22	45,0	0,10	98,9	69	29
								Ecart Type	0,03	5	6,0	0,07	2	0,004	0,011	0,003	0,05	1,3	0,03			
93OA22	hz.	Oman	Sumail	HT prox. ZT		8	20/05/99	Moyenne	0,10	15,7	18,8	0,61	10,3	0,007	0,005	0,006	0,08	54,4	0,05	100,0	70	49
								Ecart Type	0,02	0,6	0,5	0,04	0,3	0,004	0,011	0,007	0,02	0,9	0,02			
99OL26	hz.	Oman	Sumail	ZT		8	28/10/99	Moyenne	0,14	23	19,6	0,59	11,3	0,003	0,002	0,003	0,03	45,1	0,07	99,5	57	51
								Ecart Type	0,03	1	0,3	0,04	0,2	0,005	0,006	0,004	0,02	0,4	0,01			
99OL27	hz.	Oman	Sumail	ZT		7	28/10/99	Moyenne	0,13	22,6	20,8	0,60	11,6	0,004	0,002	0,004	0,40	42,9	0,09	99,2	56	50
								Ecart Type	0,02	0,4	0,4	0,02	0,2	0,004	0,003	0,005	0,01	0,2	0,01			
99OL48b	hz.	Oman	Sumail	HT prox. ZC		6	28/10/99	Moyenne	0,14	24	25	0,58	11,2	0,006	0,005	0,005	0,64	37,9	0,13	99,1	52	45
								Ecart Type	0,02	1	1	0,05	0,4	0,009	0,007	0,005	0,15	1,9	0,03			
99OL34	hz.	Oman	Sumail	HT		7	27/09/99	Moyenne	0,1	25	21	0,62	12,5	0,006	0,005	0,004	0,03	41,7	0,11	100,5	53	52
								Ecart Type	0,1	2	2	0,02	0,3	0,004	0,008	0,003	0,02	1,7	0,02			
99OL54b	hz.	Oman	Sumail	HT		8	27/09/99	Moyenne	0,07	23	19,6	0,64	12,6	0,003	0,008	0,003	0,03	44,6	0,09	100,7	57	53
								Ecart Type	0,02	1	0,1	0,03	0,2	0,003	0,008	0,003	0,02	0,6	0,02			
99OL47a	hz.	Oman	Sumail	Ht prox. ZC		8	27/09/99	Moyenne	0,08	26	23	0,58	12,3	0,009	0,004	0,004	0,02	39,6	0,12	100,9	51	49
								Ecart Type	0,02	1	1	0,03	0,4	0,010	0,006	0,003	0,01	1,4	0,02			
96OA116	hz.	Oman	Haylayn SE	HT		10	27/1/99 & 18/05/00	Moyenne	0,13	28	18,1	0,4	13,7	0,003	0,007	0,003	0,08	41,0	0,13	102,0	49	57
								Ecart Type	0,02	1	0,5	0,1	0,2	0,004	0,012	0,003	0,01	0,8	0,01			
96OF41	hz.	Oman	Haylayn SE	BT		8	27/1/99 & 18/05/00	Moyenne	0,14	34,0	16,3	0,3	15,1	0,005	0,003	0,003	0,06	35,0	0,16	101,0	41	62
								Ecart Type	0,02	0,6	0,3	0,1	0,4	0,008	0,005	0,004	0,01	0,9	0,01			
96OF21**	hz.	Oman	Haylayn NW	BT		12	98 & 18/5/00	Moyenne	0,3	35	16,1	0,2	15,5	0,003	0,001	0,000	0,03	33,1	0,20	100,6	39	63
								Ecart Type	0,1	1	0,4	0,1	0,4	0,005	0,003	0,001	0,03	1,0	0,03			
94OE27	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT		4	28/06/01	Moyenne	0,1	29	19,0	0,2	13,1	0,006	0,001	0,001	0,06	38,8	0,151	100,6	47,2	55,1
								Ecart Type	0,0	0	0,2	0,0	0,1	0,008	0,002	0,001	0,01	0,2	0,005			
94OE30	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT		4	28/06/01	Moyenne	0,087	24,4	21	0,301	12	0,002	0,01	0,1	0,064	43,3	0,14	100,7	54	50
								Ecart Type	0,025	0,2	1	0,041	1	0,002	0,01	0,3	0,017	0,7	0,01			
99OL11	hz.	Oman	Wadi Tayin	HT		9	27/09/99	Moyenne	0,07	19	24	0,74	9,7	0,004	0,008	0,003	0,12	47,3	0,06	100,6	63	42
								Ecart Type	0,01	2	1	0,04	0,5	0,005	0,011	0,003	0,02	1,5	0,02			

n.a. = non analysé ; ecart type = dispersion sur l'ensemble des points de mesures d'un même échantillon ; ZT = zone de transition ; ZC = zone de cisaillement

Méthodologie : cf. table 2 a.

** = Analyses réalisées plus ou moins partiellement au cours de mon DEA

Table 2 d

(2/2)

Echantillon	Type	Location 1	Location 2	Location 3	Rmq	Nbre points	Date		SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	Cr2O3	NiO	Total	Cr#	Mg#
93OB131	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT prox. ZT		7	14/09/99	Moyenne	0,08	35	20,6	0,28	13,8	0,002	0,002	0,001	0,04	27,5	0,18	97,9	34	54
								Ecart Type	0,03	1	0,6	0,02	0,2	0,002	0,004	0,001	0,03	1,3	0,02	0,4	2	1
94OE13	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT	Ni: n.a.	8	27/01/99	Moyenne	0,13	32,6	18,6	0,45	13,8	0,002	0,002	0,005	0,08	35		100,4	42	57
								Ecart Type	0,02	0,8	0,4	0,04	0,3	0,004	0,004	0,005	0,02	1		0,4	1	1
94OE20	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT ZC		11	27/1/99 & 18/05/00	Moyenne	0,13	34	19	0,4	14,0	0,003	0,002	0,003	0,07	33	0,19	100,4	39	57
								Ecart Type	0,01	1	1	0,1	0,5	0,003	0,005	0,004	0,01	1	0,01	0,7	1	2
OMB14**	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT		9	98 & 18/5/00	Moyenne	0,3	41,1	14,3	0,19	16,6	0,001			0,05	28	0,20	100,2	31	67
								Ecart Type	0,1	0,5	0,5	0,04	0,3	0,003			0,02	1	0,02	0,9	1	1
94OE22**	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT prox. ZC	Ni: n.a.	9	98	Moyenne	0,43	39	16,8	0,2	15,4				0,05	27		99,2	31	62
								Ecart Type	0,06	2	0,6	0,1	0,5				0,08	2		0,8	3	1
94OE17**	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	HT		10	98 & 18/5/00	Moyenne	0,3	27,4	20,2	0,3	12,4	0,001	0,005	0,001	0,05	40	0,13	100,3	49	52
								Ecart Type	0,1	0,6	0,5	0,1	0,2	0,003	0,009	0,002	0,04	1	0,02	0,8	1	1
99OL3	cpx hz.	Oman	Wadi Tayin	BT		8	14/09/99	Moyenne	0,08	42	17,9	0,23	15,6	0,001	0,005	0,001	0,05	22	0,22	98,1	25	61
								Ecart Type	0,02	1	0,3	0,04	0,2	0,002	0,014	0,002	0,02	1	0,02	0,5	1	1
96OA72	cpx hz.	Oman	Haylayn	BT		7	20/05/99	Moyenne	0,12	42,5	14,6	0,32	15,2	0,010	0,004	0,009	0,06	26	0,20	99,1	29	65
								Ecart Type	0,01	0,3	0,3	0,03	0,2	0,010	0,007	0,009	0,02	1	0,02	0,5	1	1
99OL39	cpx hz.	Oman	Sumail	BT		8	27/09/99	Moyenne	0,11	44,4	14,9	0,37	17,0	0,003	0,004	0,001	0,08	24,2	0,24	101,3	27	67
								Ecart Type	0,03	0,6	0,1	0,02	0,1	0,004	0,008	0,001	0,02	0,2	0,02	0,4	0	0
96OF19B**	du.	Oman	Haylayn	BT	Ni: n.a.	11	98	Moyenne	0,34	31	18	0,2	14,6				0,04	35,3		99,7	44	59
								Ecart Type	0,03	1	1	0,1	0,7				0,01	0,5		0,6	1	3
99OL16	du.	Oman	Wadi Tayin	BT		8	14/09/99	Moyenne	0,10	36,0	20,3	0,24	15,1	0,001	0,002	0,002	0,07	26	0,22	98,0	33	57
								Ecart Type	0,02	0,6	0,7	0,02	0,2	0,004	0,005	0,003	0,02	1	0,03	0,5	0	1
96OF59	du.	Oman	Sumail	DTZ Maqsad	Ni: n.a.	7	08/02/99	Moyenne	0,11	23,2	23,4	0,56	10,8	0,006	0,006	0,002	0,17	38,8		97,0	53	45
								Ecart Type	0,02	0,5	0,2	0,05	0,3	0,005	0,008	0,004	0,02	0,4		0,4	1	1
93OA11A	du. impr.	Oman	Sumail	DTZ N.Sumail		7	20/05/99	Moyenne	0,11	19,8	26	0,62	9,5	0,003		0,008	0,31	43	0,08	100,0	59	39
								Ecart Type	0,02	0,7	1	0,04	0,5	0,003		0,014	0,04	1	0,01	0,5	1	2
93OA13	du.	Oman	Sumail	DTZ N.Sumail		7	20/05/99	Moyenne	0,13	23,6	26,9	0,52	10,8	0,003	0,009	0,003	0,27	37	0,17	99,7	51	42
								Ecart Type	0,06	0,6	0,6	0,03	0,3	0,005	0,016	0,003	0,02	1	0,01	0,4	1	1
95OD78a	du.	Oman	Sumail	DTZ Maqsad		7	28/10/99	Moyenne	0,12	22	21,6	0,57	11,7	0,004	0,007	0,001	0,36	42	0,06	99,1	56	49
								Ecart Type	0,02	1	0,4	0,01	0,4	0,006	0,017	0,003	0,03	2	0,01	0,6	2	1
95OD74a	du. impr.	Oman	Sumail	DTZ Maqsad		5	14/09/99	Moyenne	0,08	32	23	0,34	12	0,009		0,003	0,09	30	0,13	97,6	39	49
								Ecart Type	0,01	4	2	0,03	1	0,009		0,004	0,06	2	0,02	0,8	5	4
95OD164c	du. impr.	Oman	Sumail	DTZ Maqsad		7	13/09/99	Moyenne	0,20	32	20	0,49	13,6	0,006	0,003	0,02	0,31	37	0,13	102,9	44	55
								Ecart Type	0,31	1	1	0,02	0,5	0,006	0,007	0,05	0,02	2	0,02	0,5	2	2

n.a. = non analysé ; ecart type = dispersion sur l'ensemble des points de mesures d'un même échantillon ; ZT = zone de transition ; ZC = zone de cisaillement

Méthodologie : cf. table 2 a.

** = Analyses réalisées plus ou moins partiellement au cours de mon DEA

Table 2 e : composition en éléments majeurs des plagioclases des péridotites d'Oman

Echantillon	Type	Location 1	Location 2	Location 3	Rmq	Nbre points	Date		SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	Cr2O3	NiO	Total	An%
95OD74a	du. impr.	Oman	Sumail	ZT Maqsad		10	14/09/99	Moyenne	43,1	35,7	0,13	0,001	0,004	18,5	1,0	0,002	0,01	0,01	0,01	98,4	91,5
								Ecartype	0,5	0,2	0,03	0,001	0,007	0,3	0,1	0,003	0,02	0,01	0,01	0,4	0,7
95OD164c	du. impr.	Oman	Sumail	ZT Maqsad		10	13/09/99	Moyenne	45,7	35,0	0,10	0,001	0,02	17,2	1,7	0,01	0,01	0,01	0,01	99,7	84,9
								Ecartype	0,4	0,1	0,03	0,004	0,02	0,1	0,1	0,01	0,02	0,02	0,01	0,4	0,5

n.a. = non analysé ; ecart type = dispersion sur l'ensemble des points de mesures d'un même échantillon ; ZT = zone de transition ; ZC = zone de cisaillement

Table 3 : Thermométrie basées sur les échanges entre les orthopyroxènes et les clinopyroxènes dans les péridotites

Echantillon (1/2)	95OD92 cpx	95OD92 opx	92OF22 cpx	92OF22 opx	98OA1 cpx	98OA1 opx	93OA31 cpx	93OA31 opx	93OA22 cpx	93OA22 opx	99OL26 cpx	99OL26 opx	99OL27 cpx	99OL27 opx	99OL48b cpx	99OL48b opx	99OL34 cpx	99OL34 opx	99OL54b cpx	99OL54b opx	99OL47a cpx	99OL47a opx	96OA116 cpx	96OA116 opx	
% pds d'oxyde																									
SiO2	51,8	55,3	51,5	54,8	52,8	56,1	51,9	55,7	52,7	56,6	53,6	56,3	51,9	55,8	51,6	56,0	50,9	55,7	52,1	55,5	52,4	55,7	52,7	56,1	
Al2O3	2,5	1,9	2,5	1,9	1,8	1,5	2,1	1,6	2,1	1,2	2,5	1,8	3,0	1,8	2,8	1,7	2,6	2,1	2,5	1,9	2,6	2,0	2,7	2,4	
FeO	2,1	6,0	2,1	6,0	2,3	6,0	2,6	6,3	2,2	5,9	3,0	6,0	2,7	6,5	3,0	6,6	2,8	6,2	2,5	6,2	2,6	6,2	2,1	6,0	
MnO	0,08	0,13	0,11	0,14	0,08	0,14	0,06	0,17	0,07	0,15	0,08	0,14	0,09	0,15	0,08	0,16	0,08	0,15	0,12	0,15	0,10	0,14	0,10	0,15	
MgO	16,8	33,3	17,2	33,6	17,4	33,7	17,0	33,1	17,5	33,7	18,4	33,0	16,8	32,8	17,3	33,3	18,0	33,7	18,0	33,8	17,3	33,9	17,1	33,8	
CaO	23,1	1,4	23,6	1,6	22,6	1,1	21,7	1,0	22,3	1,1	20,5	1,8	22,2	1,4	21,2	0,9	22,1	1,2	23,0	1,4	23,2	1,1	24,4	1,1	
Na2O	0,12	0,01	0,001	0,01	0,23	0,01	0,21	0,01	0,10	0,003	0,33	0,02	0,27	0,01	0,35	0,01	0,09	0,01	0,01	0,01	0,17	0,02	0,02	0,01	
K2O	0,002	0,003	0,001	0,004	0,012	0,008	0,001	0,003	0,004	0,004	0,002	0,004	0,003	0,009	0,004	0,004	0,005	0,003	0,002	0,006	0,003	0,006	0,021	0,002	
TiO2	0,02	0,01	0,03	0,02	0,07	0,04	0,09	0,06	0,02	0,03	0,03	0,02	0,21	0,11	0,51	0,21	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,08	0,03	
Cr2O3	1,2	0,7	1,0	0,7	1,0	0,6	1,0	0,5	0,8	0,5	1,2	0,7	1,3	0,6	0,9	0,4	1,1	0,6	1,1	0,6	1,0	0,6	1,0	0,7	
NiO					0,047	0,085	0,072	0,075	0,048	0,093	0,046	0,087	0,042	0,060	0,050	0,075	0,061	0,088	0,032	0,097	0,047	0,096	0,063	0,109	
Total	97,7	98,6	98,1	98,8	98,4	99,4	96,7	98,5	97,8	99,2	99,6	100,0	98,5	99,3	97,8	99,4	97,8	99,7	99,4	99,8	99,5	99,8	100,2	100,3	
Cations pour 6 oxygènes																									
SiO2	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	2,0	1,9	2,0	2,0	2,0	1,9	2,0	1,9	1,9	1,9	2,0	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	
Al2O3	0,11	0,08	0,11	0,08	0,08	0,06	0,09	0,07	0,09	0,05	0,11	0,07	0,13	0,07	0,12	0,07	0,12	0,09	0,11	0,08	0,11	0,08	0,11	0,10	
FeO	0,067	0,175	0,066	0,175	0,070	0,174	0,081	0,186	0,068	0,173	0,090	0,174	0,082	0,190	0,094	0,192	0,086	0,179	0,076	0,179	0,079	0,180	0,065	0,173	
MnO	0,002	0,004	0,003	0,004	0,003	0,004	0,002	0,005	0,002	0,004	0,002	0,004	0,003	0,005	0,003	0,005	0,003	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,003	0,004	
MgO	0,9	1,7	0,9	1,7	1,0	1,7	1,0	1,7	1,0	1,7	1,0	1,7	0,9	1,7	1,0	1,7	1,0	1,7	1,0	1,7	0,9	1,7	0,9	1,7	
CaO	0,92	0,05	0,94	0,06	0,89	0,04	0,87	0,04	0,89	0,04	0,80	0,07	0,88	0,05	0,84	0,03	0,88	0,05	0,90	0,05	0,91	0,04	0,95	0,04	
Na2O	0,0087	0,0008	0,00004	0,0009	0,0164	0,0007	0,0150	0,0009	0,0070	0,0002	0,0234	0,0012	0,0191	0,0008	0,0248	0,0009	0,0061	0,0004	0,0006	0,0004	0,0119	0,0012	0,0015	0,0007	
K2O	0,0001	0,0001	0,00005	0,0002	0,0006	0,0003	0,00002	0,0001	0,0002	0,0002	0,0001	0,0002	0,0001	0,0004	0,0002	0,0002	0,0002	0,0001	0,0001	0,0003	0,0001	0,0002	0,0010	0,0001	
TiO2	0,0007	0,0003	0,0008	0,0005	0,002	0,001	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,006	0,003	0,014	0,005	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	
Cr2O3	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	
NiO					0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,003	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,003	0,001	0,003	0,002	0,003	
Total	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	
Thermométrie Opx-Cpx (Brey & Kohler, 1990)																									
TBKN (°C)	860		850		930		980		970		1120		960		1030		1000		970		900		760		
Tca-in-opx (°C)	1100		1130		1030		1000		1030		1170		1105		980		1060		1100		1030		1020		
Thermométrie Opx (Witt-Eickschen et Seck, 1991)																									
Tal-in-opx (°C)	970		970		920		895		860		970		965		860		960		960		950		990		
σ																									
TBKN	10		10		25		20		20		60		30		10		30		5		30		40		
Tca-in-opx	70		30		70		30		60		40		40		70		50		30		60		100		
Tal-in-opx	10		30		55		10		40		20		25		30		10		10		35		80		

Table 3

(2/2)

Echantillon	96OF41	96OF41	96OF21	96OF21	93OB131	93OB131	99OL11	99OL11	94OE13	94OE13	94OE20	94OE20	OMB14	OMB14	94OE22	94OE22	94OE17	94OE17	99OL3	99OL3	96OA72	96OA72	99OL39	99OL39
% pds Ox	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx
SiO2	52,0	55,6	51,9	55,2	51,0	54,5	56,5	56,5	52,4	56,3	52,1	56,0	52,1	55,7	51,4	54,9	52,1	55,3	50,6	53,6	51,4	53,6	50,7	54,0
Al2O3	3,2	2,9	3,7	3,2	3,3	2,9	1,5	1,1	3,2	2,4	3,4	2,6	3,7	3,4	3,2	3,0	2,5	2,1	3,6	3,3	4,5	4,3	5,2	4,1
FeO	2,1	6,0	2,3	5,9	2,7	7,4	2,1	6,5	2,3	6,2	2,5	6,5	2,1	6,2	2,1	6,0	2,3	6,3	2,8	7,0	2,5	6,1	2,7	6,5
MnO	0,08	0,16	0,22	0,11	0,08	0,11	0,04	0,16	0,09	0,15	0,08	0,15	0,08	0,15	0,42	0,08	0,10	0,22	0,06	0,12	0,10	0,15	0,12	0,14
MgO	16,8	33,5	16,4	33,0	16,2	32,5	23,2	34,6	16,5	33,8	16,4	33,3	16,6	33,8	16,1	32,8	16,0	33,2	16,1	32,5	15,8	31,3	16,7	32,5
CaO	24,2	1,0	23,8	1,1	23,6	0,8	12,9	0,5	24,5	0,8	24,4	0,7	23,9	0,8	24,6	0,6	23,8	0,8	23,4	0,6	22,1	1,7	22,2	1,5
Na2O	0,02	0,00	0,08	0,01	0,03	0,01	0,03	0,004	0,07	0,001	0,07	0,003	0,07	0,02	0,01	0,01	0,18	0,04	0,05	0,005	0,15	0,004	0,18	0,01
K2O	0,004	0,003	0,0003	0,0003	0,004	0,001	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,019	traces	0,001	traces	traces	0,0003	0,001	0,001	0,001	0,004	0,001	0,005	0,001
TiO2	0,10	0,04	0,04	0,01	0,07	0,03	0,05	0,01	0,09	0,03	0,10	0,04	0,08	0,06	0,09	0,02	0,04	0,02	0,11	0,03	0,08	0,04	0,16	0,06
Cr2O3	1,1	0,8	1,2	0,7	0,9	0,6	0,4	0,3	1,1	0,6	1,1	0,6	1,0	0,7	0,8	0,6	0,9	0,6	0,7	0,6	1,2	0,9	1,3	0,8
NiO	0,061	0,094	0,060	0,098	0,060	0,087	0,098	0,081	0,055	0,080	0,044	0,091	0,044	0,091	0,053	0,095	0,053	0,095	0,057	0,099	0,049	0,096	0,076	0,092
Total	99,7	99,9	99,7	99,3	98,1	98,9	96,9	99,7	100,3	100,3	100,0	99,9	99,7	100,9	98,6	98,0	97,8	98,8	97,6	97,9	97,9	98,1	99,4	99,8
Cations pour 6 oxygènes																								
SiO2	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	2,1	2,0	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9
Al2O3	0,14	0,12	0,16	0,13	0,14	0,12	0,07	0,04	0,14	0,10	0,15	0,11	0,16	0,14	0,14	0,12	0,11	0,09	0,16	0,14	0,20	0,18	0,22	0,17
FeO	0,065	0,173	0,071	0,171	0,085	0,216	0,065	0,187	0,070	0,178	0,076	0,188	0,063	0,176	0,064	0,176	0,072	0,185	0,087	0,206	0,079	0,180	0,083	0,188
MnO	0,002	0,005	0,007	0,003	0,003	0,003	0,001	0,005	0,003	0,004	0,003	0,004	0,002	0,004	0,013	0,002	0,003	0,006	0,002	0,003	0,003	0,005	0,004	0,004
MgO	0,9	1,7	0,9	1,7	0,9	1,7	1,3	1,8	0,9	1,7	0,9	1,7	0,9	1,7	0,9	1,7	0,9	1,7	0,9	1,7	0,9	1,6	0,9	1,7
CaO	0,95	0,04	0,93	0,04	0,94	0,03	0,51	0,02	0,95	0,03	0,95	0,03	0,93	0,03	0,97	0,02	0,95	0,03	0,94	0,02	0,88	0,07	0,87	0,06
Na2O	0,0013	0,0003	0,0057	0,0010	0,0020	0,0005	0,0022	0,0002	0,0049	0,00004	0,0051	0,0002	0,0052	0,0012	0,0008	0,0010	0,0127	0,0027	0,0033	0,0003	0,0106	0,0002	0,0129	0,0006
K2O	0,0002	0,0001	0,00001	0,00001	0,0002	0,0001	0,0001	0,0001	0,0002	0,0001	0,0001	0,0008	traces	0,00004	traces	traces	0,00001	0,00002	0,0001	0,00005	0,0002	0,00002	0,0002	0,0001
TiO2	0,003	0,001	0,001	0,0003	0,002	0,001	0,001	0,0004	0,003	0,001	0,003	0,001	0,002	0,002	0,002	0,000	0,001	0,001	0,003	0,001	0,002	0,001	0,004	0,001
Cr2O3	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,02
NiO	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	0,001	0,002	0,000	0,000	0,002	0,003	0,002	0,003	0,001	0,003	0,002	0,003
Total	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Thermométrie Opx-Cpx (Brey & Kohler, 1990)																								
TBKN (°C)	770		830		790		1350		710		720		815		600		705		805		980		1020	
Tca-in-opx (°C)	990		1020		945		850		950		930		950		890		960		900		1165		1110	
Thermométrie Opx (Witt-Eickschen et Seck, 1991)																								
Tal-in-opx (°C)	1040		1040		980		840		980		960		1020		1015		960		990		1150		1130	
σ																								
TBKN	40		70		30		10		5		50		15		150		60		10		20		110	
Tca-in-opx	90		80		60		90		30		75		100		130		80		40		40		100	
Tal-in-opx	10		40		80		60		30		10		30		35		60		50		20		55	

Table 4
(2/3)

Echantillon	Type	Location	Valeurs en ppm			Valeurs en ppb																											
			Cr	Ti	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U		
95OD78A*	Du	Maqsad	HT ZT	3120	1320	30	1612	52	33	23	2,7	314		3,1		5			0,8	8	2,7	12	2,3	19,9	4,8	2,4	0,7	48	1,0	1,3			
96OF59*	Du	Maqsad	HT	2930	2146	33	6360	69	47	30	1,7	645	4	8		8	4,0	1,4	7	1,1	11	3,1	12	2,6	23,2	5,6	2,5	21		0,5			
93 OB 7	HZ	Sumail	BT	2700	128,11	1855	47	23728	190	11	17	18,4	197	4		0,6	6	9	2,9	14	4,1	34	9,6	37	6,4	51	10,6	6	1,4	98	1,3		
98 OA 1	HZ	Sumail	HT ZT	3010	33,32	2171	38	1956	60	13	25	5,0	89	1,6		9	9		11	1,7	15,0	4,0	17	3,0	21	5,2	5,4	2,0					
93 OA 22	HZ	Sumail	HT ZT	2800	70,05	1885	27	4383	136	52	20	2,1				10	11	3,9	16	2,9	28	7,5	29	5,5	41	9,4	7,2			2,1			
93 OA 23	HZ	Sumail	HT ZT	2870	31,58	1859	26	2877	55	14	16	2,0				8	2,0	9	1,4	12	3,6	15	2,8	23	5,3	4,6	1,4	42	1,8				
93 OA 14	HZ	Sumail	HT	2810	28,73	1956	23	1998	102	16	21	3,2	188	2,7	6,0	1,7	12	8	2,9	11	2,2	18,4	5,6	26	41	9,6	6	2,1	77	2,1			
93 OA 13	Du	Sumail	HT ZC	3785	49,69	2412	82	10161	76	39	22	5,7	1415		4,7		12	11	3,3	12	2,1	17	4,4	17	3,8	28	6,7	6	2,1				
93 OA 11A	Du imp.	Sumail	HT ZC	5865	131,49	1479	30	5438	389	115	36	3,1	185	5,5	18		44	32	13,0	56,4	11,1	86	19,4	63	9,9	65	12,0		1,9	26	1,8		
93 OA 31	HZ	Sumail	HT	2760	41,98	2264	41	4453	111	78	25	3,7	426		10		16	15	5,1	16	3,1	23	6,3	23	4,9	38,8	9,5	9	2,4	27	2,5		
93 OA 29	HZ imp.	Sumail	HT ZC	2955	25,23	2019	32	4756	54	16	18	5,6	276		2,2		8	2,4	8	1,4	11	3,5	16	4,1	31	7,4	5,1	1,8		2			
93 OA 28	Du	Sumail	HT	2815	11,82	1849	25	1344	302	89	23	6			22	5,9	2,0	15	14	5,9	25	5,7	52	14,6	55	10,6	80	16	9	2,0	94	2,3	
99OL26	HZ	Sumail	HT ZT	3100	18,79	1747	26	2324	44	14	17				59	5		0,6	6	5	1,1	5	0,8	8	2,3	11	3,0	27	6,4		1,0	19	1,3
99OL27	HZ	Sumail	HT ZT	3040	75,43	2047		737	246	32	22	3,0	112	6	6,0	1,7	12	12	7	21	5,0	43	11,8	41	8,0	60	12,9		5		1,6		
99L31	HZ	Sumail	HT ZC	3150	34,45	2106	23	624	90	24	26	4	47	5	3,6	0,9	6			2,4	10	2,0	17	4,5	18	3,8	30	7,0			2,0		
99OL32	HZ	Sumail	HT	2930	25,65	1955	126	11426	51	12	15	58	37	6	2,6	0,9	7	5			1,1	9	3,0	13	3,6	28,9	7,5		1,5	11	1,9	2	
99OL34	HZ	Sumail	HT	3480	24,14	1942	50	6448	63	11	22	35	75	6	2,4	0,7	5	6			7	1,2	11	3,5	15	3,6	31	8			12	1,9	
99OL36	HZ	Sumail	HT	3830	25,41	1815	77	3300	73	22	41	62	152	9	8	1,5	9	8	3,6	8	1,7	13,9	3,9	18	4,2	32	8,1		2,0	18		3	
99OL37	HZ	Sumail	BT	2930	91,73	1856	25	1137	238	31	27	38	57	7	5	1,1	7	11	3,9	19	4,6	43	11,9	43	8,0	60	12,2		5				
99OL38	Lhz	Sumail	BT	3100	132,74	1734	410	4257	698	17	28	318	561	13		0,9	9	18	8	53	13,5	126	33	116	19,6	138	26,5	10	1,8	28			
99OL39	Lhz	Sumail	BT	3220	152,58	1893	96	5368	664	26	26	124	16			1,4	13	22	9,7	56	13,8	126	31	106	18,3	130	25,3	13	1,9	4	3		
99OL41	HZ	Sumail	HT	2800	33,42	1968	24	7000	78	15	22	3,6	90	19	25,8	3,7	16	9			11	1,9	17	4,8	22	4,7	33,6	7,8	5	2,1	2,7		
99OL46	HZ	Sumail	HT	3000	51,05	2000	23	5988	118	58	30	3	131	10	14	3,0	18	10	4,0	14	2,5	20	6,1	27	6,1	45	11	6	2,4	70	3,1	3	
99OL47a	HZ	Sumail	HT	3030	21,29	2133	28	22759	52	89	30	3,1	224	9	4	0,9	6	10			10	2,9	15	3,2	27	7,0							
99OL48a	HZ	Sumail	HT ZC	3100	56,04	1958	29	24585	173	190	28	2,3	195	18	38	7	40	20	8,1	24	5,1	40	9,4	32	5,9	43	9,2	8		154			
99OL53	HZ	Sumail	HT	3030	26,33	2058	61	1199	58	39	25	20	68	9	2,4	0,2		8			11	2,9	14	3,7	30	6,5							
99OL54a	HZ	Sumail	HT	2840	17,83	2096	19	1293	38	21	5,0	113	4	8	0,6						6	2,0	10	2,4	22	5,2							
99OL54b	HZ	Sumail	HT	3140	18,15	2016	24	890	41	18	18	8	60	7	3	1,0	8	7	2,0	8	1,2	9	2,9	12	3,7	25	7		2,3				
99OL55	HZ	Sumail	HT	2990	43,27	2044		744	113	92	24	16	88	9	15	2,4	12	6	2,8	7	1,8	16	5,0	19	4,4	37	8,3						
95OD164c	Du imp.	Maqsad	HT ZT	6720	122,01	1762		6251	121	53	24	1,7	119	10	14	2,2	11	9	9,5	7	1,9	18	5,4	23	5,0	39	8,8						
95OD74a	Du imp.	Maqsad	HT ZT	2645	45,98	1233	55	75095	46	58	29	7	1175	71	51	7,7	37	11	32			1,3	8	1,9	8	1,6	12	2,7			16		
95OD92*	HZ	Maqsad diapiir	HT	3120	65,42		22	1143	71	37	25	7,3	175			9,3						0,7	9	3,3	14	3,7	31	6,7					
93OF22*	HZ	Maqsad diapiir	HT	3070	449,36	1924	23	787	63	3	27	3,1										0,8	2	0,5	9	2,5	14	3,2	29	6,5	1,2		0,7

* = Echantillons dont la composition en éléments en traces et en éléments de transition a été analysée par Godard et al. (2000)

Echantillon	%RSD																															
	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U						
95OD78A*	3,7	0,7	0,7	10,6	6,1	27,2	12,7		23,3		40,3				10,6	13,3	14,5	13,5	9,3	1,8	7,8	20,7	49,8	34,9						18,3		
96OF59*	5,6	2,0	4,7	6,8	6,3	18,5	9,3	32,2	23,5		21,1	16,1	25,8	21,6	6,9	11,9	3,0	27,0	6,7	1,9	4,5	30,4								39,5		
93 OB 7	5,7	1,5	1,7	27,0	12,8	4,2	14,6	38,8		28,6	44,7	22,5	10,8	11,9	3,3	3,3	4,8	3,9	5,4	2,4	3,8	22,0	36,9	15,8	23,3							
98 OA 1	4,8	1,0	1,9	21,9	5,1	10,0	32,3	28,2			39,2	13,1		10,5	35,1	5,6	9,1	15,0	8,2	5,5	14,6	18,0	16,4									
93 OA 22	21,3	2,5	2,1	8,3	9,4	34,6			12,3		18,6	21,4	9,1	17,5	17,1	8,9	5,8	3,7	4,8	3,1	8,5	9,4									45,1	
93 OA 23	8,0	1,1	4,0	15,0	12,9	43,8					24,7	29,3	17,5	23,2	13,3	12,6	9,4	12,4	7,5	12,4	19,5	38,8	36,3	31,0								
93 OA 14	8,5	0,5	2,0	14,5	8,5	26,0	15,3	24,3	4,0	36,8	13,6	24,9	18,1	16,4	24,8	2,3	7,0	7,1			2,9	5,2	40,1	35,2	19,3	18,3						
93 OA 13	3,3	1,5	1,6	3,3	16,8	14,7	2,0		17,8		16,9	10,1	23,8	13,0	10,5	12,5	9,4	12,8	9,7	3,6	6,3	25,1	22,5									
93 OA 11A	4,8	1,7	0,9	3,6	8,8	15,4	16,5	6,7	11,1		16,2	13,4	6,2	1,4	4,4	3,6	2,6	11,2	3,3	3,7	5,3		18,2	39,2	49,1							
93 OA 31	7,1	1,6	1,8	8,3	13,3	15,2	7,7		14,8		9,9	21,0	10,4	18,4	14,2	7,9	6,2	11,7	13,9	2												

Table 4 : Analyses en éléments de transition et en éléments en traces sur roche totale des péridotites d'Oman

(1/3)			Valeurs en ppm			Valeurs en ppb																										
Echantillon	Type	Location 2	Cr	Ti	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	
94OE08**	hz	Wadi Tayin W BT	2597	33,69	2175	13	709	125	19	13		150	4,8	10,2	1,3					6	1,4	18,7	5,5	21	4,3	35	7,3				13	
94OE11**	Lhz	Wadi Tayin W HT	2837	105,93	2086	13	4675	463	11	21	1,7	460	1,6		0,7		10	4,3	28	7,6	80	20,2	77	13,2	96	18,3	6				9	
94OE13**	Lhz	Wadi Tayin W HT	3307	79,47	2179	30	294	295	61	21	7					5	6	2,1	16	4,2	45	12,7	46	9,0	67,9	13,1	3,6				17	
94OE17**	Lhz	Wadi Tayin W HT	3390	89,23	2012	37	79	334	10	17	4,5		1,6	3		3	6	2,8	18	4,9	51	14,1	54	9,6	75	14,7	3				11	
94OE19**	hz	Wadi Tayin W BT ZC	3453	27,15	2008	15	50	134		12	3	92							4	1,3	18	5,7	25	4,7	41,8	8,7						
94OE20**	Lhz	Wadi Tayin W BT ZC	3247	87,03	2004	12,0	226	241	108	14	2,6		3,6	4,4		2,6			11,4	4	37,4	11	42	8	63,8	12,1	4	2,2			7	
94OE22**	Lhz	Wadi Tayin W BT ZC	2723	93,79	2250	42	1238	288	29	20	32	387	2,2	2,4	0,6	4		1,8	13	4,0	45	12,2	48	9,5	75	14,7	4					
94OA23*	HZ	Wadi Tayin W HT	1660			30	2818	84	60	26		88	8	10	2,0	12	10	3,4	9,7	1,9	17	4,8	17	3,9	30,2	6,8	4,1	2,6				
94OE27*	HZ	Wadi Tayin W HT	2910			62	339	186	97	32	9,3	65	11	22	4,3	25	15	5,8	21	4,5	36	9,8	34	6,9	51	10,4	5,2					
91OA29*	HZ	Wadi Tayin W HT	3090			21,6		93	88	33	0,6	155	5,9	13,1	2,9	18,1	7,5	3,3	11,1	1,9	16,7	4,7	17,7	3,8	32,2	7,1	2,6	1,1			1,0	
94OE30	HZ	Wadi Tayin W HT				57	1864	141	42	28	13,5	67	16	14	2,3	12	8	2,9	11	2,5	24	7,3	27	6,1	50,1	10,7	4				23	
OMB32*	Du	Wadi Tayin E HT	4100			35	2978	93	62	12	2,3	213	3,7	11	2,0	9,1	4,9	1,9	7	1,5	14	3,7	15	2,8	23	4,8	3,0				8	
OMB33*	Du	Wadi Tayin E BT	5780			40	513	41	38	14	2,1	167	1,6	4	1,0	5		0,8	3,0	0,8	6,0	1,7	7,0	1,6	14,5	3,6	1,4	0,7	11			
OMB14*	Lhz	Wadi Tayin E BT	2440			26	105	228	48	16	7,0			2,7	0,4	4,4	5,8	2,1	16	4,6	43	11,0	38	6,8	51	10,0	3,0	1,6	24			6,2
OMB23*	Lhz	Wadi Tayin E BT	2910			140	103	351	12	15	39		3,1	5		5	5	2,3	18	5,3	55	15,7	52	9,8	77	14,6	3	0,6	16			16
OMB27*	Lhz	Wadi Tayin E BT	3030			58	934	328	63	17	12,3	377	4,1	9		8	7,4	2,7	18	4,8	49	14,1	49	9,0	70	13,7	3,5				58	
99OL3	Lhz	Wadi Tayin E HT		119,00	2040	61	601	477	50	23	20	5,6	9,2	16	15	7,0	40	9,7	87,1	21,5	75	12,8	93,7	18,1	6,7	0,9	36			1,0	0,7	
99OL5	HZ	Wadi Tayin E HT	3135	16,44	2350	81	94	49,8	41	18	39		2,8	2,6		5	4,8	1,5	6	1,1	9,0	2,6	9	1,9	14,2	3,3	3,2	0,9	26	1,0	1,0	
99OL11	HZ	Wadi Tayin E HT				114	4953	66	16	20	73	287	0,8	2,7		5	4	1,6	6,1	1,2	10	3,4	15	3,0	24	5,3	3,1	1,1	40	1,1	1,3	
99OL13	HZ	Wadi Tayin E HT	2655	46,85	1990	49	7942	184	21	24	6,8	305	2,1	4,5		5	5,5	2,1	10	2,6	28,8	8,5	33	6,6	51,8	11,0	4	1,1			1,6	1,3
99OL14	Du imp.	Wadi Tayin E HT	2900	34,60	2190	49	80564	69	48	15	1,6	7090	1,6	3,7		9	7	1,9	8,0	1,5	12	3,4	14	3,0	21,4	5,3	4,1	1,1			1,3	6,5
99OL16	Du	Wadi Tayin E HT	2640	22,01	2160	56	2336	31	21	21	3,5	754	0,8	1,8		6	6	1,6	6	1,0	7	2,1	8,5	2,1	15,6	4,0	4,1	1,3	19	1,2	1,4	
99OL17	Lhz	Wadi Tayin E HT	3015	94,26	1970	50	1481	228	30	19	16	602	1,9	4,4		7	9,1	3,5	16,3	4,2	38,3	10,9	41	7,7	54	11,4	5,6	1,1			1,6	1,5
99OL18	Lhz	Wadi Tayin E HT	3000	83,33	2030	243	926	460	12	29	89	106	3,3	2,8		6	3,5	2,4	7,3	7,3	20,5	71	12,3	93	18						34	
99OI20	Lhz	Wadi Tayin E HT	2835	101,00	2050	118	751	573	21	40	36	80	2,5	3,3		4	10	4,7	32	9,4	90,7	25,8	87	15,7	113	21,8	4,5				15	
93OB128	HZ	Wadi Tayin E HT	2475	33,33	2000	61,4	8013	103	91	17,5	14,9	275		4,2		7	4	1,2	5,4	1,1	14	4,5	18,0	4,2	35	7					10	
93OB129	Lhz	Wadi Tayin E HT	2480	48,46	1930	52,6	14414	164	13	14	12,0	575						0,7	4,9	1,9	21,9	7,2	28	6,0	50							
93OB131	Lhz	Wadi Tayin E HT	2650	49,03	2110	54,1	1163	188	14	27	9	43						3	1,3	6,2	2,1	25,5	8,2	34,2	6,4	52					18	
93OE32	Lhz	Wadi Tayin E HT	3045	56,31	1950	77,6	5342	199	23	17	2,7	372							6,4	2,2	28,6	8,5	34,9	6,8	54						135	
93OE47	Lhz	Wadi Tayin E HT	2825	62,78	2000	70,3	2170	203	25	18	22,6	487	1,2					3,1	1,5	8	2,6	30	9,3	36	6,8	54					16	

* = Echantillons dont la composition en éléments en traces et en éléments de transition a été analysée par Godard et al. (2000)

** = Echantillons dont la composition en éléments en traces et en éléments de transition a été analysée au cours de mon DEA

Echantillon	%RSD																															
	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U						
94OE08**	19,5	1,3	1,0	24,3	12,8		16,2	17,5	8,4	17,4				23,7	14,5	3,4	7,1	10,9	6,5	3,7	3,7										29,5	
94OE11**	12,6	0,6	0,8	38,4	14,1	34,8	5,9	30,4			21,1																					54,3
94OE13**	5,7	3,1	2,6	14,8	20,6	27,9						24,6	34,1	31,4	7,9	4,6	2,4	5,1	2,9	2,2	1,5	3,4	25,4								21,0	
94OE17**	7,5	12,5	1,2	28,0	13,2	7,3			19,1	46,8		44,3	30,6	23,0	7,3	5,8	3,5	1,7	4,2	2,9	1,4	1,0	38,2								64,2	
94OE19**	35,0	17,4	4,4		16,3	39,3	26,4							37,6	14,0	5,9	5,2	8,3	4,3	2,3	3,4											
94OE20**	7,4	4,0	24,3	1,5	12,3	23,5		13,1	10,3		35,1			8,5	31,5	1,1	23,7	1,4	24,1	0,8	0,9	43,5	36,0	46,6								
94OE22**	7,7	1,4	0,8	19,5	7,6	7,7	6,6	38,8	17,4	43,5	50,3			30,6	24,8	6,6	3,6	2,7	2,7	3,0	2,9	2,1	40,1									
94OA23*	10,1	0,7	2,3	10,9	9,1		17,6	22,8	19,6	25,2	25,8	22,9	16,8	9,3	17,4	8,5	7,8	26,8	7,3	1,9	7,1	21,8	21,4									
94OE27*	4,2	3,5	3,3	8,5	15,6	9,4	24,3	14,8	12,9	10,0	11,3	21,0	6,0	8,5	11,9	9,0	3,7	8,1	3,3	3,4	3,9	19,1										
91OA29*	4,6		1,9	4,9	3,4	0,4	15,2	1,4	2,0	0,3	2,5	1,4	0,6	0,7	0,3	1,7	0,3	1,3	0,3	0,8	0,4	1,1	0,3									0,3
94OE30	7,1	2,2	2,9	12,4	9,7	4,0	26,3	9,1	17,0	7,4	15,2	19,9	31,1	17,0	12,6	9,0	3,3	9,9	10,5	1,4	9,3	27,9									21,0	
OMB32*	6,0	1,2	2,6	7,9	18,7	15,8	27,8	22,0	15,9	23,0	4,2	9,6	29,7	23,5	23,5	9,9	5,7	15,8	14,8	4,7	12,1	30,3									46,0	
OMB33*	15,0	1,6	3,2	8,3	16,5	19,1	35,2	31,8	46,2	18,2	24,2		43,8	20,5	35,1	14,8	10,2	7,4	18,7	5,7	6,4	43,6	33,6	33,6</								

Table 5 : Analyses en éléments en traces sur minéraux séparés dans les péridotites d'Oman

	Echantillon	Type	Location	Concentration en ppb																									
				Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
<i>Leaching</i>																													
Clinopyroxènes	94OE22**	Lhz BT	Wadi Tayin W	59	619	146	2,9	-	70,6	116	-	0,3	0,1	-	3,3	1,0	9,8	2,7	6,2	23	3,9	28	4,7	1,1	-	77	-	0,9	
				%RSD	5,6	2,4	0,8	27,0	-	0,7	1,4	-	10,7	33,8	-	12,7	26,4	5,1	8,8	3,8	3,0	11,6	7,9	5,4	3,0	19,0	-	6,1	-
94OE20**	Lhz BT	Wadi Tayin W	9,7	260	47	1,6	24	-	94	-	0,8	0,2	-	-	0,5	3,6	0,8	8,3	2,2	8	1,3	8,9	1,3	-	-	98	0,4	1,0	
			%RSD	2,9	2,5	2,5	29,3	9,8	-	2,3	-	12,1	14,6	-	-	26,1	9,8	11,8	4,5	10,9	21,1	15,0	6,1	6,8	-	-	1,2	6,8	13,5
Orthopyroxènes	94OE20**	Lhz BT	Wadi Tayin W	30	235	17	-	5	3,7	85,3	3,8	2,8	0,4	-	-	-	-	-	2,3	0,7	4	0,8	8,4	2,1	0,4	-	183	-	0,8
				%RSD	15,1	2,3	8,9	-	23,0	5,5	0,9	15,1	28,9	42,1	-	-	-	-	-	-	12,5	11,0	27,6	15,2	5,0	1,7	13,5	-	4,4
94OE22**	Lhz BT	Wadi Tayin W	30	239	26	-	-	22,3	54	-	0,9	-	-	-	-	-	-	-	2,9	1,1	5,1	1,2	11,3	2,5	-	-	63	-	0,7
			%RSD	5,9	1,8	7,2	-	-	3,6	2,3	-	17,4	-	-	-	-	-	-	-	30,5	5,6	10,5	11,4	2,2	1,4	-	-	5,7	-
99OL3	Lhz HT	Wadi Tayin E	0,112	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,0	-	-	0,2	-	0,0	
			%RSD	6,1	-	-	-	-	0,9	25,4	-	20,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,3	-	-	6,6	20,2
93OB131	Lhz HT	Wadi Tayin E	0,098	-	-	-	-	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	-	
			%RSD	5,0	-	-	-	-	2,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,9	-
96OF41**	Hz BT	Haylayn S	13	317	28	7	-	4,7	42	-	0,4	-	-	-	-	1,1	0,3	2,8	1,1	6,1	1,3	11,6	2,5	-	-	44	-	0,8	
			%RSD	28,1	1,2	9,8	24,5	-	18,5	5,9	-	26,6	-	-	-	-	-	21,3	10,2	13,2	15,9	13,4	8,2	5,8	3,6	-	-	2,9	-
96OF21**	Hz BT	Haylayn N	17	412	21	14	-	1,8	53	0,2	0,6	-	-	-	-	-	-	0,1	1,8	0,7	4	0,9	9,4	2,2	-	56	-	0,7	
			%RSD	7,6	2,9	5,7	37,4	-	21,5	4,6	35,9	5,3	-	-	-	-	-	-	-	34,5	41,8	6,3	28,9	10,5	10,1	5,6	-	2,4	-
96OF86**	Hz HT	Haylayn N	42	223	7,5	6	-	10,3	43	0,7	0,8	-	-	-	-	-	-	-	0,2	1,0	0,4	4,1	1,0	-	-	58	-	0,8	
			%RSD	5,1	1,6	11,7	21,1	-	2,1	4,3	15,0	27,8	-	-	-	-	-	-	-	-	31,2	49,2	9,5	3,6	2,4	-	-	3,5	-
<i>Clinopyroxènes</i>																													
94OE22**	Lhz BT	Wadi Tayin W	6,2	-	2837	64	272	-	-	17	1,3	6,7	29	56	28	222	59	583	142	453	70,5	444	69,9	32	2,5	50	-	-	
			%RSD	9,3	-	1,7	4,1	4,9	-	-	9,1	9,4	4,3	3,6	3,7	5,1	1,0	2,2	1,1	1,6	2,8	1,4	0,4	0,4	3,4	11,9	4,7	-	-
94OE20**	Lhz BT	Wadi Tayin W	13,7	1774	2928	171	-	-	151	61	66,4	19,6	62	59	29	-	57	-	146,7	491	79,5	514	84,6	20	8,9	59	-	0,7	
			%RSD	4,5	1,0	0,9	0,9	-	-	3,0	2,7	1,5	4,9	6,9	3,8	4,9	-	2,1	-	0,7	1,0	1,2	0,9	1,1	6,7	2,5	3,0	-	23,3
99OL3	Lhz HT	Wadi Tayin E	9	281	6156	187	195	-	-	33	28	27	200	222	105,9	618	142	1218	291	876	130	812	126	51	-	75	-	-	
			%RSD	40,8	4,1	0,7	8,7	2,9	-	-	29,1	4,1	7,7	1,0	2,5	0,4	0,7	2,1	0,8	1,2	1,9	1,6	1,3	1,2	7,4	-	4,7	-	-
93OB131	Lhz HT	Wadi Tayin E	-	-	3161	-	173	1,8	101	-	-	-	-	23	14,2	148	50,2	534	146,9	494	82,0	548	87	6,2	-	133	-	-	
			%RSD	-	-	0,8	-	1,9	38,9	15,3	-	-	-	-	7,4	4,7	3,9	1,4	0,4	0,5	0,5	0,4	1,1	1,6	8,3	-	3,4	-	-
99OL39	Lhz BT	Sumail	290	211	5107	66	145	162	133	-	-	-	50	109	58	433	109	999	246	760	115	754	117,7	33	-	95	-	-	
			%RSD	3,7	5,8	1,2	7,4	4,1	3,1	11,0	-	-	-	3,2	2,5	3,4	1,5	1,1	0,1	1,4	1,8	2,2	1,7	0,4	3,2	-	5,4	-	-
<i>Orthopyroxènes</i>																													
94OE22**	Lhz BT	Wadi Tayin W	15	-	361	13	22	-	-	-	-	-	-	-	0,8	10	3,8	48,4	17,0	73	15,3	133	27,8	3,9	-	9,8	-	-	
			%RSD	16,3	-	1,2	13,3	11,8	-	-	-	-	-	-	-	-	18,3	11,9	3,8	1,7	3,0	2,6	4,8	1,3	2,9	19,5	-	1,5	-
94OE20**	Lhz BT	Wadi Tayin W	11	72	264	22	-	-	87	1,1	3,5	0,9	-	3	1,2	9	3,1	40	12,9	56	12,3	100	21,5	2,5	-	15,5	0,5	-	
			%RSD	16,4	7,2	3,2	21,5	-	-	2,3	34,8	8,3	20,1	-	39,2	14,9	15,0	16,6	8,7	2,5	3,9	2,4	1,7	2,8	20,6	-	6,3	22,9	-
99OL3	Lhz HT	Wadi Tayin E	9	32	766	58	20	3	-	-	1,6	0,7	7	9,9	4,6	30	9,5	109,1	34,2	136	28,0	234,6	47,2	9,4	0,2	66	0,3	-	
			%RSD	43,2	29,7	3,0	8,4	11,5	45,3	-	33,8	34,8	24,8	7,3	10,3	4,7	2,6	0,9	1,4	1,8	1,8	0,2	1,2	4,5	50,4	5,5	29,0	-	-
93OB131	Lhz HT	Wadi Tayin E	21	429	394	-	84	3,0	-	27	27	3,8	11	3	1,1	8,4	3,1	46,9	17,0	81,3	17,7	163	34,3	5,1	1,7	1372	5,6	2,1	
			%RSD	25,3	2,6	1,3	-	3,4	20,5	-	4,6	4,0	6,6	14,2	40,9	16,0	11,3	7,6	0,8	3,7	0,9	2,7	2,3	2,1	7,7	10,1	0,9	3,8	8,5
99OL39	Lhz BT	Sumail	242	299	887	25	16	-	129	-	-	-	-	6,6	4,2	36	10,8	128	38,4	159	29,6	248	48	8,3	-	72	-	-	
			%RSD	7,2	4,0	0,7	20,5	16,5	-	11,5	-	-	-	-	-	14,6	7,0	8,7	4,7	2,5	0,4	1,8	3,3	0,9	2,3	5,3	-	5,0	-
99OL34 (1)	Hz HT	Sumail	26	90	131,4	42	108	10,1	-	2,5	2,4	0,8	2,2	-	-	3	0,9	13,9	6,0	29	6,6	62	13,8	-	-	114	-	-	
			%RSD	23,9	11,9	0,6	11,8	1,9	9,8	-	27,0	11,1	47,9	44,9	-	-	-	35,7	35,3	4,4	1,9	11,2	9,0	2,0	5,2	-	-	3,9	-
99OL34 (2)	Hz HT	Sumail	-	37	176	134	19	7	37	7,7	12,2	2,5	6	-	0,8	4,2	1,2	17	7,8	36	9,3	88	19,2	-	-	67	2,0	-	
			%RSD	-	27,3	6,8	41,1	10,4	34,5	39,5	11,5	2,4	20,4	31,0	-	-	48,1	20,7	21,7	6,4	5,6	4,0	4,9	2,3	2,1	-	-	6,8	8,9
96OF86**	Hz HT	Haylayn N	18	28	144	-	40	-	241	-	-	0,7	-	-	-	1,9	1,0	17	6,4	33	8,2	81	18,0	-	-	62	-	-	
			%RSD	13,1	9,6	2,1	-	10,6	-	1,8	-	-	4,0	-	-	-	39,9	27,6	16,0	4,0	6,1	3,7	2,9	5,2	-	-	3,1	-	-
96OF41**	Hz BT	Haylayn S	13	-	291	-	22	-	13,6	0,5	-	-	-	-	5	2,7	42	14,4	62	14,0	121	25,6	1,9	-	17	-	-		
			%RSD	10,2	-	1,2	-	17,2	-	5,5	44,5	-	-	-	-	-	39,0	9,0	8,2	3,4	8,1	1,9	3,0	2,9	40,3	-	-	25,1	-
96OF21**	Hz BT	Haylayn N	14,4	-	218	-	17	-	-	-	-	0,5	-	-	-	3,4	1,8	27	9,7	50	10,4	92	19,2	-	-	6,3	-	-	
			%RSD	6,5	-	3,2	-	8,5	-	-	-	-	-	29,6	-	-	-	-	16,0	12,8	6,2	0,7	2,1	4,9	1,3	2,8	-	-	6,8
<i>Olivines</i>																													
99OL3	Lhz HT	Wadi Tayin E	-	53	162	11	56	1,7	48	3,3	6	0,8	4,7	3,6	1,8	10,6	2,7	25,7	7,5	27,6	5,4	44	9,1	1,9	0,4	171	0,8	0,2	
			%RSD	-	18,9																								

Table 6 : Coefficients de partage phase minérale/liquide utilisés dans cette étude. Compilation Bédini et Bodinier (1999).

	Cpx/liquide		Opx/liquide		Ol/liquide	
La	Hart et Dunn, 1993	0,054	Kelemen et al., 1993	0,00050	Beattie, 1994	0,00000377
Ce	Hart et Dunn, 1993	0,086	Kelemen et al., 1993	0,00090	Kelemen et al., 1993	0,00001
Pr	<i>interpolated</i>	<i>0,127</i>	<i>interpolated</i>	<i>0,00285</i>	<i>interpolated</i>	<i>2,64575E-05</i>
Nd	Hart et Dunn, 1993	0,187	Kelemen et al., 1993	0,00900	Kelemen et al., 1993	0,00007
Sm	Hart et Dunn, 1993	0,291	Kelemen et al., 1993	0,02000	Beattie, 1994	0,000244
Eu	Hauri et al., 1994	0,373	Kelemen et al., 1993	0,03000	<i>interpolated</i>	<i>0,00054111</i>
Gd	<i>interpolated</i>	<i>0,395</i>	Kelemen et al., 1993	0,04000	Kelemen et al., 1993	0,001
Tb	<i>interpolated</i>	<i>0,418</i>	<i>interpolated</i>	<i>0,04899</i>	<i>interpolated</i>	<i>0,002</i>
Dy	Hart et Dunn, 1993	0,442	Kelemen et al., 1993	0,06000	Kelemen et al., 1993	0,004
Ho	<i>interpolated</i>	<i>0,414</i>	<i>interpolated</i>	<i>0,06481</i>	<i>interpolated</i>	<i>0,006</i>
Er	Hart et Dunn, 1993	0,387	Kelemen et al., 1993	0,07000	Kelemen et al., 1993	0,009
Tm	<i>interpolated</i>	<i>0,408</i>	<i>interpolated</i>	<i>0,08367</i>	<i>interpolated</i>	<i>0,014</i>
Yb	Hart et Dunn, 1993	0,430	Kelemen et al., 1993	0,10000	Kelemen et al., 1993	0,023
Lu	Hart et Dunn, 1993	0,433	<i>extrapolated</i>	<i>0,11633</i>	<i>extrapolated</i>	<i>0,032</i>

Table 7 : Données isotopiques en Sr, Pb et Nd sur quelques péridotites d'Oman.

Echantillon	Nature	Location	Remarque	[Sr] ppb	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ Rés. $\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ Rés.	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ Less. $\pm 2\sigma$	[Nd] ppb	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m \pm 2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$
OMB14	cpx hz.	Wadi Tayin	BT	104,95	0.707337 \pm 10	0,706516	0.708421 \pm 11			
99OL3	cpx hz.	Wadi Tayin	BT	601,44	0.70849 \pm 17	0,708292	0.708588 \pm 14			
99OL18	cpx hz.	Wadi Tayin	BT	926,31	0.707561 \pm 15	0,706536	0.707909 \pm 8			
94OE8	cpx hz.	Wadi Tayin	BT	708,87	0.706249 \pm 15	0,706177	0.708552 \pm 16			
OMB27	cpx hz.	Wadi Tayin	Limite BT - HT	934,11	0.706959 \pm 12	0,706716	0.708265 \pm 21			
94OE11	cpx hz.	Wadi Tayin	HT	4674,89	0.708513 \pm 12	0,708502	0.708589 \pm 9			
94OE13	cpx hz.	Wadi Tayin	HT	294,36	0.706625 \pm 8	0,706231	0.708896 \pm 10			
94OE17	cpx hz.	Wadi Tayin	HT	78,86	0.705964 \pm 15	0,704121	0.708245 \pm 8			
94OE27	hz.	Wadi Tayin	HT	339,34	0.704595 \pm 9	0,703877	0.707611 \pm 17	25,05	0.513055 \pm 15	0,51283
91OA29	hz.	Wadi Tayin	HT		0.707502 \pm 5	0,707476	0.708508 \pm 9			
99OL48a	hz.	Sumail	HT près de z. de cisaillem [†]	24585,49	0.707452 \pm 8	0,707447	0.708505 \pm 10			
99OL46	hz.	Sumail	HT près de z. de cisaillem [†]	5987,59	0.706987 \pm 18	0,706972	0.708415 \pm 8			
99OL26	hz.	Sumail	Zone de transition	2324,39	0.707953 \pm 8	0,707909	0.708226 \pm 12			
96OF59	du.	Sumail	Zone de transition	6360,36	0.707293 \pm 12	0,707273	0.708457 \pm 12			
93OA11A	du. impr.	Sumail	Zone de transition	5438,28	0.707087 \pm 15	0,707065	0.708391 \pm 13	44,06	0.513086 \pm 12	0,51281
95OD74A	du. impr.	Sumail	Zone de transition	75095,49	0.703061 \pm 10	0,703058	0.703092 \pm 9			
95OD107	hz.	Sumail	Maqsad diapir		0.708205 \pm 10	0,708169	0.708423 \pm 18			
93OF22	hz.	Sumail	Maqsad diapir	787,02	0.705599 \pm 10	0,705485	0.708568 \pm 8			

Echantillon	Nature	Location	Remarque	[Pb] ppb	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m \pm 2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m \pm 2\sigma$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m \pm 2\sigma$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$
OMB14	cpx hz.	Wadi Tayin	BT	23,72	37.948 \pm 0.013	15.597 \pm 0.005	18.046 \pm 0.006	37,868	15,595	18,003
99OL3	cpx hz.	Wadi Tayin	BT	36	38.044 \pm 0.010	15.596 \pm 0.004	18.104 \pm 0.004	38,035	15,595	18,085
99OL18	cpx hz.	Wadi Tayin	BT							
94OE8	cpx hz.	Wadi Tayin	BT							
OMB27	cpx hz.	Wadi Tayin	Limite BT - HT	58,46	38.369 \pm 0.018	15.574 \pm 0.008	18.410 \pm 0.009	38,361	15,573	18,386
94OE11	cpx hz.	Wadi Tayin	HT							
94OE13	cpx hz.	Wadi Tayin	HT	17,19	37.984 \pm 0.012	15.555 \pm 0.005	18.100 \pm 0.006	37,932	15,552	18,040
94OE17	cpx hz.	Wadi Tayin	HT							
94OE27	hz.	Wadi Tayin	HT		38.116 \pm 0.014	15.590 \pm 0.006	18.252 \pm 0.007	38,080	15,582	18,091
91OA29	hz.	Wadi Tayin	HT		37.971 \pm 0.005	15.580 \pm 0.002	18.088 \pm 0.003	37,948	15,573	17,928
99OL48a	hz.	Sumail	HT près de l'axe du propag	153,97	37.821 \pm 0.009	15.539 \pm 0.003	17.953 \pm 0.004	37,818	15,539	17,943
99OL46	hz.	Sumail	HT près de l'axe du propag.		37.690 \pm 0.15	15.498 \pm 0.006	17.883 \pm 0.008	37,677	15,496	17,845
99OL26	hz.	Sumail	Zone de transition							
96OF59	du.	Sumail	Zone de transition							
93OA11A	du. impr.	Sumail	HT près de l'axe du propag	25,55	37.654 \pm 0.02	15.485 \pm 0.003	17.772 \pm 0.016	37,633	15,478	17,634
95OD74A	du. impr.	Sumail	Zone de transition	15,78	37.831 \pm 0.006	15.458 \pm 0.003	18.006 \pm 0.003	37,805	15,447	17,780
95OD107	hz.	Sumail	Maqsad diapir							
93OF22	hz.	Sumail	Maqsad diapir							

Rés. = résidut de l'échantillon après lessivage.

Less. = solution de lessivage des échantillons contenant la phase serpentineuse.

(_m) = rapport isotopique de l'élément considéré à l'heure actuelle.

(_i) = rapport isotopique de l'élément considéré il y a 95 m.a.

[] ppb = concentration en l'élément considéré, mesuré à l'ICP-MS, avant lessivage.

Nb : pour les échantillons dont la concentration en Sr et/ou Pb n'as pa été mesurée avec satisfaction à l'ICP-MS, nos avons fait une estimation de celle-ci en moyennant les concentrations en ces éléments mesurées sur d'autres échantillons possédant les mêmes caractéristiques chimiques, pétrologiques et structurales.

V.3.2 Harzburgites à cpx : refertilisation du manteau lithosphérique ?

La présence de harzburgites à cpx dans la partie basale de la section mantellique n'est pas particulière à l'ophiolite d'Oman. Ces roches ont été également décrites, par exemple, dans l'ophiolite de Bay of Islands (Terre Neuve) (Suhr et Robinson, 1994 ; Batanova et Suhr, 1998) où elles sont généralement attribuées à un degré moindre de fusion partielle.

Sur un diagramme CaO, ou rapport Mg#, en roche totale en fonction de la composition modale en olivine (figure 47a et b), nous remarquons que les harzburgites à cpx s'intègrent parfaitement dans l'évolution mantellique simulée par les modèles de fusion partielle.

Cependant, les positions relativement proches des harzburgites à cpx et des harzburgites dans la séquence mantellique en Oman, associées à une absence de variation du rapport Mg# entre ces deux lithologies, comme le montre la figure 47a, ne concordent pas avec ce modèle. De plus, la composition modale des harzburgites à cpx (illustrée par le rapport cpx/opx vs olivine, figure 47c), ainsi que la concentration en TiO₂ de leurs clinopyroxènes reportée en fonction de leur rapport Mg# en roche totale (figure 47d) ne se placent pas sur les courbes d'évolution mantellique par fusion partielle proposées par les modèles. La composition modale en clinopyroxène des harzburgites à cpx semble être découplée de celle en olivine. Ceci suggère que ces roches ont été refertilisées en clinopyroxène par rapport aux péridotites échantillonnées dans la zone de déformation de haute température : ce processus pourrait être associé au refroidissement de ces roches alors qu'elles étaient percolées par des liquides magmatiques de type N-MORB. Ce processus semble s'être développé en système ouvert, comme le suggère l'enrichissement en terres rares légères des spectres de terres rares des harzburgites à cpx.

Il n'existe donc pas de réponse directe à la question sur l'origine primaire ou secondaire des clinopyroxènes des harzburgites à cpx. Cependant, l'accumulation des caractères des harzburgites à cpx s'écartant du modèle de fusion partielle suggère pour ces roches une évolution magmatique plus complexe qu'un simple processus de fusion partielle. Nous pouvons invoquer leur refertilisation au cours de réactions avec des magmas de types N-MORB, associée à une diminution du rapport liquide/roche, comme cela a été proposé par Godard et al. (2000 et références incluses) .

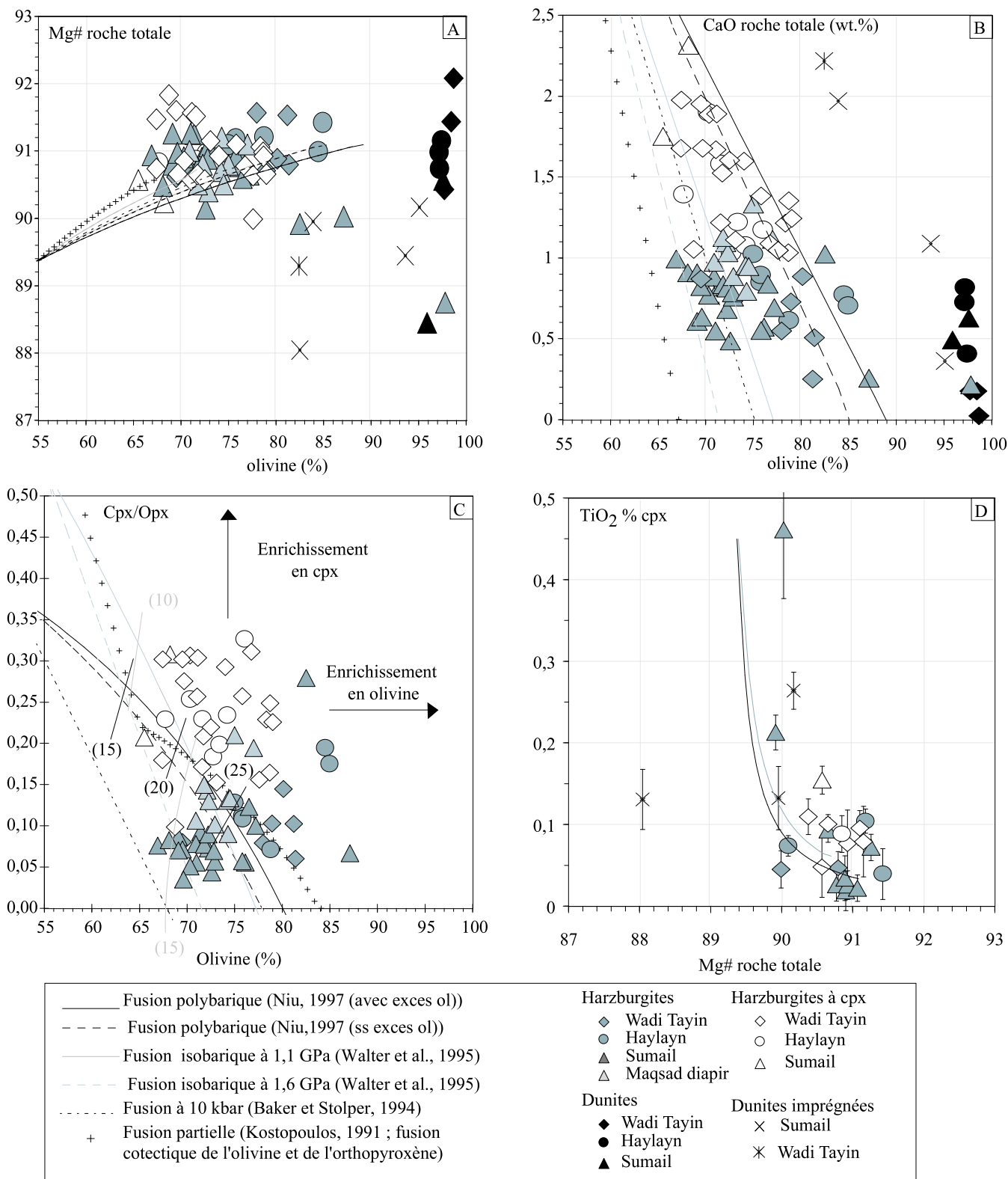


Figure 47 : Discussion sur l'origine des harzburgites à cpx illustrée à l'aide du rapport Mg# en roche totale (a), de la concentration en CaO des péridotites (b) et du rapport cpx/opx de celles-ci (c) en fonction de la proportion en olivine des péridotites, ainsi qu'à l'aide de la concentration en TiO₂ (%) des clinopyroxènes en fonction du rapport Mg# en roche totale (d). Sur ces diagrammes sont également reportés les résultats de la simulation du processus de fusion selon plusieurs modèles (voir légende), ainsi que différents degrés de fusion (nombre entre parenthèses) sur le diagramme cpx/opx vs %olivine pour les modèles de Niu (1997) et de Walter et al. (1995).

La composition initiale pour les modèles de Niu (1997) est celle reportée par cet auteur, pour les autres modèles, elle est de 55%ol ; 28%opx ; 15%cpx ; 2%sp ; Mg# roche totale = 89,3 ; CaO roche totale = 3,91%.

L'évolution des concentrations en TiO₂ dans les clinopyroxènes est calculée selon un modèle de fusion à l'équilibre à partir d'une composition initiale de 0,45% (d'après la moyenne des concentrations des lherzolites granulaires du rift Est Africain ; Bédini et Bodinier, 1999).

V.3.3 Signification du rapport Cr# > 50 dans les spinelles

Les péridotites de la lithosphère du nouveau segment (Sumail) possèdent des spinelles dont le Cr# est supérieur à 50 (comme le montre la figure 18a), nettement plus élevé que celui des spinelles des autres péridotites d'Oman. Par ailleurs, les valeurs de ce rapport ne vérifient en aucun cas le découplage entre les spinelles des dunités (Cr#>49) et ceux des harzburgites (Cr#<50) observé dans le massif de Wadi Tayin par Kelemen et al. (1995).

Donc cette observation pourrait être un caractère de la lithosphère du nouveau segment, et de sa zone de transition, et non des dunités comme l'avait proposé Kelemen et al. (1995). D'un autre côté des valeurs semblables du Cr# ont été également observées dans les spinelles des péridotites du bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Mariannes (Parkinson et Pearce, 1998) (figure 18c), où ils sont considérés comme l'indice de réactions avec des magmas, typiques d'un environnement de zone de subduction (Parkinson et Pearce, 1998).

Cependant, des Cr# élevés ont été aussi mesurés dans les spinelles des péridotites de la dorsale Est Pacifique (Dick et Natland, 1996), où, il faut le rappeler, l'échantillonnage disponible concerne la lithosphère des extrémités de propagateurs, soit la lithosphère nouvellement créée. Par conséquent, ils ne caractérisent pas forcément le domaine géodynamique de zone de subduction, mais plutôt un processus magmatique réactionnel qui se déroule également dans la lithosphère des segments nouvellement créés.

V.3.4 Zone de transition : lieu de réactions magmatiques intenses

Les harzburgites, dunités et dunités imprégnées de la zone de transition du massif de Sumail possèdent des olivines moins nickélicifères, et à rapport Mg# variable (figure 48a), ainsi que des spinelles et des clinopyroxènes plus titanifères (figure 48b) que les autres péridotites de cette étude. Ces observations ne confirment pas les domaines 'dunités' et 'harzburgites' établis par Kelemen et al. (1995) à partir de données sur le manteau du massif de Wadi Tayin, mais font ressortir le caractère particulier de toutes les péridotites de la zone de transition, proche de celui défini pour les dunités par ces auteurs.

Pour Kelemen et al. (1995), les concentrations élevées en TiO₂ des minéraux des dunités peuvent être expliquées par l'infiltration réactive de magmas impliquant un fort rapport liquide/roche. Cette hypothèse a également été proposée (Suhr et Robinson, 1994 ; Niu et Hékinian, 1997 ; Suhr et al., 1999) pour expliquer des observations semblables faites sur les olivines des péridotites de la dorsale Est-Pacifique (Gillis et al., 1993 ; Dick et Natland, 1996 ;

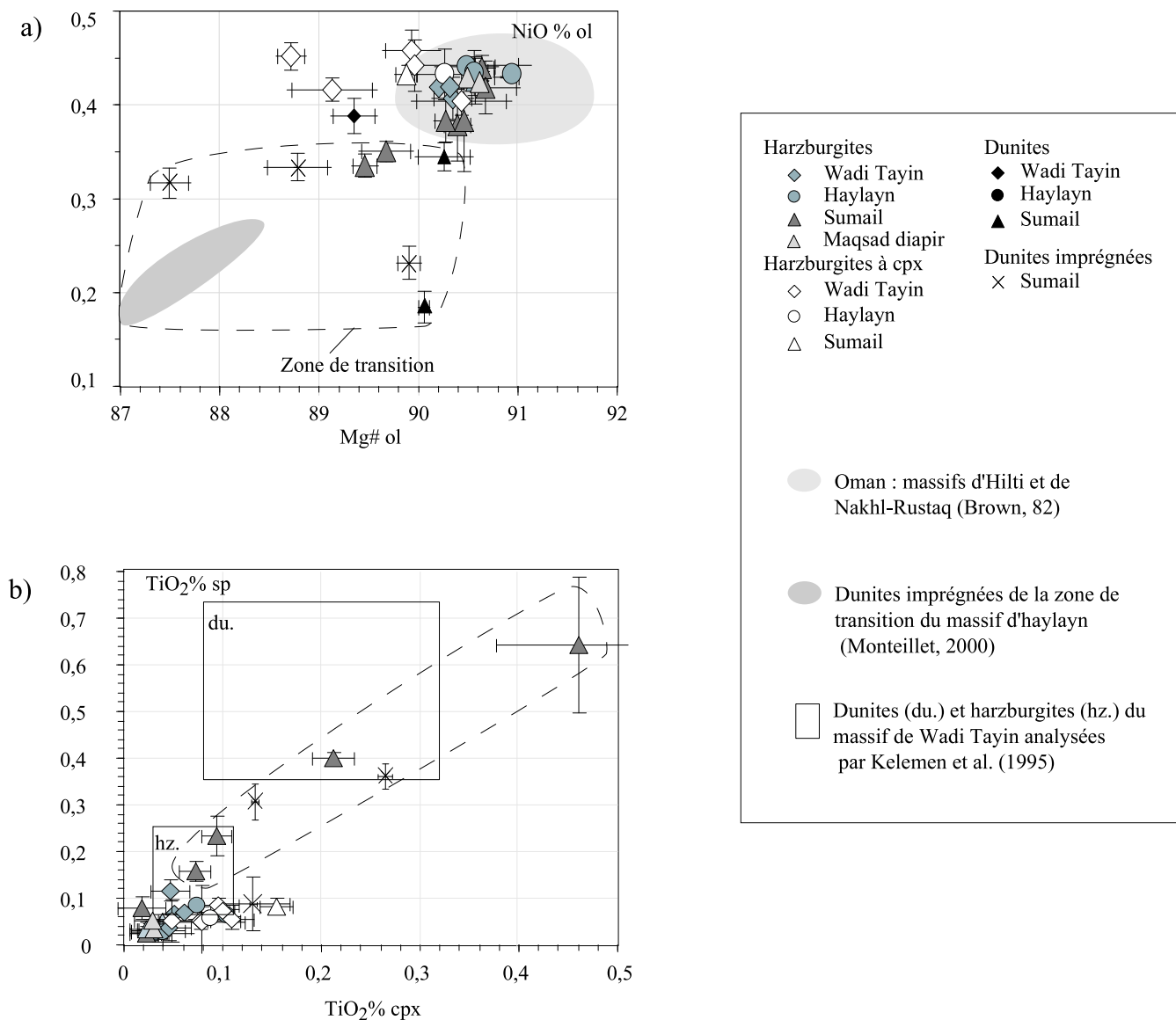


Figure 48 : Illustration des caractéristiques chimiques particulières des phases minérales des péridotites de la zone de transition du massif de Sumail.

a) Concentration en NiO des olivines en fonction de leur rapport Mg#. Les péridotites de la zone de transition se différencient clairement par des olivines plus pauvres en NiO (<0,35%) et des rapports Mg# extrêmement variables. Sur ce diagramme sont aussi reportées les compositions des olivines des dunites imprégnées de la zone de transition du massif d'Haylayn (Monteillet, 2000) et des péridotites de la séquence mantellique des massifs d'Hilti et de Nakhl-Rustaq (Brown, 1982).

b) Concentration en TiO₂ des spinelles en fonction de la concentration en TiO₂ des clinopyroxènes. Les péridotites de la zone de transition se distinguent nettement par de fortes concentrations en TiO₂ à la fois dans les spinelles et dans les clinopyroxènes. Sur ce diagramme sont également reportés les domaines des mesures réalisées sur des dunites et des harzburgites du massif de Wadi Tayin par Kelemen et al. (1995).

Niu et Hékinian, 1997 ; Godard, données non publiées ; figure 12), et sur les phases minérales des dunités de la zone de transition de l'ophiolite de Bay of Islands (Suhr et Robinson, 1994 ; figures 12, 16 et 18).

Par conséquent, ces critères chimiques des phases minérales ne différencient pas les dunités (et les dunités imprégnées) des harzburgites, mais caractérisent les zones de forte interaction magma/roche (avec augmentation du rapport liquide/roche comme l'ont proposé entre autres Godard et al. (2000) et Koga et al. (2001)) et en particulier la zone de transition.

V.4 Conclusion générale

Notre étude porte sur 93 échantillons répartis dans trois massifs de l'ophiolite d'Oman qui comprennent la lithosphère du nouveau segment, ses limites et la lithosphère dans laquelle il ouvre (du moho jusqu'à 12 km de profondeur) (figure 49). Les roches composant ces sections mantelliques possèdent un caractère très résiduel, à l'instar des péridotites des autres ophiolites et des péridotites abyssales.

Cependant, l'ensemble du manteau exploré montre un enrichissement en éléments très incompatibles (LILE, U, Th, Nb, Ta, Pb, et terres rares légères) issus de la percolation réactive de fluides magmatiques.

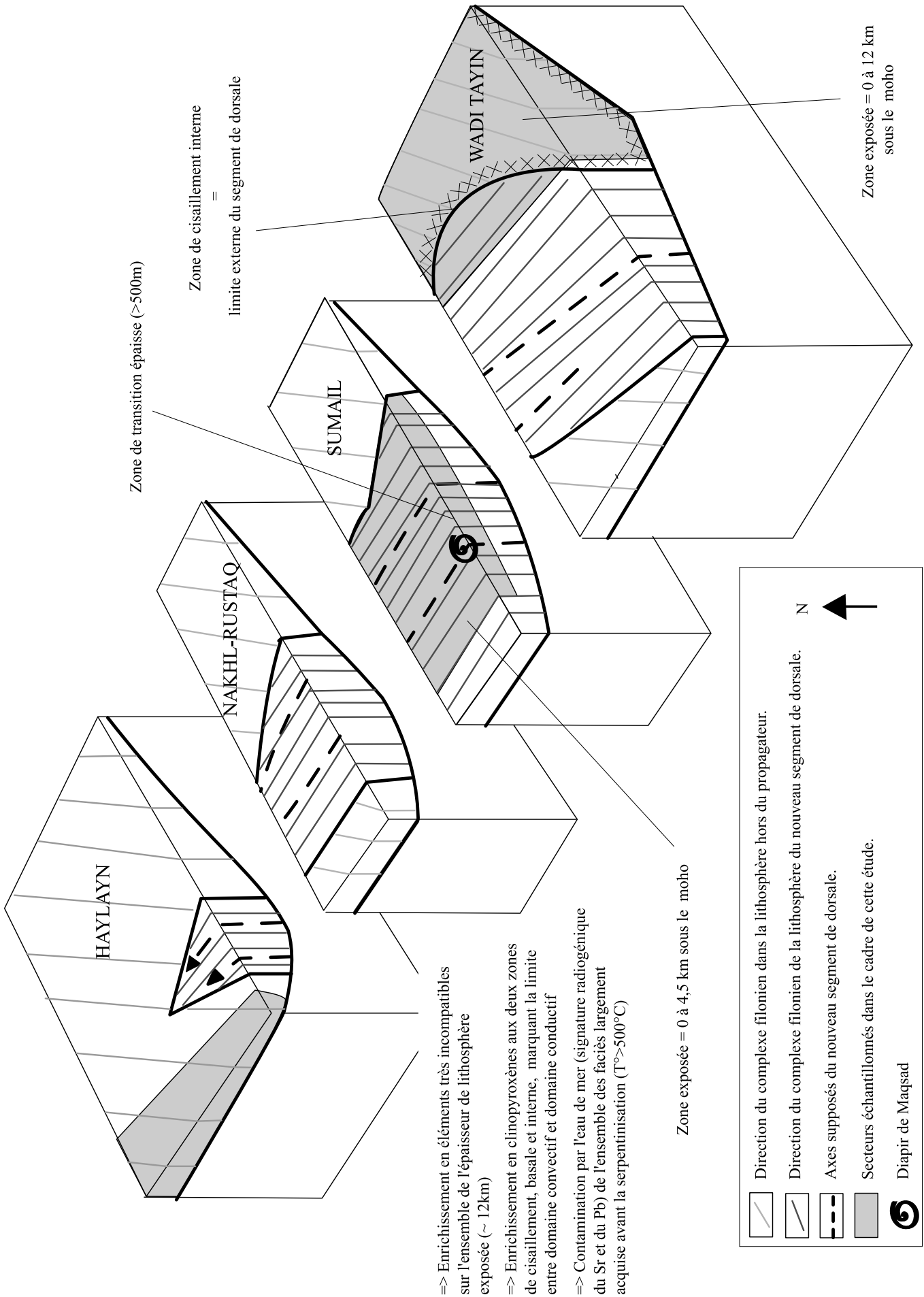
Le nouveau segment de dorsale se différencie des autres zones mantellique de cette étude par les caractères chimiques de l'ensemble de ses péridotites, avec des rapports Cr# élevés (>50) dans les spinelles et des compositions différentes des pyroxènes. Ces caractères traduisent des réactions liquide/roche avec des magmas.

D'autre part, nous avons mis en évidence des variations chimiques significatives reliées aux limites entre les domaines manteau convectif/manteau conducteur :

- ⇒ La base de la lithosphère et les limites du nouveau segment sont caractérisées par des textures porphyroclastiques de basse température (<1000°C) et des enrichissements en clinopyroxènes des harzburgites (harzburgites à cpx). Ceux-ci sont interprétés par la cristallisation partielle de liquides magmatiques (réactions à faible rapport liquide/roche) associés à un front de percolation.
- ⇒ La zone de transition entre la croûte et le manteau, à l'axe du nouveau segment, présente des caractères chimiques particuliers dans l'ensemble des lithologies, harzburgites, dunités et dunités imprégnées. Ils témoignent de l'importance des réactions à fort rapport liquide/roche dans cette zone qui font penser que celle-ci serait une zone d'accumulation des liquides magmatiques.

Les processus magmatiques affectant ces deux domaines sont semblables, mais cependant, ils affectent des zones et des épaisseurs très différentes. Est-ce l'effet du gradient de température ? Est-ce l'effet de la nature du liquide magmatique ? Est-ce l'effet du rapport liquide/roche ? Ou est-ce l'effet conjugué des trois ?

Figure 49 : Bloc-diagramme de la partie mantellique des massifs du sud de l'ophiolite d'Oman qui permet de remettre dans son contexte géodynamique les grandes conclusions de ce travail.



Enfin, l'ensemble des faciès étudiés, harzburgites, dunités et dunités imprégnées, affichent des rapports du Sr et du Pb radiogéniques qui montre une contamination par l'eau de mer en profondeur dans le manteau lithosphérique, et largement acquise avant la serpentinisation ($T > 500^{\circ}\text{C}$).

Les segments de paléodorsale échantillonnés par l'ophiolite d'Oman, dont les critères structuraux sont analogues à ceux des dorsales rapides telle la dorsale Est-Pacifique, permettent d'étudier et de progresser dans la compréhension des processus magmatiques et hydrothermaux à la ride dans ce contexte.

La mise en évidence de critères géochimiques particuliers au cours de cette étude montre les effets divers des réactions liquide/roche dans le manteau aux limites entre les domaines manteau convectif/manteau conducteur, et met l'accent sur l'importance de la segmentation dans le contrôle de ces processus.

Références bibliographiques

- Alabaster T., Pearce J. A., and Malpas J. (1982)** The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. *Contrib. Mineral. Petrol.* 81, 168-183.
- Allan J. F. and Dick H. J. B. (1996)** Cr-rich spinel as a tracer for melt migration and melt-wall rock interaction in the mantle; Hess Deep, Leg 147. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program; Scientific results, Hess Deep rift valley; covering Leg 147 of the cruises of the Drilling Vessel JOIDES Resolution, San Diego, California, to Balboa Harbor, Panama, sites 894-895, 22 November 1992-21 January 1993.*, Vol. 147 (ed. C. Mevel, K. M. Gillis, J. F. Allan, S. Arai, F. Boudier, B. Celerier, H. J. B. Dick, T. J. Falloon, G. G. L. Frueh, G. J. Iturrino, D. S. Kelley, P. R. Kelso, L. A. Kennedy, E. Kikawa, C. M. Lecuyer, C. J. MacLeod, J. Malpas, C. E. Manning, M. A. MacDonald, D. J. Miller, J. Natland, J. E. Pariso, R. B. Pedersen, H. M. Prichard, H. Puchelt, and C. Richter), pp. 157-172. Texas A & M University, Ocean Drilling Program.
- Allègre C. J. and Bottinga Y. (1974)** Tholeiite, alkali basalt and ascent velocity. *Nature* 252, 31-32.
- Arai S. (1987)** An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of olivine-spinel mantle array. *N. Jb. Miner. Mh.* H.8, 347-354.
- Baker M. B. and Stolper E. M. (1994)** Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58(13), 2811-2827.
- Balhaus C., Berry R. F., and Green D. H. (1990)** Oxygen fugacity controls in the Earth's upper mantle. *Nature* 348, 437-.
- Ballhaus C., Berry R. F., and Green D. H. (1991)** High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer : implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* 107, 27-40.
- Batanova V. G., Suhr G., and Sobolev A. V. (1998)** Origin of geochemical heterogeneity in the mantle peridotites from the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada : Ion probe study of clinopyroxenes. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 62(5), 853-866.
- Beccaluva L., Maciotta G., Piccardo G. B., and Zeda O. (1984)** Petrology of lherzolithic rocks from the Northern Apennine ophiolites. *Lithos* 17, 299-316.
- Bedini R. M., Bodinier J. L., Dautria J. M., and Morten L. (1997)** Evolution of LILE-enriched small melts fractions in the lithospheric mantle : a case study from the East African Rift. *Earth Planet. Sci. Lett.* 153(67-83).

- Bedini R.-M. and Bodinier J.-L. (1999)** Distribution of incompatible trace elements between the constituents of spinel peridotite xenoliths : ICP-MS data from the East African Rift. *Geochim. Cosmoch. Acta*.
- Ben Othman D., White W. M., and Patchett J. (1989)** The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters* 94, 1-21.
- Benoit M. (1997)** Caractérisation géochimique (trace, isotopes) d'un système de drainage magmatique fossile dans l'ophiolite d'Oman. PhD, Paul Sabatier.
- Benoit M., Polvé M., and Ceuleneer G. (1996)** Trace element and isotopic characterization of mafic cumulates in a fossil mantle diapir (Oman ophiolite). *Chem. Geol.* 134, 199-214.
- Benoit M., Ceuleneer G., and Polvé M. (1999)** The remelting of hydrothermally altered peridotite at mid-ocean ridges by intruding mantle diapirs. *Nature* 402, 514-518.
- Beurrier M., Ohnenstetter M., Cabanis B., Lescuyer J.-L., Tegyer M., and Le Métour J. (1989)** Géochimie des filons doléritiques et des roches volcaniques ophiolitiques de la nappe de Semail : contraintes sur leur origine géotectonique au Crétacé supérieur. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8, 205-219.
- Bodinier J.-L. (1988)** Geochemistry and petrogenesis of the Lanzo peridotite body, Western Alps. *Tectonophysics* 149.
- Bodinier J.-L., Menzies M. A., and Thirlwall M. F. (1991)** Continental to oceanic mantle transition - REE and Sr-Nd isotopic geochemistry of the Lanzo lherzolite massif. *J. Petrol.* sp. volume "Orogenic Lherzolites and Mantle Processes", 191-210.
- Bodinier J.-L., Merlet C., Bedini R. M., Simien F., Remaïdi M., and Garrido C. J. (1996)** Distribution of Nb, Ta and other highly incompatible trace elements in the lithospheric mantle : the spinel paradox. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60(3), 545-550.
- Bodinier J.-L., Vasseur G., Vernières J., Dupuy C., and Fabriès J. (1990)** Mechanisms of mantle metasomatism : Geochemical evidence from the Lherz Orogenic peridotite. *J. Petrol.* 31, 597-628.
- Boudier F. (1978)** Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piedmont Alps). *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 1574-1591.
- Boudier F., Ceuleneer G., and Nicolas A. (1988)** Shear zones, thrusts and related magmatism in the Oman Ophiolite; initiation of thrusting on an oceanic ridge. *Tectonophysics* 151(1-4), 275-296.

- Boudier F. and Coleman R. G. (1981)** Cross section through the peridotite in the Samail ophiolite, southeastern Oman mountains. *J. Geophys. Res.* 86(Spc. Issue - Oman ophiolite), 2573-2592.
- Boudier F. and Nicolas A. (1985)** Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 76, 84-92 .
- Boudier F. and Nicolas A. (1988)** The ophiolites of Oman. In *Tectonophysics*, Vol. 151, pp. 390.
- Boudier F., Ceuleneer G., and Nicolas A. (1988)** Shear zones, thrusts and related magmatism in the Oman Ophiolite; initiation of thrusting on an oceanic ridge. *Tectonophysics* 151(1-4), 275-296.
- Boudier F. and Nicolas A. (1995)** Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite. *J. Petrol.* 36(3), 777-796.
- Boudier F., Nicolas A., Dautria J. M., and Lécuyer C. (2002)** Deep and High-T hydrothermal circulation in the Oman ophiolite. .
- Boudier F., Nicolas A., Ildefonse B., and Jousselin D. (1997)** EPR microplates, a model for the Oman ophiolite. *Terra Nova* 9, 79-82.
- Brady J. and Mc Callister R. H. (1983)** Diffusion data for clinopyroxene from homogenization and self-diffusion experiments. *Am; Mineral.* 68, 95-105.
- Brey G. P. and Köhler T. (1990)** Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites II. New thermobarometers, and practical assesment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31, 1353-1378.
- Brouxel M. and Lapierre H. (1984)** La série basaltique de Trinity (Klamaths Orientales, Nord Califorie): témoin de l'existence d'un bassin marginal au Dévonien moyen. *C.R.Acad.Sci. Paris* 8, 457-462.
- Brown M. A. (1982)** Chromite deposits and their ultramafic host rocks in the Oman ophiolite, Open University.
- Browning P. (1982)** The petrology, geochemistry and structure of the plutonic rocks of the Oman ophiolite, The Open Univresity.
- Bryndzia L. T. and Wood B. J. (1990)** Oxygen thermobarometry of abyssal spinel peridotites : the redox state and the C-O-H volatil composition of the earth's sub-oceanic mantle. *American Journal of Science* 290, 1093-1116.
- Cabanes N. and Mercier J.-C. C. (1988)** Chimie des phases minérales et conditions d'équilibre des enclaves de lherzolite à spinelle de Montferrier (Hérault, France). *Bull. Minéral.* III, 65-77.

- Cannat M. (1993)** Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.* 98, 4163-4172.
- Cannat M. and Mével C., Maia, M., Durand, C., Gente, P., Deplus, C., Agrinier, P., Belarouchi, A., Dubuisson, G., Humler, E., Reynolds, J. (1995)** Thin crust, ultramafic exposures and rugged faulting patterns at the Mid-atlantic Ridge 22-24°N. *Geology* 23, 49-52.
- Casey J. F. (1997)** Comparison of major- and trace-element geochemistry of abyssal peridotites and mafic plutonic rocks with basalts from the MARK region of the Mid-Atlantic ridge. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 153, 181-241.
- Chen J. H. and Pallister J. S. (1981)** Lead isotopic studies of the Samail ophiolite, Oman. *Journal Geol. Research* 86(B4), 2699-2708.
- Church S. E. and Tatsumoto M. (1975)** Lead isotope relations in oceanic ridge basalts from the Juan de Fuca-Gorda ridge area, N.E. Pacific ocean. *Contrib. Mineral. Petrol.* 53, 253-279.
- Coleman R. G. and Hopson C. A. (1981)** Oman ophiolite. In *J. Geophys. res.*, Vol. B 86 (4).
- De Paolo D. J. and Wasserburg G. J. (1979)** Sm-Nd age of the Stillwater complex and the mantle evolution curve for neodymium. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 999-1008.
- Deer W. A., Howie R. A., and Zussman J. (1978)**
Rock Forming Mineral : Singl-chain Silicates. Longman Group Limited.
- Deer W. A., Howie R. A., and Zussman J. (1992)** *The Rock-Forming Minerals.* Longman Group Limited
- DePaolo D. J. and Wasserburg G. J. (1977)** The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies. *Geophysical Research letters* 4(10), 465-468.
- Dick H. J. B. (1977)** Evidence of partial melting in the Josephine peridotites. In *Magma genesis*, Vol. 96 (ed. H. J. B. Dick), pp. 59-62. Geol. Min. India Bull.
- Dick H. J. B. and Bulen 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. and Natland J. H. (1996)** Late-stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific Rise. In *Proceedings fo the Ocean Drilling Program; Scientific results, Hess Deep rift valley; covering Leg 147 of the cruises of the Drilling Vessel JOIDES Resolution, San Diego, California, to Balboa Harbor, Panama, sites 894-895, 22 November 1992-21 January 1993.*, Vol. 147 (ed. C. Mevel, K. M. Gillis, J. F. Allan, S. Arai, F. Boudier, B. Celerier, H. J. B. Dick, T. J. Falloon, G. G. L. Frueh, G. J. Iturrino, D. S. Kelley, P. R. Kelso, L. A. Kennedy, E. Kikawa, C. M. Lecuyer, C. J. MacLeod, J. Malpas, C. E. Manning, M. A. MacDonald, D. J. Miller, J. Natland, J. E.

- Pariso, R. B. Pedersen, H. M. Prichard, H. Puchelt, and C. Richter), pp. 103-134. Texas A & M University, Ocean Drilling Program.
- Dimanov A., Jaoul O., and Sautter V. (1996)** Calcium self-diffusion in natural diopside single crystals. *Geochem. Cosmochim. Acta* 60, 4095-4106.
- Eggins S. M., Rudnick R. L., and Mc Donough W. F. (1998)** The composition of peridotites and their minerals : a laser-ablation ICP-MS study. *Earth and Planetary Science Letters* 154, 53-71.
- Eggler D. H. (1987)** Solubility of major and trace elements in mantle metasomatic fluids : Experimental constraints. In *Mantle metasomatism* (ed. M. A. Menzies and C. J. Hawkesworth), pp. 21-41. Academic Press London.
- Elthon D. (1992)** Chemical trends in abyssal peridotites : Refertilization of depleted suboceanic mantle. *J. Geophys. Res.* 97(B6), 9015-9025.
- Ernewein M., Pflumio C., and Whitechurch H. (1988)** The death of an accretion zone as evidenced by the magmatic history of the Sumail ophiolite (Oman). *Tectonophysics* 151(Spc. Issue - The ophiolites of Oman), 247-274.
- Evans C. A. (1985)** Magmatic "metasomatism" in peridotites from the Zambales ophiolite. *Geology* 13, 166-169.
- Francheteau J., Armijo R., Cheminée J. L., Hékinian R., Lonsdale P., and Blum N. (1990)** 1 Ma east pacific rise oceanic crust and uppermost mantle exposed by rifting in Hess Deep (equatorial Pacific Ocean). *Earth Planet. Sci. Lett.* 101?, 281-295.
- Francheteau J. and Ballard R. D. (1983)** The East Pacific Rise near 21°N, 13°N, and 20°S : Inferences for along-strike variability of axial processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 64, 93-116.
- Garrido C. J. (1995)** Estudio geoquímico de las capas maficas del macizo ultramafico de Ronda (Cordillera Betica, Espana). Thèse de Doctorat, Granada (Espagne).
- Garrido C. J. and Bodinier J.-L. (2000)** Distribution of LILE, REE and HFSE in anhydrous spinel peridotite and websterite minerals from the Ronda massif: insights into the nature of trace element reservoirs in the subcontinental lithospheric mantle. *Chemical Geology*.
- Garrido C. J. and Bodinier J. L. (1999)** Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite : Evidence for pervasive melt-rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere. *J. of Petrol.* 40(5), 729-754.
- Gasparini D., Blicher-Toft J., Bosch D., Del Moro A., Macera P., Télouk P., and Albarède F. (2000)** Evidence from Sardinian basalt geochemistry for recycling of plume heads into the Earth's mantle. *Nature* 408, 701-704.

- George R. P. (1978)** Structural petrology of the Olympus ultramafic complex in the Troodos ophiolite. *Bull. Geol. Soc. Am.* 89, 845-865.
- Gillis K. M., Mevel C., Allan J. F., Arai S., Boudier F., Celerier B., Dick H. J. B., Falloon T. J., Frueh G. G., Iturrino G. J., Kelley D. S., Kelso P., Kennedy L. A., Kikawa E., Lecuyer C. M., MacLeod C. J., Malpas J., Manning C. E., McDonald M. A., Miller D. J., Natland J., Pariso J. E., Pedersen R. B., Prichard H. M., Puchelt H., Richter C., Marins J. A., and McQuiston N. K. (1993)** *Proceedings of the Ocean Drilling Program; initial reports, Hess Deep rift valley; covering Leg 147 of the cruises of the drilling vessel JOIDES Resolution, San Diego, California, to Balboa Harbor, Panama, sites 894-895, 22 November 1992-21 January 1993.* Texas A & M University, Ocean Drilling Program.
- Girardeau J. and Nicolas A. (1981)** The structures of two ophiolite massifs, Bay of Islands, Newfoundland, a model for the oceanic crust and upper mantle. *Tectonophysics* 77, 1-34.
- Godard M., Bodinier J.-L., and Vasseur G. (1995)** Effects of mineralogical reactions on trace element redistributions in mantle rocks during percolation processes : a chromatographic approach. *Earth Planet. Sci. Lett.* 133, 449-461.
- Godard M., Bosch D., Bodinier J. L., and Einaudi F. (soumis)** A geochemical study (trace elements and Nd, Sr, Pb isotopes) of a tholeiitic volcanic section in the Salahi block : Implications for the origin and evolution of the Oman ophiolite. *G3*.
- Godard M., Jousset D., and Bodinier J.-L. (2000)** Relationships between structure and geochemistry in the mantle section of the Oman Ophiolite: An ICP-MS study. *Earth Planetary Science Letters* 180(1-2), 133-148.
- Govindaraju K. (1994)** Compilation of working values and sample description for 383 geostandards. *Geostandards Newsletter* 18((Sp. Issue)), 1-158.
- Graham D. W., Zindler A., Kurz M. D., Jenkins W. J., Batiza R., and Staudigel H. (1988)** He, Pb, Sr and Nd isotope constraints on magma genesis and mantle heterogeneity beneath young Pacific seamounts. *Contrib. Mineral Petrol.* 99, 446-463.
- Gruau G., Bernard-Griffiths J., and Lecuyer C. (1998)** The origin of U-shaped rare earth patterns in ophiolite peridotites : assessing the role of secondary alteration and melt/rock reaction. *Geochim. cosmochim. Acta* 62(21/22), 3545-3560.
- Gruau G., Bernard-Griffiths J., Lécuyer C., Henin O., Macé J., and Cannat M. (1995)** Extreme Nd isotopic variation in the Trinity Ophiolite Complex and the role of melt/rock reactions in the oceanic lithosphere. *Contrib. Mineral Petrol.* 121, 337-350.
- Gruau G., Lecuyer C., Bernard-Griffiths J., and Morin N. (1991)** Origin and petrogenesis of the Trinity ophiolite complex (California) : new constraints from REE and Nd isotope data. In

- Orogenic lherzolites and mantle processes*, Vol. Spc. vol. J. Petrol. (ed. M. A. Menzies, C. Dupuy, and A. Nicolas), pp. 229-242. Oxford University Press.
- Hacker B. R., Mosenfelder J. L., and Gnos E. (1996)** Rapid emplacement of the Oman ophiolite: thermal and geochronologic constraints. *Tectonics* 15, 1230-1247.
- Hamelin B., Dupré B., and Allègre C. J. (1984)** The lead isotope systematics of ophiolite complexes. *Earth and Planetary Science Letters* 67, 351-366.
- Hamelin B., Dupré B., Brévart O., and Allègre C. J. (1988)** Metallogenesis at paleo-spreading centers : lead isotopes in sulfides, rocks and sediments from the Troodos ophiolite (Cyprus). *Chemical Geology* 68, 229-238.
- Hart S. R., Gerlach D. C., and White W. M. (1986)** A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 1551-1563 .
- Hékinian R., Bideau D., Cannat M., Francheteau J., and Hébert R. (1992)** Volcanic activity and crust-mantle exposure in the ultrafast Garrett transform fault near 13°28'S in the Pacific. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 108, 259-273.
- Hékinian R., Bideau D., Francheteau J., Cheminée J. L., Armijo R., Lonsdale P., and Blum N. (1993)** Petrology of the East Pacific Rise crust and upper mantle exposed in Hess Deep (Eastern Equatorial Pacific). *J. Geophys. Res.* 98(B5), 8060-8094.
- Hékinian R., Bideau D., Hébert R., and Niu Y. (1995)** Magmatism in the Garrett transform fault (East Pacific Rise near 13°27'S). *J. Geophys. Res.* 100(B7), 10163-10185.
- Hey R. N., Sinton J. M., and Duennebie F. K. (1989)** *Propagating rifts and spreading centers*. Geological Society of America.
- Ionov D. A., Savoyant L., and Dupuy C. (1992)** Application of the ICP-MS technique to trace element analysis of peridotites and their minerals. *Geostand. Newslett.* 16, 311-315.
- Jaques A. L. and 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 .
- Johnson K. T. M., Dick H. J. B. (1992)** Open system melting and temporal and spatial variation of peridotite and basalt at the Atlantis II fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 97, 9219-9241.
- Johnson K. T. M., Dick H. J. B., and Shimizu N. (1990)** Melting in the oceanic upper mantle; an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research*, 95, 2661-2678.
- Karson J. A. and Dick H. J. B. (1984)** Deformed and metamorphosed oceanic crust on the Mid-Atlantic Ridge. *Ophioliti* 9, 279-302.

- Karson J. A. and Thompson G., Humphris, S.E., Edmond, J.M., Bryan, W.B., Brown, J.G., Winters, A.T., Pockalny, R.A., Casey, J.F., Campbell, A.C., Klinkhammer, G., Palmer, M.R., Kinsler, R.J., Sulanowska, M.M. (1987)** Along-axis variations in the seafloor spreading in the MARK area. *Nature* 328, 681-685.
- Kawahata H., Nohara M., Ishizuka H., Hasebe S., and Chiba H. (2001)** Sr isotope geochemistry and hydrothermal alteration of the Oman ophiolite. *Journal of Geophysical Research* 106(B6), 11,083-11,099.
- Kelemen P. B. (1990)** Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma; I, Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *Journal of Petrology* 31(1), 51-98.
- Kelemen P. B., Dick H. J. B., and Quick J. E. (1992)** Formation of harzburgite by pervasive melt/ rock reaction in the upper mantle. *Nature (London)* 358(6388), 635-641.
- Kelemen P. B., Joyce D. B., Webster J. D., and Holloway J. R. (1990)** Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma; II, Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150-1050 degrees C and 5 kb. *Journal of Petrology* 31(1), 99-134.
- Kelemen P. B., Shimizu N., and Salters V. J. M. (1995)** Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature (London)* 375(6534), 747-753.
- Kelemen P. B., Whitehead J. A., Aharonov E., and Jordahl K. A. (1995)** Experiments on flow focusing in soluble porous media, with applications to melt extraction from the mantle. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets* 100(1), 475-496.
- Klein E. M. and Langmuir C. H. (1987)** Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *J. Geophys. Res.* 92(B8), 8089-8115.
- Koga K.T., Kelemen P.B., Shimizu N. (2001)** Petrogenesis of the crust-mantle transition zone and the origin of lower crustal wehrlite in the Oman ophiolite. *Geochemistry Geophysics Geosystems, G³* . vol. 2.
- Kostopoulos D. K. (1991)** Melting of the shallow upper mantle : A new perspective. *J. Petrol.* 32(4), 671-699.
- Lanphere M. A., Coleman R. G., and Hopson R. G. (1981)** Sr isotopic tracer study of the Samail Ophiolite, Oman. *Journal Geol. Research* 86(B4), 2709-2720.
- Le Sueur E. and Boudier F. (1985)** Structures du complexe basique et ultrabasique de Trinity, Californie : g n se d'une ophiolite atypique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*

- Lenoir X., Garrido C. J., Bodinier J.-L., Dautria J.-M., and Gervilla F. (2000)** The recrystallisation front of the Ronda peridotite: Evidence for melting and thermal erosion of lithospheric mantle beneath the Alboran basin. *J. Petrol.*
- Libourel G. (1999)** Systematics of calcium partitioning between olivine and silicate melt : implications for melt structure and calcium content of magmatic olivines. *Contrib. Mineral Petrol.*, 136, 63-80.
- Lippard S. J., Shelton A. W., and Gass I. G. (1986)** The ophiolite of northern Oman. In *The Geological Society Memoirs*, Vol. 11, pp. 178. Backwell Scientific Publications.
- MacDonald K. C., Haymon R. M., Miller S. P., Sempere J. C., and Fox P. J. (1988)** Deep-tow and sea beam studies of dueling propagating ridges on the east pacific rise near 20°40'S. *J. geophys. Res.* 93, 2875-2898.
- MacLeod C. J. and Rothery D. A. (1992)** Ridge axial segmentation in the Oman ophiolite: evidence from along-strike variations in the sheeted dyke complex. In *Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues*, Vol. 60 (ed. B. J. M. a. P. B. L.M. Pars, eds), pp. 39-63. Spec. Publ. Geol. Soc. London.
- Mahoney J. L., Natland J. H., White W. M., Poreda R., Bloomer S. H., Fisher R. L., and Baxter A. N. (1989)** Isotopic and geochemical provinces of the Western Indian Ocean spreading centers. *J. Geophys. Res.* 94(B4), 4033-4052.
- Mattioli G. S., Baker M. B., Rutter M. J., and Stolper E. M. (1989)** Upper mantle oxygen fugacity and its relationship to metasomatism. *The Journal of Geology* 97(5), 521-536.
- McCulloch M. T., Gregory R. T., Wasserburg G. J., and Taylor H. P. J. (1981)** Sm-Nd, Rb-Sr, and 18O/16O isotopic systematic in an oceanic crustal section : evidence from the Samail Ophiolite. *Journal Geol. Research* 86(B4), 2721-2735.
- McDonough W. F. (1990)** Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 101, 1-18.
- McDonough W. F. and Frey F. A. (1989)** Rare earth elements in upper mantle rocks. In *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*, Vol. 21 (ed. B. R. Lipin and G. A. McKay), pp. 99-145. The Mineralogical Society of America.
- McDonough W. F., Stosch H.-G., and Ware N. G. (1992)** Distribution of titanium and the rare earth elements between peridotitic minerals. *Contrib. Mineral. Petrol.* 110, 321-328.
- McKenzie D. P. (1984)** The generation and compaction of partially molten rocks. *J. Petrol.* 25(3), 713-765.
- Meijer A. (1976)** Pb and Sr isotopic data bearing on the origin of volcanic rocks from the Mariana islands-arc system. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 87, 1358-1369.

- Menzies M. and Allen C. (1974)** Plagioclase lherzolite-residual mantle relationships within two eastern Mediterranean ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 45, 197-213.
- Mercier J.-C., C. and Nicolas A. (1975)** Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *J. petrol.* 16(2), 454-487.
- Monteillet J. (2000)** Caractérisation géochimique de la zone de transition de l'ophiolite d'Oman, Université de Montpellier II.
- Navon O. and Stolper E. (1987)** Geochemical consequences of melt percolation : The upper mantle as a chromatographic column. *J. Geol.* 95, 285-307.
- Nicolas A. (1978)** Stress estimations from structural studies in some mantle peridotites. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A(288)*, 49-57.
- Nicolas A. (1986)** A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites. *J. Petrol.* 27(4), 999-1022.
- Nicolas A. (1986)** Structure and petrology of peridotites : clues to their geodynamic environment. *Rev. Geophysics* 24, 875-895.
- Nicolas A. (1988)** *Principes de tectoniques.*
- Nicolas A. (1989)** *Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere.* Kluwer Academic Press.
- Nicolas A. and Boudier F. (1995)** Mapping oceanic ridge segments in Oman ophiolites. *J. Geophys. Res.* 100, 6179-6197.
- Nicolas A., Boudier F., and Bouchez J. L. (1980)** Interpretation of peridotite structures from ophiolitic environments. *Am. J. Sci.* 280, 192-210.
- Nicolas A., Boudier F., and Ceuleneer G. (1988)** Mantle flow patterns and magma chambers at ocean ridges; evidence from the Oman Ophiolite. *Marine Geophysical Researches* 9(4), 293-310.
- Nicolas A., Boudier F., and Ildefonse B. (1994)** Evidence from the Oman ophiolite for active mantle upwelling beneath a fast-spreading ridge. *Nature* 370, 51-53.
- Nicolas A., Boudier F., and Ildefonse B. (1996)** Variable crust thickness in the Oman ophiolite : implication for oceanic crust. *J. Geophys. Res.* 101, 17941-17950.
- Nicolas A., Boudier F., Ildefonse B., and Ball E. (2000)** Accretion of Oman and United Arab Emirates ophiolite - Discussion of a new structural map. *Marine Geophysical Research* 21, 147-179.
- Nicolas A., Ceuleneer G., Boudier F., and Misseri M. (1988)** Structural mapping in the Oman Ophiolites; mantle diapirism along an oceanic ridge. *Tectonophysics* 151(1-4), 27-56.

- Nicolas A. and Poirier J. P. (1976)** Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. *Wiley, London*.
- Niu Y. (1997)** Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges; evidence from abyssal peridotites. *Journal of Petrology* 38(8), 1047-1074.
- Niu Y. and Batiza R. (1997)** Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the eastern Pacific mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 148(3-4), 471-483.
- Niu Y. and Hekinian R. (1997)** Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett Transform; a case study at fast-spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters* 146(1-2), 243-258.
- Niu Y. and Hekinian R. (1997)** Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges. *Nature (London)* 385(6614), 326-329.
- Niu Y., Langmuir C. H., and Kinzler R. J. (1997)** The origin of abyssal peridotites; a new perspective. *Earth and Planetary Science Letters* 152(1-4), 251-265.
- O'Neill H. (1987)** The quartz-fayalite-iron and quartz-fayalite-magnetite equilibria and the free energies of formation of fayalite (Fe_2SiO_4) and magnetite (Fe_3O_4). *Am. Mineral* 72, 67-75.
- O'Nions R. K., Carter S. R., Cohen R. S., Evensen N. M., and Hamilton P. J. (1978)** Pb, Nd and Sr isotopes in oceanic ferromanganese deposits and ocean floor basalts. *Nature* 273, 435-436.
- O'Nions R. K., Hamilton P. J., and Evensen N. M. (1977)** Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 34, 13-22.
- Otonello G., Piccardo G. B., and Ernst W. G. (1979)** Petrogenesis of some Ligurian peridotites - 2. Rare earth element chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 1273-1284.
- Parkinson I. J. and Arculus R. J. (1999)** The redox state of subduction zones : insights from arc-peridotites. *Chemical Geology* 160, 409-423.
- Parkinson I. J. and Pearce J. A. (1998)** Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *J. Petrol.* 39(9), 1577-1618.
- Parkinson I. J., Pearce J. A., Thirlwall M. F., Johnson K. T. M., and Ingram G. (1992)** Trace element geochemistry of peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc, Leg 125. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results, 125* (ed. P. Fryer, Pearce, J.A., Stokking, L.B., et al. (eds)), pp. pp. 487-506. College Station, TX: Ocean Drilling Program.

- Pearce J. A., Alabaster T., Shelton A. W., and Searle M. P. (1981)** The Oman ophiolite as a cretaceous arc-basin complex : evidence and implications. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A300, 299-317.
- Peters T., Nicolas A., and Coleman R. G. (1991)** Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere, Vol. Dordrecht.
- Pin C. and Bassin C. (1992)** Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Analytica Chimica Acta* 269, 249-255.
- Pin C. and Zalduegui J. F. S. (1997)** Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography : Application to isotopic analyses of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta* 339, 79-89.
- Presnall D. C., Dixon J. R., O'Donnell T. H., and Dixon S. A. (1979)** Generation of mid-ocean ridge tholeiites. *J. Petrol.* 20, 3-35.
- Presnall D. C. and Hoover J. D. (1987)** High pressure phase equilibrium constraints on the origin of Mid-Ocean Ridge basalts. In *Magmatic Processes: Physicochemical Principles*, Vol. 75-89 (ed. O. B. Mysen), pp. 75-89. The Geochemical Society.
- Quick J. E. (1981)** Petrology and petrogenesis of the Trinity peridotite, an upper mantle diapir in the eastern Klamath Mountains, northern California. *J. Geophys. Res.* 86, 11837-11863.
- Rampone E., Hofmann A. W., Piccardo G. B., Vannucci R., Bottazzi P., and Ottolini L. (1996)** Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (Internal Liguride, N. Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.* 123, 61-76.
- Reid I. and Jackson H. R. (1981)** Oceanic spreading rate and crustal thickness. *Mar. geophys. Res.* 5, 165-172.
- Reinhardt B. M. (1970)** On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman geosyncline. *Geologie en Mijnbouw* 49(2), 161-163.
- Remaïdi 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. Doctorat, Montpellier II - France.
- Reuber I. (1988)** Complexity of the crustal sequence in the northern Oman ophiolite (Fizh and southern Aswad blocks) : the effect of early slicing ? *Tectonophysics* 151, 137-165.
- Ross K. and Elthon D. (1997)** Extreme incompatible trace-element depletion of diopside in residual mantle from south of the Kane Fracture Zone. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 153, 277-284.

- Salters V. J. M. (1989)** Anhydrous HFSE depleted peridotite as a ubiquitous mantle component. In *Crust/ mantle recycling at convergence zones.*, Vol. 258 (ed. S. R. Hart and L. Gulen), pp. 105-119. D. Reidel Publishing Company.
- Salters V. J. M. and Longhi J. (1999)** Trace element partitioning during the initial stages of melting beneath mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters* 166, 15-30.
- Salters V. J. M. and Shimizu N. (1988)** World-wide occurrence of HFSE-depleted mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 2177-2182.
- Sautter V. and Harte B. (1990)** Diffusion gradients in an eclogite xenolith from Roberts Victor Kimberlite pipe : (2) Kinetics and implications for petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 105, 637-649.
- Schiano P., Clocchiatti R., Shimizu N., Maury R. C., Jochum K. P., and Hofmann A. W. (1995)** Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationship with erupted arc lavas. *Nature* 377, 595-600.
- Sharma M., Wasserburg G. J., Papanastassiou D. A., Quick J. E., Sharkov E. V., and Laz'ko E. E. (1995)** High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 135, 101-114.
- Snow J. E. and Dick H. J. B. (1995)** Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(20), 4219-4235.
- Snow J. E., Hart S. R., and Dick H. J. B. (1994)** Nd and Sr isotope evidence linking mid-ocean-ridge basalts and abyssal peridotites. *Nature (London)* 371(6492), 57-60.
- Staudigel H., Park K. H., Pringle M., Rubenstone J. L., Smith W. H. F., and Zindler A. (1991)** The longevity of the South Pacific isotopic and thermal anomaly. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 102, 24-44.
- Stille P., Uunuh D. M., and Tatsumoto M. (1986)** Pb, Sr, Nd and Hf isotopic constraints on the origin of Hawaiian basalts and evidence for a unique mantle source. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 2303-2319.
- Stosch H. G. (1982)** Rare earth element partitioning between minerals from anhydrous spinel peridotite xenoliths. *Geochim. Cosmochim. acta* 46, 793-811.
- Suen C. J., Frey F. A., and Malpas J. (1979)** Bay of Islands ophiolite suite, Newfoundland: petrologic and geochemical characteristics with emphasis on rare earth elements geochemistry. *Earth Plant. Sci. Lett.* 45, 337-348.
- Suhr G. (1999)** Melt migration under oceanic ridges: inference from reactive transport modelling of upper mantle hosted dunites. *J. of Petrol.* 40(4), 575-599.

- Suhr G. and Batanova V. (1998)** Basal lherzolites in the Bay of Islands Ophiolite: origin by detachment related-telescoping of a ridge-parallel melting gradient. *Terra Nova* 10, 1-5.
- Suhr G. and Robinson P. T. (1994)** Origin of mineral chemical stratification in the mantle section of the Table Mountain massif (Bay of Islands Ophiolites, Newfoundland, Canada). *LITHOS* 31, 81-102.
- Sun S. S. (1980)** Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A297, 409-445.
- Sun S. S. and McDonough W. F. (1989)** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the ocean basins*, Vol. Spc. vol n° 42 (ed. A. D. Saunders and M. J. Norry), pp. 313-345. Geological Society of London.
- Tarantola A. and Valette B. (1982)** Generalized non-linear inverse problems solved using least-squares criterion . *Rev. Geophys. Space Phys.* 20, 219-232 .
- Tatsumoto M. (1978)** Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution . *Earth Planet. Sci. Lett.* 38 , 63-87.
- Tilton G. R., Hopson C. A., and Wright J. E. (1981)** Uranium-led isotopic ages of the Semail ophiolite, Oman, with applications to Tethyan ocean. *J. geophys. Res.* 86, 2763-2775.
- Van der Wal D. and Bodinier J.-L. (1996)** Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow. *Contrib. Mineral. Petrol.* 122, 387-405.
- Vasseur G., Vernières J., and Bodinier J.-L. (1991)** Modelling of trace element transfer between mantle melt and heterogranular peridotite matrix. *J. Petrol.* sp. volume "Orogenic lherzolites and mantle processes", 41-54.
- Vernières J., Godard M., and Bodinier J.-L. (1997)** A plate model for the simulation of trace element fractionation during partial melting and magma transport in the Earth's upper mantle. *J. Geophys. Res.* 102(B11), 24771-24784.
- Vroon P. Z., Van Bergen M. J., White W. M., and Varekamp J. C. (1993)** Sr-Nd-Pb isotope systematics of the Banda Arc, Indonesia : Combined subduction and assimilation of continental material. *Journal of Geophysical Research* 98(B12), 22349-22366.
- Walter M. J., Sisson T. W., and Presnall D. C. (1995)** A mass proportion method for calculating melting reactions and application to melting of model upper mantle lherzolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 135, 77-90.
- White W. M., Albarède F., and Télouk P. (2000)** High-precision analysis of Pb isotope ratios by multi-collector ICP-MS. *Chemical Geology* 167, 257-270.

- White W. M., McBirney A. R., and Duncan R. A. (1993)** Petrology and Geochemistry of the Galapagos Islands : Portrait of a Pathological Mantle Plume. *Journal of Geophysical Research* 98(B11), 19533-19563.
- Witt-Eickschen G. and Seck H. A. (1991)** Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: An improved version of an empirical geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 106, 431-439.
- Wood B. J. and Virgo D. (1989)** Upper mantle oxidation state : ferric iron contents of lherzolite spinels by ^{57}Fe Mössbauer spectroscopy and resultant oxygen fugacities. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 1277-1291.
- Woodhead J. D., Harmon R. S., and Fraser D. G. (1987)** O, S, Sr and Pb isotope variations in volcanic rocks from the Northern Mariana Islands : implications for crustal recycling in intra-oceanic arcs . *Earth Planet. Sci. Lett.* 83 , 39-52.

IV. Géochimie isotopique

La géochimie isotopique des constituants de la lithosphère océanique permet d'apporter des informations complémentaires à l'étude chimique globale de cette partie du globe terrestre. Contrairement aux éléments majeurs et aux éléments en trace, les rapports isotopiques sont peu sujets au fractionnement, surtout pour les éléments lourds comme le Nd et le Pb. Par conséquent, ils permettent d'identifier la ou les source(s) mantelliques des roches, et de détecter une éventuelle contamination de leur signature isotopique par des pôles 'externes', crustaux, hydrothermaux ou sédimentaires.

Par ailleurs, bien que les données isotopiques sur les laves océaniques (MORB, OIB, etc...) soient nombreuses (Church et Tatsumoto, 1975 ; O'Nions et al., 1977 ; De Paolo et Wasserburg, 1977, 1979 ; Tatsumoto, 1978 ; Hart et al., 1986 ; Stille et al., 1986 ; Woodhead et al., 1987 ; Graham et al., 1988 ; Staudigel et al., 1991 ; Vroon et al., 1993 ; White et al., 1993), celles sur les péridotites océaniques sont plutôt rares (Snow et al., 1994) et proviennent essentiellement de massifs ophiolitiques (Bodinier et al., 1991 ; Gruau et al., 1995 ; Sharma et al., 1995 ; Kawahata et al., 2001).

De même, les données isotopiques sur l'ophiolite d'Oman concernent essentiellement les laves (Lanphere et al., 1981 ; Chen et Pallister, 1981 ; McCulloch et al., 1981 ; Benoit et al., 1996, 1997 ; Kawahata et al., 2001 ; Godard et al., soumis) et les filons de roches mafiques dans la partie supérieure du manteau (Benoit et al., 1996, 1997, 1999). Il existe seulement 14 valeurs publiées de rapports isotopiques provenant d'analyses de roches mantelliques, harzburgites, dunites et wherlites de la zone de transition (Lanphere et al., 1981 ; Chen et Pallister, 1981 ; McCulloch et al., 1981 ; Montéillet, 2000 ; Kawahata et al., 2001), de l'ophiolite d'Oman.

Le faible nombre de données concernant le manteau supérieur sub-océanique n'est pas dû au manque d'intérêt de cette zone, mais plutôt à la difficulté d'analyse de ces roches. Comme nous l'avons vu dans le chapitre sur la géochimie des éléments en trace, ces roches sont extrêmement pauvres en Sr, Pb et Nd. Elles nécessitent donc une grande minutie lors de leur préparation, des méthodologies dont les développements sont récents et/ou délicats à mettre en œuvre, ainsi qu'une grande sensibilité de l'appareillage lors des analyses.

Réunir toutes les conditions pour une analyse correcte est difficile, et c'est pourquoi les données isotopiques présentées ici, quoique peu nombreuses, sont exceptionnelles.

Toute la préparation chimique de nos échantillons a été réalisée au laboratoire de géochimie isotopique de l'université de Montpellier II, ainsi que les mesures des rapports isotopiques du

Sr au spectromètre de masse à thermo-ionisation et multicollection (TIMS VG sector (VG elemental®)). Les compositions isotopiques du Pb ont été mesurées selon la méthode de White et al. (2000) sur le spectromètre de masse à source plasma, double focalisation et multicollection (MC-ICP-MS), Plasma54 (Fisons Instruments®), à l'ENS de Lyon. Dans ce dernier cas, un désolvatateur à Membrane Arridius (CETAC Technologies Inc, Omaha (NE), USA) a été utilisé pour introduire les échantillons dans le plasma. Les rapports isotopiques du Nd ont été mesurés au spectromètre de masse à thermo-ionisation et multicollection (Finnigan-Mat 261) au laboratoire de géochimie isotopique de l'université Paul Sabatier de Toulouse.

Les méthodes de séparation chimique du Sr, Pb et Nd sont reportées en annexe 3 et les résultats des analyses sont regroupés dans la table 7.

IV.1 Géochimie isotopique du Sr

IV.1.1 Résultats

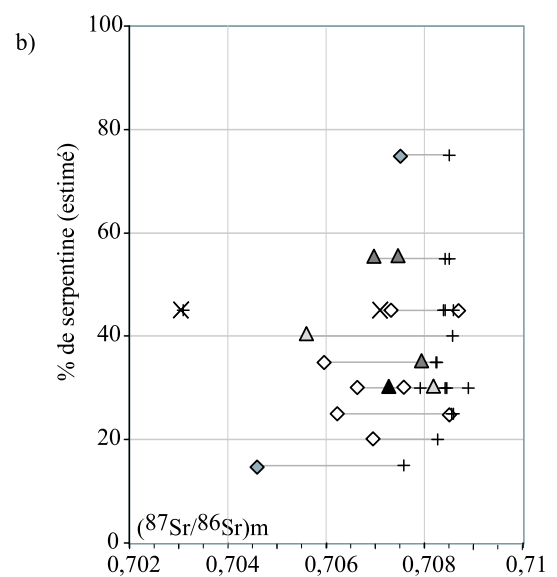
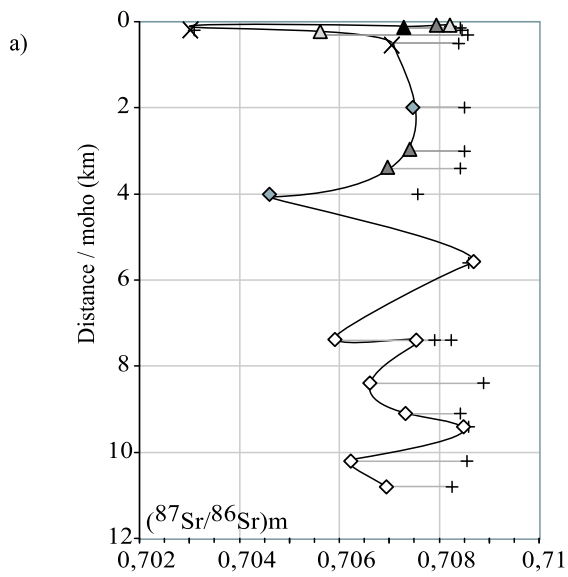
La composition isotopique du Sr a été mesurée sur 18 échantillons comprenant des harzburgites, des harzburgites à cpx et des dunités imprégnées. Ils proviennent de la base et de la partie supérieure de la séquence mantellique du massif de Wadi Tayin, ainsi que de la zone de cisaillement de ce même massif, de l'axe de la dorsale du nouveau segment, de la zone de transition du massif de Sumail et du diapir de Maqsad.

Cette sélection d'échantillons va permettre de comparer la signature isotopique du Sr entre ces différents sites d'échantillonnage.

Avant de pouvoir mesurer les rapports isotopiques du Sr dans nos échantillons, les poudres de roches ont été lessivées afin de s'affranchir au maximum des altérations secondaires (météorique, pollution et serpentine) (annexe 3).

Les rapports isotopiques du Sr des solutions de lessivage des échantillons ont été mesurés. Ces solutions représentent la partie altérée des péridotites : elles permettront donc d'apporter des informations sur le degré d'interaction des roches avec l'eau de mer.

Les rapports isotopiques du Sr que nous avons mesurés varient sur une large gamme, de $0,703061 \pm 10$ à $0,708690 \pm 17$ (figure 39a). Les compositions isotopiques du Sr des solutions de lessivage sont également très étalées depuis $0,703092 \pm 9$ jusqu'à $0,708589 \pm 9$ (figure 39a).



Roches totales lessivées

- ◆ Harzburgites de Wadi Tayin
- ▲ Harzburgites de Sumail
- △ Harzburgites du diapir de Maqsad
- ◇ Harzburgites à cpx de Wadi Tayin
- ▲ Dunite de Sumail
- × Dunites imprégnées de Sumail

+ Solution de lessivage des échantillons analysés

Eau de mer Crétacé :
0,7076 (De Paolo et Wasserburg, 1977)

Magma source :
0,7028 (Mc Culloch et al., 1981)

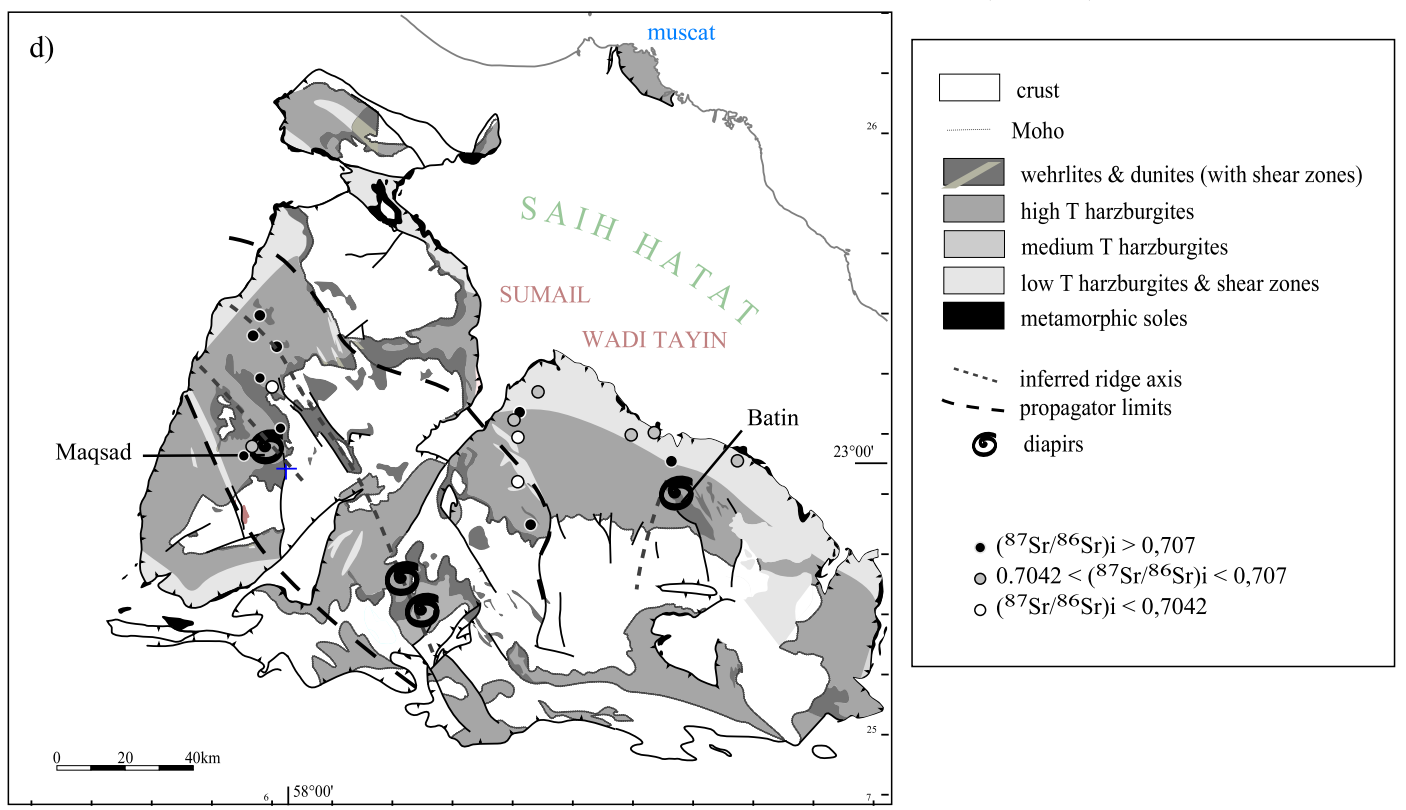
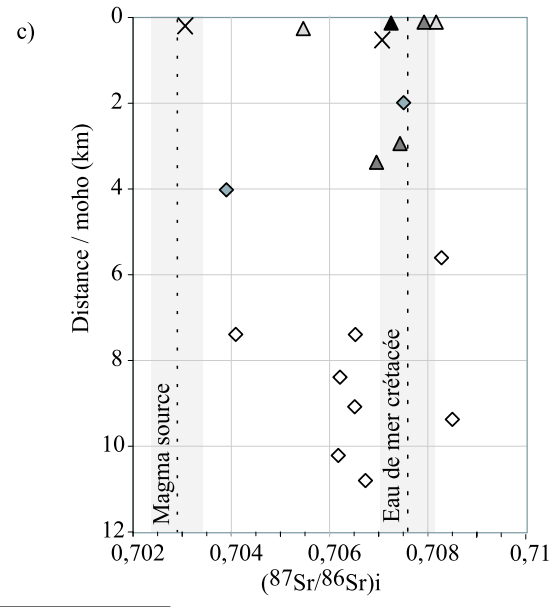


Figure 39 : composition isotopique du Sr des péridotites d'Oman (a, b et c) et localisation des échantillons analysés (d).

La majorité des péridotites analysées possède un rapport isotopique du Sr très élevé (>0,706), qui n'est pas corrélé avec leur distribution verticale au sein de la séquence mantellique (figure 39a), ni avec leur degré de serpentine estimé (figure 39b).

Cette dernière observation tendrait à montrer que le processus de serpentinisation de basse température (lizardite) n'est pas à l'origine de l'altération de la signature isotopique du Sr des péridotites. Comme cela a été démontré par ailleurs dans des études sur l'ophiolite d'Oman (Kawahata et al., 2001 ; Boudier et al., 2002), il est possible qu'il y ait superposition de deux phases d'altération hydrothermale successive : une de haute température, à l'origine des rapports radiogéniques du Sr, qui interviendrait avant le processus de serpentinisation, et une seconde de basse température responsable de la serpentinisation.

Pour certaines péridotites dont le rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ est élevé, la composition isotopique en Sr du résidu obtenu après lessivage est la même que celle mesurée dans la solution de lessivage. Cette observation montre que ces péridotites sont totalement rééquilibrées en Sr avec les fluides qui les ont affectées.

Une seule péridotite possède un rapport isotopique du Sr inférieur à 0,704 (figure 39a). Sa solution de lessivage a également une signature en Sr faible. La valeur basse du rapport isotopique du Sr obtenue pour la solution de lessivage montre que cette péridotite est exempte d'altération océanique. Son rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ égal à $0,703061 \pm 10$ est similaire à la valeur généralement retenue pour le pôle magmatique non-altéré (Mc Culloch et al., 1981).

Les rapports isotopiques du Sr mesurés sur ces 18 échantillons ont été corrigés de l'effet de l'âge dû à la désintégration du ^{87}Rb pendant 95 Ma, âge estimé pour la formation de l'ophiolite d'Oman (Hacker, 1996 ; figure 39c).

Toutefois, il faut souligner que la correction que nous avons faite n'est pas totalement satisfaisante, car nous ne connaissons que la composition en Rb total (mesurée à l'ICP-MS) des péridotites avant lessivage. Cette composition représente par conséquent le mélange $\text{Rb}_{\text{serpentine}} + \text{Rb}_{\text{péridotite}}$. Néanmoins, compte tenu des faibles teneurs en Rb total mesurées à l'ICP-MS (<0,063 ppm), la contribution du Rb issu de la serpentine est peu importante, et l'erreur sur la correction de l'effet de la désintégration du ^{87}Rb est minime (comparer les figures 39a et 39c).

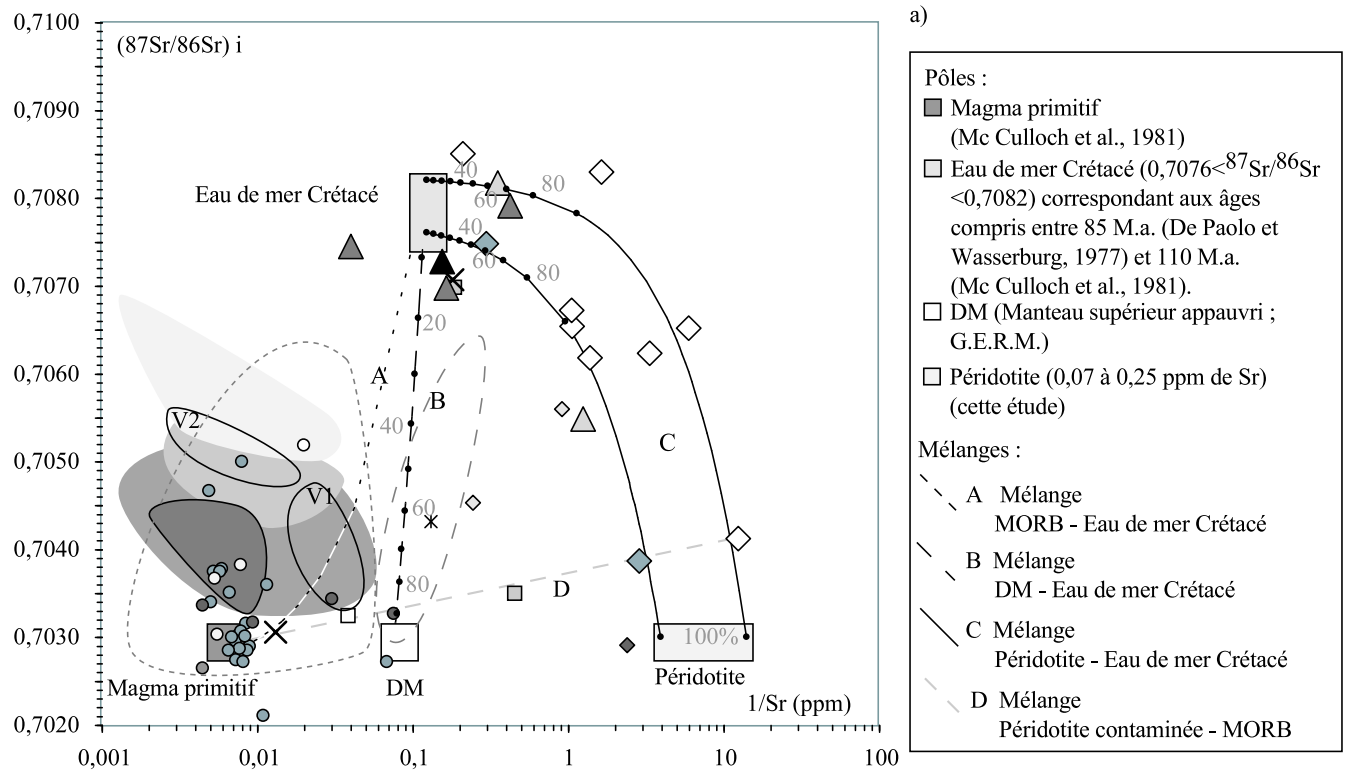
Nous avons mis en évidence trois types distincts de signatures isotopiques du Sr dans l'ensemble des péridotites analysées.

*** Un premier groupe composé de 9 échantillons qui possèdent une signature isotopique proche de celle de l'eau de mer Crétacé** (Eau de mer Crétacé $\approx 0,7076$; De Paolo et Wasserburg, 1977). Elle a été mesurée dans des harzburgites à cpx, des harzburgites, une dunite et une dunite imprégnée ($0,706972 < (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i < 0,708502$). Ces péridotites sont situées à l'axe de la dorsale du nouveau segment, dans la partie supérieure de la séquence mantellique et la zone de transition des massifs de Sumail et de Wadi Tayin, dans le diapir de Maqсад et à la limite de déformation haute température/basse température du massif de Wadi Tayin (figure 39d). A l'exception des deux échantillons situés dans cette dernière zone, tous les autres sont localisés dans le nouveau segment.

L'augmentation du rapport isotopique de ces roches depuis une composition magmatique jusqu'à ces valeurs peut être expliquée par une contamination par l'eau de mer qui peut être également visualisée dans un diagramme $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs $1/\text{Sr}$ (ppm) (figure 40a). Sur cette figure, nous avons reporté nos données, ainsi que toutes celles existant sur le manteau et la croûte de l'ophiolite d'Oman (Lanphere et al., 1981 ; Mc Culloch et al., 1981 ; Benoit et al., 1996 ; Benoit et al., 1999 ; Monteillet, 2000 ; Kawahata et al., 2001 ; Godard et al., soumis). Nous avons également tracé plusieurs lignes de mélange (A, B, C et D) entre les pôles eau de mer Crétacé, magmas primitifs, manteau appauvri (DM), péridotites et péridotites contaminées sur la figure 40a. Nous avons défini un pôle Péridotite en attribuant aux concentrations les plus faibles en Sr que nous ayons mesurés dans les péridotites d'Oman le rapport isotopique Sr du manteau appauvri source. Ce pôle pourrait représenter la composition en Sr et le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de nos roches avant la contamination par l'eau de mer. Ce pôle est très pauvre en Sr car il représente le résidu du manteau après un fort degré d'extraction magmatique, comme il est reconnu pour les péridotites océaniques dans un environnement de dorsale rapide (par ex. Niu et Hékinian, 1997 ; Niu, 1997).

Tous les échantillons ayant un rapport isotopique du Sr élevé ($>0,707$) se trouvent à proximité du pôle eau de mer Crétacé avec un rapport eau de mer/péridotite (résidu après lessivage) élevé, de l'ordre de 40%, dans la majorité des cas. Cette participation de 40% du pôle eau de mer pour expliquer les rapports isotopiques mesurés est un minimum puisque nous avons probablement extrait une grande partie du Sr d'altération lors du lessivage.

*** Un second groupe formé de 6 échantillons qui présentent une signature isotopique intermédiaire entre celle du manteau et celle de l'eau de mer Crétacé** dans une gamme de variation comprise entre ($0,705485 < (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i < 0,706516$). Elle a été mesurée dans une



Légende des petits symboles :

- Gabbros :**
- Wadi Tayin (Mc Culloch et al., 1981)
 - Haylayn (Monteillet, 2000)
 - Wadi Tayin (Lanphere et al., 1981)
- Wherlites et Webstérites :**
- Haylayn Wherlite (Monteillet, 2000)
 - Wadi Tayin Webstérite et Wherlite (Lanphère et al., 1981)
- Harzburgites et dunités :**
- ◆ Wadi Tayin hz. (Mc Culloch et al., 1981)
 - ◇ Wadi Tayin hz. et du. (Lanphère et al., 1981)
 - × Du imp. Oman (Monteillet, 2000)
- Cumulats de la zone de transition du diapir de Maqsad (Sumail) :**
- roche totale (Benoit et al., 1996)
 - clinopyroxènes (Benoit et al., 1999)

Légende des gros symboles :

- ◆ Harzburgites de Wadi Tayin
- ▲ Harzburgites de Sumail
- △ Harzburgites du diapir de Maqsad (Godard et al., 2000)
- ◇ Harzburgites à cpx de Wadi Tayin
- ▲ Dunite de Sumail
- × Dunités imprégnées de Sumail

- Laves V1 et V2 (Godard et al., soumis)

Légende des champs (mesures de Kawahata et al., 2001) :

- Oman Croûte Fizh séquence 3.5 à 5.3km
- Oman Croûte Fizh séquence 2.3 à 3.5km
- Oman croûte Fizh séquence 0.5 à 2.3km
- Oman croûte Fizh séquence 0.1 à 0.5km

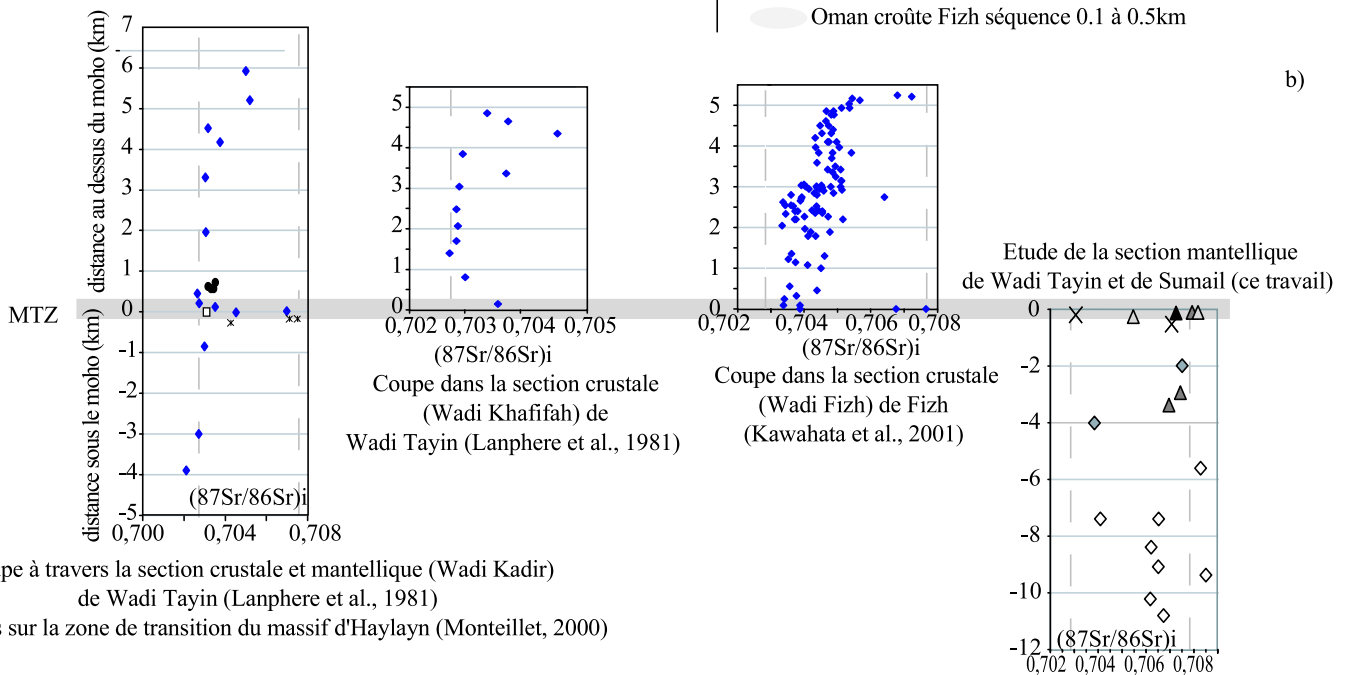


Figure 40 : a) Discussion sur l'évolution de la signature isotopique du Sr des péridotites d'Oman. b) Synthèse des différents travaux réalisés sur la lithosphère de l'ophiolite d'Oman, et comparaison avec notre étude.

harzburgite du diapir de Maqsad et dans les harzburgites à cpx de la partie inférieure de la séquence mantellique du massif de Wadi Tayin. A l'exception de la harzburgite du diapir de Maqsad, toutes les autres péridotites sont situées dans la lithosphère en dehors du nouveau segment (figure 39d). Sur le diagramme $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ en fonction de $1/\text{Sr}$, ces péridotites se trouvent le long de la ligne de mélange C, avec des rapports péridotite/eau de mer supérieurs à 90% (figure 40a). En effet, compte tenu de la très faible teneur en Sr du pôle de départ présumé ($\text{Sr} \approx 100\text{ppb}$), une très légère participation de l'eau de mer suffit à faire évoluer considérablement le rapport isotopique des péridotites.

*** Un troisième groupe (trois échantillons) se caractérise par une signature isotopique mantellique** ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) \approx 0,7028$; Mc Culloch et al., 1981). Elle a été mesurée dans une dunite imprégnée de la zone de transition du massif de Sumail ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0,703058$), et dans une harzburgite à cpx et une harzburgite issues de la zone de cisaillement du massif de Wadi Tayin ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0,704121$ et $0,703877$ respectivement ; figure 39c et d). Sur le diagramme de la figure 40a, ces trois échantillons sont situés : légèrement au-dessus du pôle péridotite, pour la harzburgite à cpx et la harzburgite de la zone de cisaillement, et proche du pôle Magma Primitif, pour la dunite imprégnée. De par leur position, les péridotites de la zone de cisaillement représentent des roches mantelliques extrêmement appauvries par la fusion partielle et qui ont été légèrement contaminées par l'eau de mer. Quant à la dunite imprégnée, elle possède des affinités à la fois en concentration en Sr et en composition isotopique avec les MORB et s'aligne parfaitement sur une ligne de mélange entre un pôle péridotites faiblement contaminée et le pôle Magma Primitif (ligne D). Ces observations permettent, pour cet échantillon, de rejeter une contamination sensible par des fluides hydrothermaux, et d'envisager plutôt une contamination par des liquides magmatiques de type N-MORB.

La majorité des péridotites analysées présente des rapports isotopiques du Sr élevés ($>0,706$), qui ne semblent être en relation ni avec le degré de serpentine affiché par les péridotites (figure 39b), ni avec leur position dans la séquence mantellique (figure 39c).

Corrigés par rapport à l'âge estimé de la formation de l'ophiolite (Hacker, 1996) et reportés sur une carte, les rapports isotopiques du Sr se distinguent alors en trois groupes qui peuvent être reliés aux différentes structures tectoniques présentes dans les massifs de Sumail et de Wadi Tayin (figure 39c et d) :

*** Les rapports isotopiques du Sr proches de celui de l'eau de mer Crétacé ($0,706972 < (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i < 0,708502$) ont été mesurés essentiellement dans les péridotites des zones**

superficielles du manteau lithosphérique du nouveau segment de dorsale (zone de transition, axe de dorsale et premiers kilomètres).

* Les rapports isotopiques intermédiaires entre celui du manteau et celui de l'eau de mer Crétacé ($0,704120 < (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i < 0,706516$) ont été mesurés dans les péridotites de la partie profonde de la lithosphère, en dehors du nouveau segment.

* Les rapports isotopiques proches de celui du manteau ($0,703058 < (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i < 0,704121$) n'ont été mesurés que dans trois échantillons, dans une dunite imprégnée de la zone de transition de Sumail ainsi que dans une harzburgite à cpx et une harzburgite de la zone de cisaillement du massif de Wadi Tayin.

IV.1.2 Discussion

Les 18 échantillons que nous avons analysés sont situés dans des zones particulières de l'ophiolite d'Oman. Leur signature isotopique en Sr permet par conséquent d'apporter des informations importantes sur l'existence ou l'absence de circulation hydrothermale en ces lieux.

a) La signature isotopique du Sr proche de celle de l'eau de mer Crétacé qui caractérise les zones superficielles du manteau lithosphérique (zone de transition, axe de dorsale et premiers kilomètres sous le moho) nous permet d'envisager que **la circulation hydrothermale dans un contexte d'ouverture océanique pénètre jusqu'aux premiers kilomètres sous le moho. Nous pouvons aussi dire qu'elle est suffisamment intense pour contaminer entièrement les roches qui s'y trouvent. Toutefois, les faibles concentrations en Sr des échantillons analysés facilitent les effets de la contamination hydrothermale.** Nos observations vont dans le même sens que celles faites par Lanphere et al. (1981) et Kawahata et al. (2001) sur la variation du rapport ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) dans la section crustale supérieure. En effet, ces auteurs ont décrit une décroissance du rapport ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) depuis les laves jusqu'à la base des gabbros, suivie d'une forte augmentation de ce rapport dans la zone de transition (figure 40a et b). Par ailleurs, une récente étude pétrostructurale (Boudier et al., 2002) a montré que l'eau de mer peut s'introduire jusqu'à la base de la croûte à la faveur de micro-fissures à proximité de l'axe de la dorsale. Il n'est donc pas improbable que les circuits hydrothermaux pénètrent jusqu'aux premiers kilomètres sous le moho.

Par ailleurs, nous avons observé cela uniquement dans la lithosphère du nouveau segment, où l'épaisseur de la croûte à proximité de l'axe du nouveau segment de dorsale est plus faible qu'ailleurs ($\approx 3\text{km}$ contre 6km en moyenne, Nicolas et Boudier, 2000). Cette contamination par l'eau de mer liée à une circulation hydrothermale qui descend jusque sous le moho pourrait être favorisée par la faible épaisseur de la croûte. Elle pourrait également être une caractéristique de ce contexte.

En ce qui concerne les deux péridotites situées à la limite de déformation haute température/basse température du massif de Wadi Tayin (figure 39d), leur signature isotopique du Sr proche de celle de l'eau de mer ($0,708292$ et $0,708502$) semblerait indiquer que cette limite entre une déformation magmatique et une déformation tectonique acquise lors du charriage intra-océanique a peut-être joué un rôle dans la circulation hydrothermale au moment de ce dernier événement.

b) La signature isotopique du Sr intermédiaire entre celle du manteau et celle de l'eau de mer Crétacé qui a été mesurée essentiellement dans la partie inférieure de la lithosphère mantellique en dehors du nouveau segment indique que cette zone a été partiellement contaminée par l'eau de mer Crétacé. Nous pouvons émettre deux hypothèses quant à l'origine de cette contamination hydrothermale :

* soit elle résulte de **l'infiltration de l'eau de mer dans le manteau à la faveur de la zone de cisaillement**. Kawahata et al. (2001) ont montré que la contamination en Sr de la croûte par l'eau de mer peut se faire le long des limites de segment de dorsale. Les zones de cisaillement qui marquent ces limites pénétrant profondément dans la lithosphère mantellique, il n'est donc pas impossible que celle-ci puisse être contaminée en Sr par l'eau de mer.

* soit elle provient de **l'extraction de l'eau de mer à partir des sédiments coincés entre les deux plaques océaniques lors du charriage intraocéanique**. Les sédiments océaniques, comme l'eau de mer, possèdent une signature isotopique du Sr très radiogénique ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{moy}}=0,711465$; Ben Othman et al., 1989). Cependant, leur concentration en Sr est également très élevée ($>100\text{ppm}$; Ben Othman et al., 1989). Par conséquent cette hypothèse est à considérer avec beaucoup de prudence.

Il n'est pas impossible que ces deux moyens d'infiltration de l'eau de mer dans le manteau soient à l'origine de la contamination en Sr que nous avons mesurée dans la partie profonde de la lithosphère mantellique.

c) La signature isotopique du Sr proche de celle du manteau qui a été mesurée dans une dunite imprégnée de la zone de transition, ainsi que dans une harzburgite à cpx et une harzburgite de la zone de cisaillement (figure 40a et 39d), peut signifier que ces deux zones ont été partiellement préservées de la circulation hydrothermale ou très peu affectées par celle-ci. Dans le cas de la dunite imprégnée, **son faible rapport isotopique du Sr associé à une forte concentration en cet élément peut provenir des minéraux d'imprégnation, clinopyroxènes et plagioclases, issus de la cristallisation partielle des magmas dans la zone de transition.**

Pour la harzburgite à cpx et la harzburgite de la zone de cisaillement, leur position juste au-dessus du pôle Périidotite indiquerait que ces roches, issues d'un fort degré de fusion partielle (faible concentration en Sr), ont été très peu affectées par la circulation hydrothermale. Cependant, cette observation va à l'encontre de l'étude isotopique de Kawahata et al. (2001). Donc, compte tenu de la fiabilité de nos mesures, nous sommes amenés à émettre l'idée que la circulation hydrothermale dans les zones de cisaillement est aléatoire, et que seules les roches directement en contact avec les fluides ont leur signature isotopique modifiée.

Pour chacune des zones étudiées, nous avons ainsi défini une signature isotopique du Sr qui permet de les caractériser et d'estimer qualitativement leur degré d'interaction avec des fluides hydrothermaux dérivés de l'eau de mer.

Les péridotites des zones superficielles du manteau lithosphérique du nouveau segment de dorsale possèdent un rapport ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i proche de celui de l'eau de mer Crétacé. Cette signature indiquerait que les circuits hydrothermaux dans un environnement de dorsale rapide pénètrent jusqu'aux premiers kilomètres sous le moho, à la faveur de l'épaisseur moins importante de la croûte à cet endroit (Nicolas et Boudier, 2000), et permettent une altération intense des différentes unités présentes à ce niveau (rapport eau de mer/péridotite $\approx 40\%$).

Les péridotites des zones profondes du manteau lithosphérique, en dehors du nouveau segment, possèdent un rapport ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i intermédiaire entre celui de l'eau de mer Crétacé et celui du manteau qui suggère une contamination partielle. Celle-ci pourrait provenir de l'extraction de l'eau de mer des sédiments coincés entre les deux plaques au cours du charriage, ou de l'infiltration de l'eau de mer à la faveur de la zone de cisaillement (limite de segment de dorsale). Toutefois, cette altération reste plus limitée et beaucoup moins effective que dans les zones superficielles du manteau du nouveau segment de dorsale.

Cependant, certaines parties du manteau peuvent être partiellement préservées de la circulation hydrothermale comme l'attestent les trois valeurs des rapports ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i qui sont proches de celui du manteau, et qui ont été mesurées dans une dunite imprégnée de la zone de transition du massif de Sumail ainsi que dans une harzburgite à cpx et une harzburgite de la zone de cisaillement du massif de Wadi Tayin.

Toutefois, notre étude laisse des questions ouvertes qui ne sauraient être résolues qu'avec un échantillonnage plus important de la séquence mantellique :

Puisqu'il existe des zones préservées de l'altération océanique, de quelle manière se fait la contamination des péridotites par l'eau de mer au niveau des zones superficielles du manteau ? Est-elle réservée aux roches localisées à proximité des veines hydrothermales ?

De quelle manière se fait la circulation hydrothermale dans les limites de segment de dorsale (zone de cisaillement) ?

Y a-t-il eu, en Oman, plusieurs épisodes de contamination par l'eau de mer (lorsque la dorsale était active puis au moment du détachement intra-océanique) ? Dans le cas d'un seul épisode, que signifient les forts rapports ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) mesurés à la limite de déformation haute température/basse température du massif de Wadi Tayin ?

IV.2 Géochimie isotopique du Pb

IV.2.1 Résultats

Les rapports isotopiques du Pb ont été mesurés sur 10 échantillons (choisis parmi ceux pour lesquels nous avons mesuré la composition isotopique en Sr) selon la méthode décrite par White et al. (2000) sur le MC-ICP-MS Plasma54 à l'ENS de Lyon. Ces péridotites correspondent à 4 harzburgites à cpx de la base et 2 harzburgites du sommet de la section mantellique du massif de Wadi Tayin, ainsi qu'à 2 harzburgites proches de l'axe du nouveau segment et 2 dunités imprégnées de la zone de transition du massif de Sumail.

Les teneurs en Pb en roche totale des péridotites d'Oman sont faibles (table 4). Nous avons donc dû attaquer de grosses quantités de poudre de roche (annexe 3) afin d'obtenir une quantité suffisante de Pb à analyser, ce qui a eu pour conséquence de rendre la procédure d'attaque et de séparation chimique plus délicate. Cependant, les valeurs relativement faibles des erreurs sur nos mesures ($2\sigma_{(208\text{Pb}/204\text{Pb})} < 0,018$; $2\sigma_{(207\text{Pb}/204\text{Pb})} < 0,008$; $2\sigma_{(206\text{Pb}/204\text{Pb})} < 0,016$) et la faible teneur en Pb des blancs ($bc_{\text{moyPb}} \approx 25\text{pg}$; quantité minimale de Pb traité dans les échantillons = 30ng) permettent de considérer comme valables les rapports isotopiques du Pb que nous avons obtenus sur les péridotites d'Oman.

Les résultats que nous avons obtenus montrent que les rapports isotopiques du Pb dans les péridotites, corrigés de l'effet de désintégration du ^{232}Th , de ^{235}U et de ^{238}U pendant 95 Ma, varient de 37,633 à 38,361 pour le $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, de 15,447 à 15,595 pour le $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ et de 17,634 à 18,386 pour le $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ (table 7).

Les valeurs obtenues pour le rapport $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ sont peu différentes de celles des MORB actuels (Mahoney et al., 1989 ; Staudigel et al., 1991 ; White et al., 1993), ainsi que de celles mesurées sur les gabbros (Chen et Pallister, 1981 ; Monteillet, 2000), les laves V1 et V2 (Godard et al., soumis), et les plagioclases et les clinopyroxènes issus de cumulats (gabbros à olivines, troctolites) et de rubanements pyroxénitiques (Benoit, 1997) de l'ophiolite d'Oman (figure 41a). Ces valeurs du rapport $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ attribuent donc une signature mantellique à nos échantillons.

Par contre, les valeurs du rapport $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ mesurés dans les 10 échantillons sont légèrement plus élevées que celles des MORB actuels compte-tenu de la valeur de leur rapport $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$. En effet, sur un diagramme $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ vs $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, le domaine des péridotites d'Oman

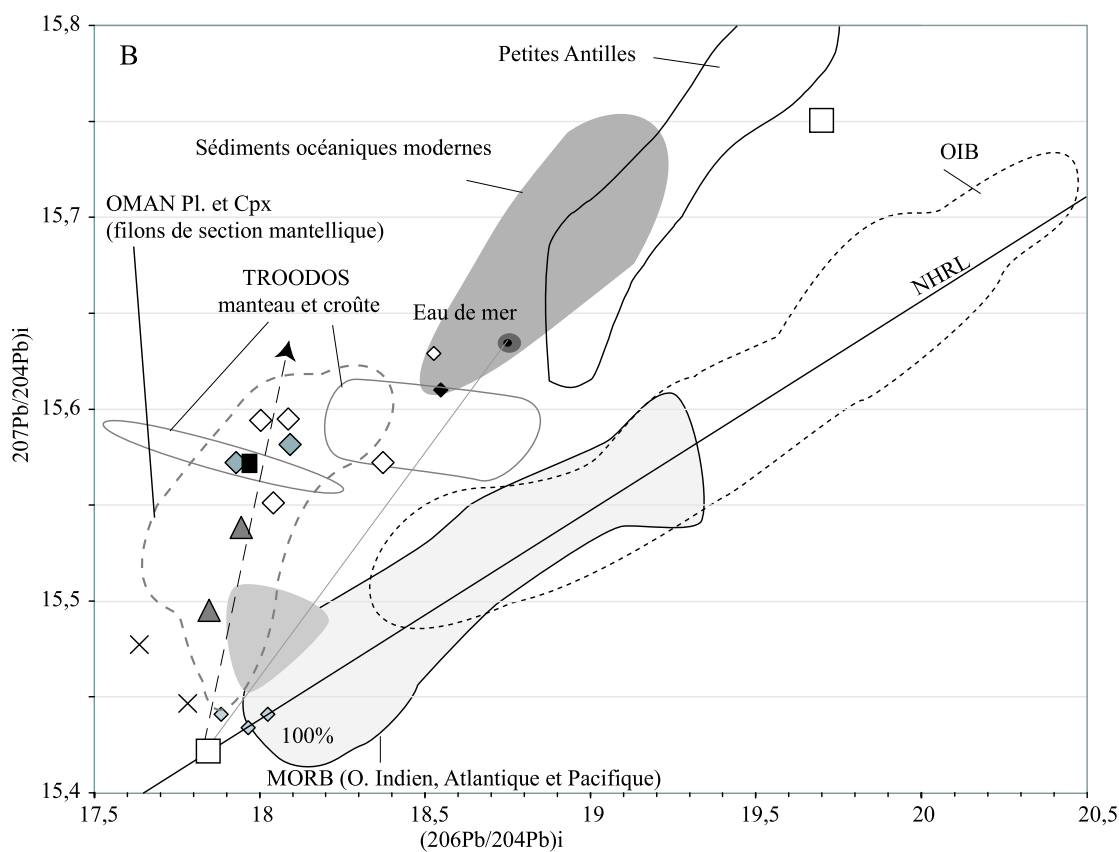
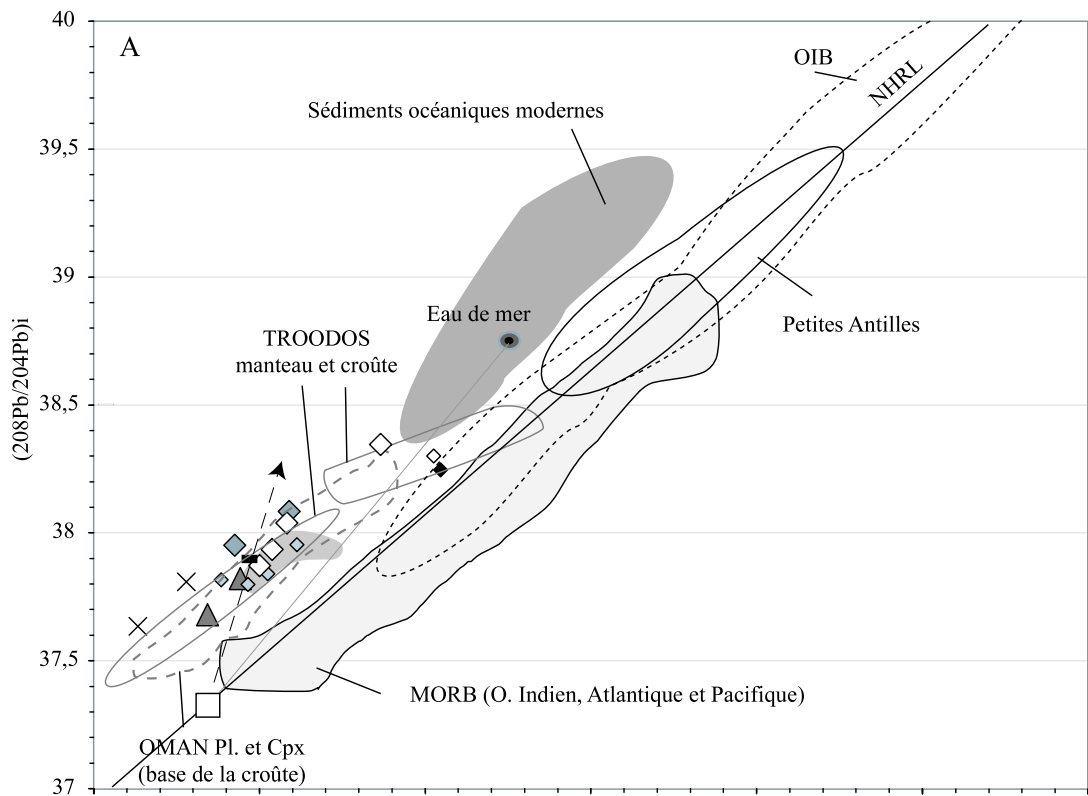
se positionne au-dessus de celui des MORB actuels, dans une position comparable à celle des roches du manteau et de la croûte de l'ophiolite de Troodos (Hamelin et al., 1984 ; Hamelin et al., 1988), située sur l'île de Chypre (figure 41a). Ce domaine concorde avec un axe reliant un pôle péridotite (pôle représente la composition isotopique mantellique la plus vraisemblable des roches du manteau supérieur non contaminées), situé sur la droite NHRL, à un pôle présentant des valeurs élevées du rapport ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$).

Les rapports isotopiques ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i mesurés dans les péridotites d'Oman affichent une grande dispersion en l'absence d'une modification notable du rapport ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i, et permettent de distinguer deux groupes parmi les péridotites que nous avons analysées (figure 41b).

Le premier groupe possède des valeurs du rapport ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i comprises entre 15,44 et 15,50, proche de la signature du pôle mantellique. Il comprend une harzburgite et les deux dunités imprégnées du massif de Sumail (figure 41). Ces péridotites sont situées à proximité de l'axe du nouveau segment et du moho.

Le deuxième groupe affiche des valeurs du rapport ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i comprises entre 15,54 et 15,60. Il comprend une harzburgite proche de l'axe du nouveau segment de dorsale dans le massif de Sumail, quatre harzburgites à cpx et deux harzburgites du massif de Wadi Tayin (figure 41). Leur composition isotopique s'écarte du champ des MORB (Mahoney et al., 1989 ; Staudigel et al., 1991 ; White et al., 1993) et s'alignent sur une droite entre un pôle péridotite non contaminée (sur la droite NHRL) et un pôle riche en ^{207}Pb . Cette droite est, par ailleurs, différente de la droite de mélange entre le pôle péridotite et le pôle Eau de mer (figure 41b).

Cette augmentation du rapport ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i sans modification notable du rapport ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i est également observée dans les minéraux séparés à partir de cumulats, de rubanements pyroxénitiques et d'une dunite imprégnée (Benoit, 1997 ; Monteillet, 2000) de l'ophiolite d'Oman, dans les péridotites de la zone de transition du massif de Wadi Tayin (Chen et Pallister, 1981), ainsi que dans les péridotites de l'ophiolite de Troodos (Hamelin et al., 1984 ; Hamelin et al., 1988). Par contre, elle n'est pas observée dans les laves V1 et V2 (figure 41 ; Godard et al., soumis).



- Légende des données de ce travail :**
- × du. Imp. Sumail
 - ▲ hz Sumail
 - ◆ hz Wadi Tayin
 - ◇ cpx hz Wadi Tayin
- Légende des autres données existant sur l'ophiolite d'Oman :**
- Laves V1 et V2 (Godard et al., soumis)
 - OMAN Pl. et Cpx (Minéraux séparés à partir de filons de gabbroirites (Benoit, 1997))
- Données sur le massif de Wadi Tayin (Chen et Pallister, 1981)**
- ◇ gabbros
 - ◇ dunite cpx
 - ◆ harzburgite
- Plagioclases séparés sur une dunite imprégnée du massif d'Haylayn (Monteillet, 2000)
- Pôle péridotite non contaminée défini dans cette étude.
- / Droite de mélange eau de mer-péridotite non contaminée
- / Droite de corrélation entre nos différents points de mesures

Grands domaines des signatures isotopiques en Pb :

MORB (O. Indien, Atlantique et Pacifique) : Mahoney et al., 1989 ; Staudigel et al., 1991 ; White et al., 1993.

OIB : Hart et al., 1986 ; Stille et al., 1986 ; White et al., 1993.

Petites Antilles : Davidson, 1987.

Ophiolite de Troodos (Chypre) : Hamelin et al., 1984 ; Hamelin et al., 1988.

NHRL (Ligne de Référence dans l'Hémisphère Nord) : Hart, 1984.

Sédiments océaniques modernes : Ben Othman et al., 1989.

Eau de mer : Von Damm, 1990.

Figure 41 : Rapports isotopiques du Pb dans les péridotites d'Oman. Comparaison avec les valeurs de référence des grands réservoirs magmatiques. Les données isotopiques du Pb existant sur l'ophiolite d'Oman et sur l'ophiolite de Troodos sont également représentées.

Les rapports isotopiques du Pb des 10 péridotites que nous avons analysées sont légèrement différents de ceux des MORB actuels, notamment les rapports ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i et ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i. Les rapports ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i sont plus élevés que ceux des MORB, à rapports ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) similaires (figure 41a). En ce qui concerne le rapport ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i, 7 échantillons possèdent un rapport ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i nettement plus radiogénique que les MORB sans modification notable du rapport ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i (figure 41b). Ces résultats sont en accord avec les rapports du Pb mesurés sur minéraux séparés à partir d'une dunite imprégnée (Monteillet, 2000), et à partir de filons de gabbronorite (Benoit, 1997) de la zone de transition de deux massifs de l'ophiolite d'Oman.

Par ailleurs, les lignes de mélanges entre le pôle eau de mer et le pôle péridotite non contaminée dans les diagrammes ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) vs ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) et ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) vs ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) ne passent pas au travers de nos points (figure 41). Ceux-ci se placent trop à gauche, en conséquence de leurs rapports ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) et ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) trop élevés compte-tenu de la valeur des rapports ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$).

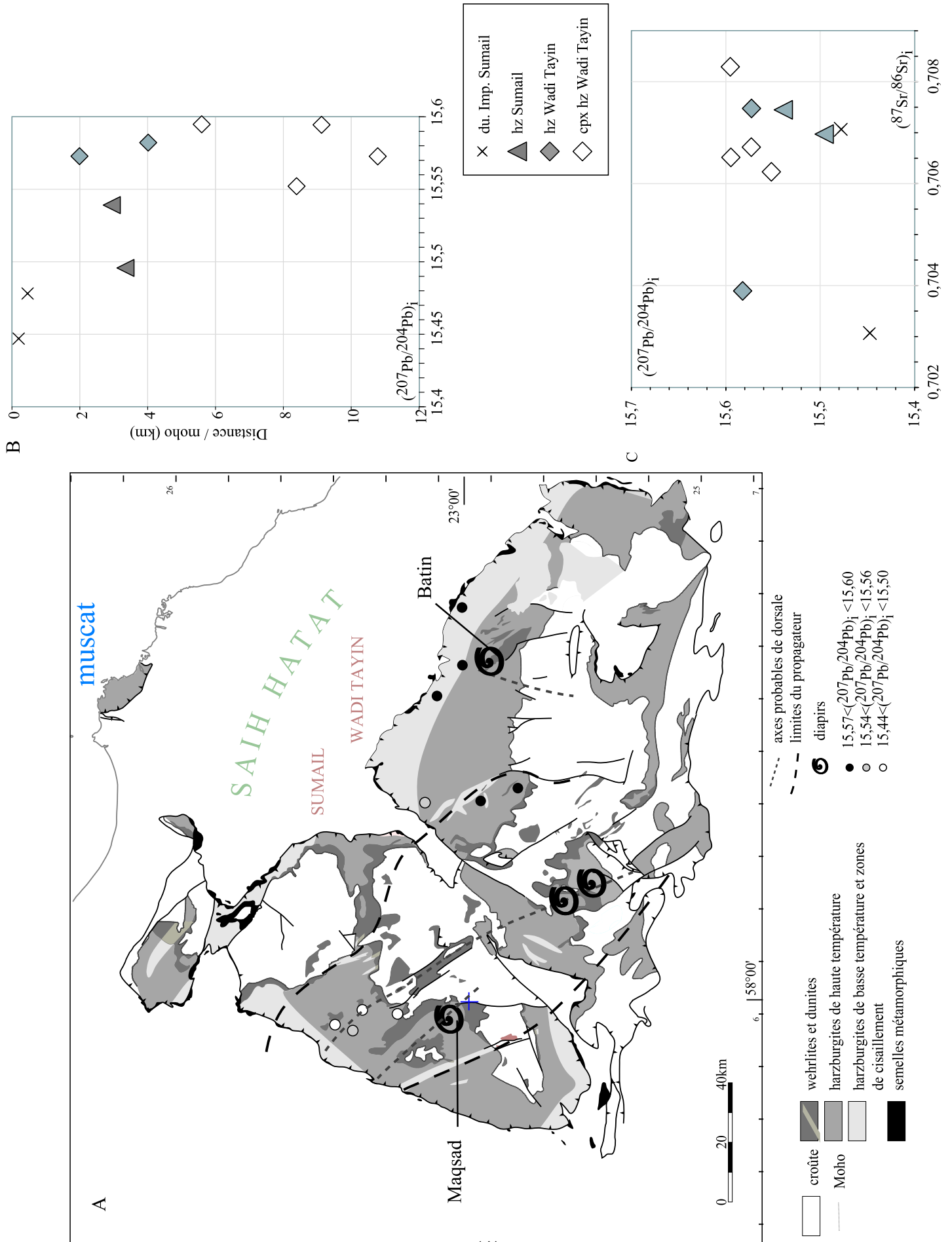
IV.2.2 Discussion

La première remarque que nous pouvons faire sur les données obtenues est l'extrême hétérogénéité des signatures isotopiques du Pb (notamment le rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) observées sur les 10 échantillons analysés. Les rapports isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que nous avons obtenus varient depuis des valeurs proches de celles des MORB (Mahoney et al., 1989 ; Staudigel et al., 1991 ; White et al., 1993), des gabbros (Chen et Pallister, 1981) et des laves (Godard et al., soumis) de l'ophiolite, jusqu'à des valeurs proches, pour celles de notre étude, voire similaires (Chen et Pallister, 1981) à celles des sédiments océaniques modernes (Ben Othman et al., 1989 ; figure 41).

Une telle hétérogénéité du manteau peut être expliquée soit par des hétérogénéités intrinsèques au manteau source des MORB (hétérogénéités primaires), soit par une contamination par des sédiments continentaux ou par des sédiments océaniques (hétérogénéités secondaires après extraction des magmas ; Meijer, 1976 ; O'Nions et al., 1978 ; Sun, 1980 ; Hamelin et al., 1984 ; Hamelin et al., 1988 ; Ben Othman et al., 1989).

Dans un premier temps, nous pouvons envisager une contamination par des sédiments continentaux (hypothèse proposée dans le cas de l'ophiolite de Troodos par Hamelin et al. (1984, 1988)) ou par des sédiments pélagiques pour expliquer la forte variation des rapports ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) et ceux en ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) supérieurs à ceux des MORB. Mais si tel est le cas, nous devrions retrouver des indices de cette contamination dans la concentration en Pb et en Nd des

Figure 42 : Visualisation de la répartition des rapports $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ par rapport aux structures tectoniques des massifs de Wadi Tayin et de Sumail (A) et sur une coupe verticale à l'aplomb du moho (B). Comparaison avec les rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ obtenus sur ces même échantillons.
 Carte support d'après Nicolas et al. (2000).



roches que nous avons analysées, car les sédiments sont très riches en ces éléments ($Pb_{\text{moy}} = 116,26 \text{ ppm}$; $Nd_{\text{moy}} = 53,33 \text{ ppm}$; Ben Othman et al., 1989). Or les péridotites que nous avons analysées, de même que toutes les péridotites d'Oman, sont très pauvres en Nd ($<0,05 \text{ ppm}$) et en Pb ($<0,15 \text{ ppm}$).

D'un autre côté, il existe un pôle classiquement cité dans la littérature qui possède des valeurs élevées des rapports ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) et ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) : le pôle EM-1 (figure 43A et B). Ce pôle est partiellement défini par les basaltes de Logudoro (Sardaigne) et de l'île de Pitcairn (Polynésie ; Océan Pacifique). Il représenterait la signature des magmas issus du recyclage dans un environnement de subduction des plateaux océaniques altérés (par ex. Gasperini et al., 2000).

Mais ce pôle ne correspond pas à notre cas puisque nous ne sommes pas dans un environnement de zone de subduction, et que lors de l'obduction, la croûte océanique chevauchée était trop jeune ($\approx 2 \text{ Ma}$; Hacker et al., 1996) pour avoir acquis un caractère radiogénique en ^{207}Pb et du ^{208}Pb par rapport à la lithosphère océanique à l'axe.

De plus, le large domaine de variation des signatures isotopiques du Pb des minéraux séparés issus des filons de gabbro-norite (Benoit, 1997) (figure 43A et B) est en faveur de l'hypothèse d'une source hétérogène. En effet, ces filons se situent au sommet de la lithosphère mantellique entourant le diapir de Maqsad (massif de Sumail) et correspondent à des liquides piégés avant d'atteindre la surface. Leur signature isotopique en Pb n'a donc pas été réhomogénéisée par le passage dans la chambre magmatique, à l'inverse des laves et des gabbros qui forment la croûte. Leur signature isotopique est donc le reflet direct de celle de leur source.

Benoit et al. (1999) ont proposé l'hypothèse que les liquides magmatiques à l'origine de ces filons étaient issus de la re-fusion, à la suite d'une montée asthénosphérique dans le diapir, de la lithosphère altérée par l'eau de mer. Par conséquent, la dispersion de la signature isotopique du Pb correspondrait dans ce cas à un caractère d'altération secondaire de la lithosphère source, plutôt qu'à un caractère primaire de la source des MORB.

Toutefois, les rapports ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) les plus élevés que nous avons mesuré appartiennent non pas aux péridotites du nouveau segment, mais à celles des zones de déformation lithosphérique du massif de Wadi Tayin (figure 42a et b). Elles appartiennent donc à des régions éloignées de la région du diapir de Maqsad, et non créées par celui-ci.

La signature radiogénique en ^{207}Pb que nous avons mesurée semble donc être en relation avec les zones de déformation lithosphérique : 3 de ces péridotites sont localisées dans la zone de déformation de basse température (les harzburgites à cpx), les 2 autres (les 2 harzburgites)

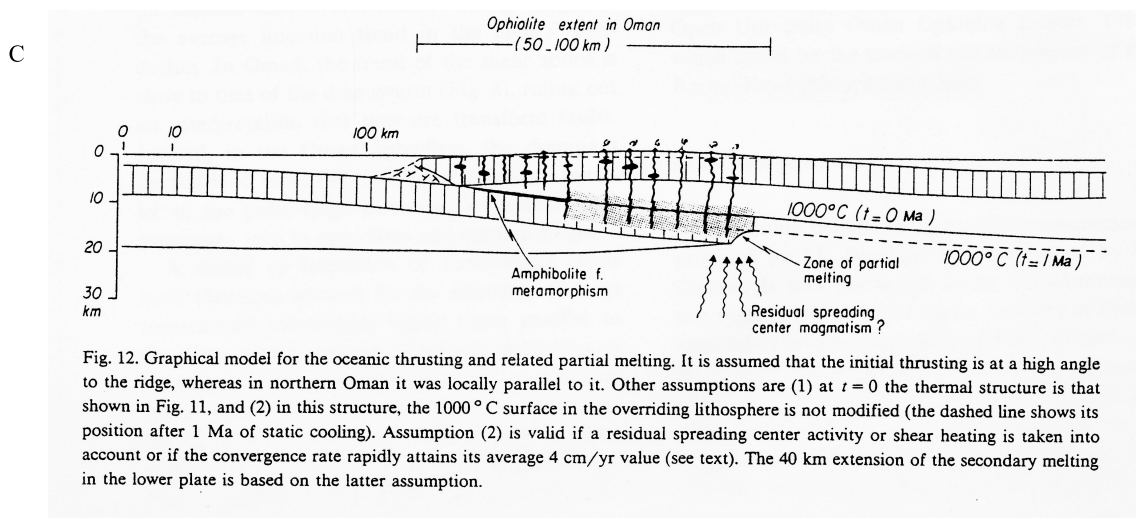
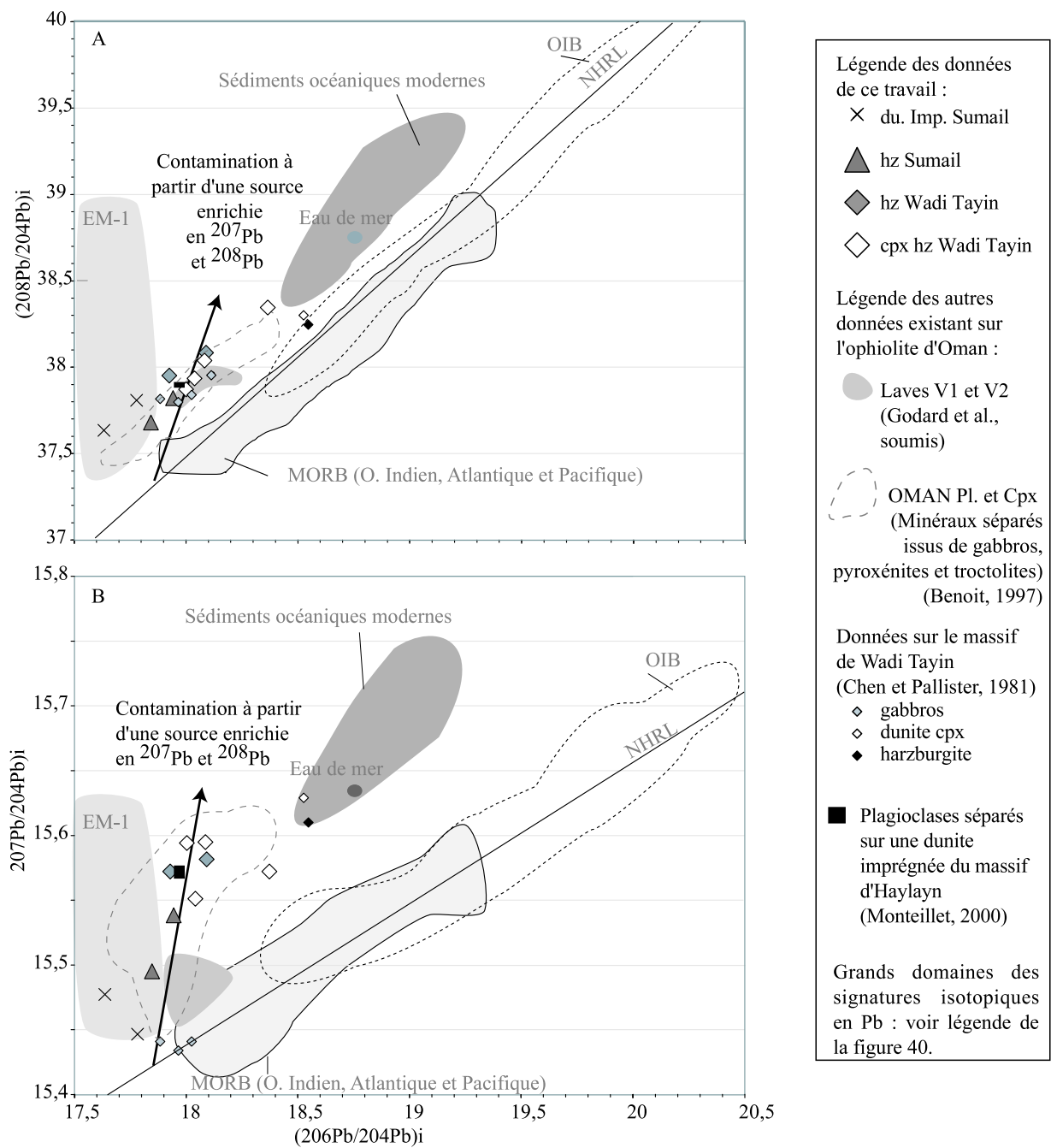


Figure 43 : Illustration des lignes de mélanges entre le pôle EM-1 et le pôle eau de mer qui permettrait d'expliquer les rapports isotopiques $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ et $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ supérieur à ceux des MORB actuels mesurés dans les péridotites de l'ophioite d'Oman (A et B).
 C) confrontation de cette hypothèse avec le modèle de charriage intra-océanique et de fusion partielle associée proposé par Boudier et al. (1988).

sont situées à proximité de la zone de cisaillement interne du massif de Wadi Tayin (figure 42a).

L'application du modèle développé par Benoit et al. (1999) à notre cas impliquerait que les zones de déformation lithosphérique ont été hydratées, acquérant ainsi une signature du même type que celle de la source des gabbronorites.

Dans la zone de cisaillement interne du massif de Wadi Tayin, les péridotites ont pu être altérées par l'importante circulation hydrothermale qui existe dans cette zone (Kawahata et al., 2001). Mais en ce qui concerne la base de la séquence mantellique, peut-on imaginer que les circuits hydrothermaux pénètrent de façon hétérogène jusqu'à environ 12km sous le moho ? Et, pourquoi la contamination serait-elle plus forte à cette profondeur ?

En fait, l'altération des régions profondes de la lithosphère mantellique par des circuits hydrothermaux venant de la surface est difficilement envisageable. De plus les rapports isotopiques du Pb de nos péridotites ne sont pas corrélés aux rapports isotopiques du Sr (figure 42c) (si on fait abstraction de la dunite imprégnée dont l'histoire est différente), comme cela serait le cas si l'altération était due à des fluides issus de l'eau de mer.

D'un autre côté, les zones de déformation lithosphérique sont issues du charriage intra-océanique de l'ophiolite. Il est donc possible que les signatures radiogéniques en ^{207}Pb soient liées à cet épisode tectonique.

C'est pourquoi nous proposons que l'acquisition de la signature radiogénique en ^{207}Pb se soit faite par la déshydratation de la lithosphère subductée, préalablement altérée par la circulation hydrothermale, et peut-être d'une faible quantité de sédiments. Cette déshydratation serait associée aux processus magmatiques lors du charriage intra-océanique.

Les sédiments océaniques étant très riches en Pb (1 à ≈ 60 ppm) et en Sr (>100 ppm) par rapport aux péridotites d'Oman (Pb <70 ppb ; Sr <80 ppm), un très faible rapport fluides équilibrés aux sédiments/péridotites suffirait très certainement pour expliquer la signature isotopique radiogénique en ^{207}Pb observée.

Cette hypothèse s'appuie sur le modèle d'écaillage proposé par Boudier et al. (1988). Ces auteurs montrent que le contact entre les deux plaques océaniques a été le lieu d'une intense activité magmatique associée à la proximité de la montée asthénosphérique sous l'axe de la dorsale située dans la plaque chevauchante (figure 43c). La croûte subductée ayant subi l'altération océanique, il est très probable que l'activité hydrothermale liée à sa déshydratation a été importante. Lors de la subduction associée au début du charriage intra-océanique, les fluides issus de la déshydratation de la plaque plongeante, voire les magmas issus de sa fusion

partielle, auraient pu contaminer la lithosphère mantellique de la plaque supérieure, donnant ainsi aux péridotites une composition isotopique radiogénique en ^{207}Pb et ^{208}Pb . Cette hypothèse est appuyée par le fait que ce sont les péridotites les plus proches du contact entre les deux plaques lors du détachement (les plus profondes dans la section mantellique) qui possèdent les signatures isotopiques du Pb les plus radiogéniques, ainsi que celles situées à proximité de la zone de cisaillement. Par ailleurs, l'hypothèse d'une contamination par des fluides hydrothermaux est plus séduisante que celle des magmas, dans la mesure où ceux-ci devraient altérer la composition en éléments majeurs, ce qui n'est pas observé dans nos échantillons.

En l'état d'avancement de nos travaux et en accord avec les résultats analytiques des travaux précédents, nous constatons que les valeurs du rapport $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ et du rapport $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ les plus élevées sont liées aux zones de fortes déformations de basse température, zone de cisaillement basale et interne du massif de Wadi Tayin. La forte variation de ces deux rapports (observée dans les péridotites et les minéraux de roches cumulatives des massifs de Sumail, ainsi que dans les péridotites du massif de Wadi Tayin) pourrait résulter d'une contamination par des fluides de composition isotopique radiogénique en ^{207}Pb et ^{208}Pb . Ces fluides proviendraient de la deshydratation de la plaque chevauchée au début du détachement intra-océanique (figure 43b), selon le modèle proposé par Boudier et al. (1988). Des mesures complémentaires seront nécessaires pour confirmer ce modèle, en particulier concernant les caractéristiques du Pb et du Sr (isotopes et teneurs) des sédiments.

IV.3 Géochimie isotopique du Nd

Nous avons tenté de mesurer le rapport isotopique du Nd dans les péridotites d'Oman. Compte tenu de leur faible concentration en cet élément ($3 < \text{Nd} < 44 \text{ ppb}$), nous avons choisi les 6 péridotites les plus riches afin d'avoir le plus de chance d'obtenir un signal au spectromètre de masse. Après une séparation chimique (annexe 3) sur résine de chromatographie d'extraction (In-spec) selon la méthode de Pin et Zalduegui (1997), les rapports ont été mesurés par TIMS à multi-collection au laboratoire de l'université Paul Sabatier de Toulouse.

Seul deux échantillons ont donné un signal suffisant pour mesurer la composition isotopique du Nd. Il s'agit d'une harzburgite du sommet de la séquence mantellique du massif de Wadi Tayin et d'une dunite imprégnée de la zone de transition du massif de Sumail. Leurs rapports isotopiques ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i, corrigés de la désintégration du ^{147}Sm depuis 95 Ma, sont de 0,51283 et de 0,51281, respectivement.

Leur ϵNd , 6,1 pour la harzburgite et 5,8 pour la dunite imprégnée, sont parmi les valeurs les plus faibles mesurées pour les roches de l'ophiolite d'Oman ($6 < \epsilon\text{Nd} < 10$; Mc Culloch et al., 1981 ; Benoit et al., 1996 ; Benoit, 1997 ; Godard et al., soumis). Ces valeurs se situent à la limite entre le domaine des MORB ($6 < \epsilon\text{Nd} < 13$; O'Nions et al., 1977 ; De Paolo et Wasserburg, 1977 ; Mahoney et al., 1989 ; Staudigel et al., 1991 ; White et al., 1993) et le domaine des OIB ($-1,5 < \epsilon\text{Nd} < 8$; O'Nions et al., 1977 ; De Paolo et Wasserburg, 1977 ; Hart et al., 1986 ; Stille et al., 1986 ; White et al., 1993).

Ces faibles valeurs de l' ϵNd pourraient refléter une contamination crustale lors d'un processus de subduction. Cette hypothèse a été proposée pour expliquer la variation de l' ϵNd dans les péridotites et les gabbros de l'ophiolite de Trinity (Gruau et al., 1995). Cependant, lors d'une contamination crustale, la composition des roches s'enrichit en Nd, comme le montre les concentrations en cet élément ($1 \text{ ppm} > \text{Nd} > 100 \text{ ppb}$) dans les péridotites de l'ophiolite de Trinity (Gruau et al., 1995). Or la concentration en Nd des péridotites d'Oman que nous avons étudiées est inférieure à 45 ppb.

Une autre possibilité pour expliquer les faibles valeurs de l' ϵNd que nous avons mesurés, est d'envisager qu'elles ont subi un processus d'altération océanique poussé. L'eau de mer est très pauvre en Nd (10^{-6} ppm) et généralement son effet sur la composition isotopique en Nd des roches contenant plus de 10^{-1} ppm de Nd est négligeable (Sharma et al., 1995). Cependant, Sharma et al. (1995) ont montré que l' ϵNd des roches ultramafiques ($\text{Nd} < 10^{-1} \text{ ppm}$) peut varier dès que le rapport eau/roche est supérieur à 10^2 .

Comme nous l'avons déjà dit, les roches que nous avons analysées sont très pauvres en Nd ($2,5 \times 10^{-2}$ et $4,4 \times 10^{-2}$ ppm). Par ailleurs, la dunite imprégnée possède un rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ très élevé ($>0,707$), proche du pôle Eau de mer Crétacé (figure 44), ainsi qu'un rapport eau/roche supérieur à 10^2 sur la courbe de mélange de la figure 44. Par conséquent, la composition isotopique en Nd des deux péridotites peut être significativement affectée par l'altération océanique.

Les deux signatures isotopiques du Nd (ϵNd de 6,1 pour la harzburgite et de 5,8 pour la dunite imprégnée) que nous avons obtenues sont légèrement inférieures à celle des MORB. Néanmoins elle s'alignent avec les valeurs les plus basses mesurées dans les gabbronorites d'Oman (Benoit et al., 1996). Ces valeurs peuvent être le reflet de l'altération océanique qui, compte tenu de la très faible concentration en Nd de nos roches, a pu affecter de manière significative leur composition isotopique en Nd.

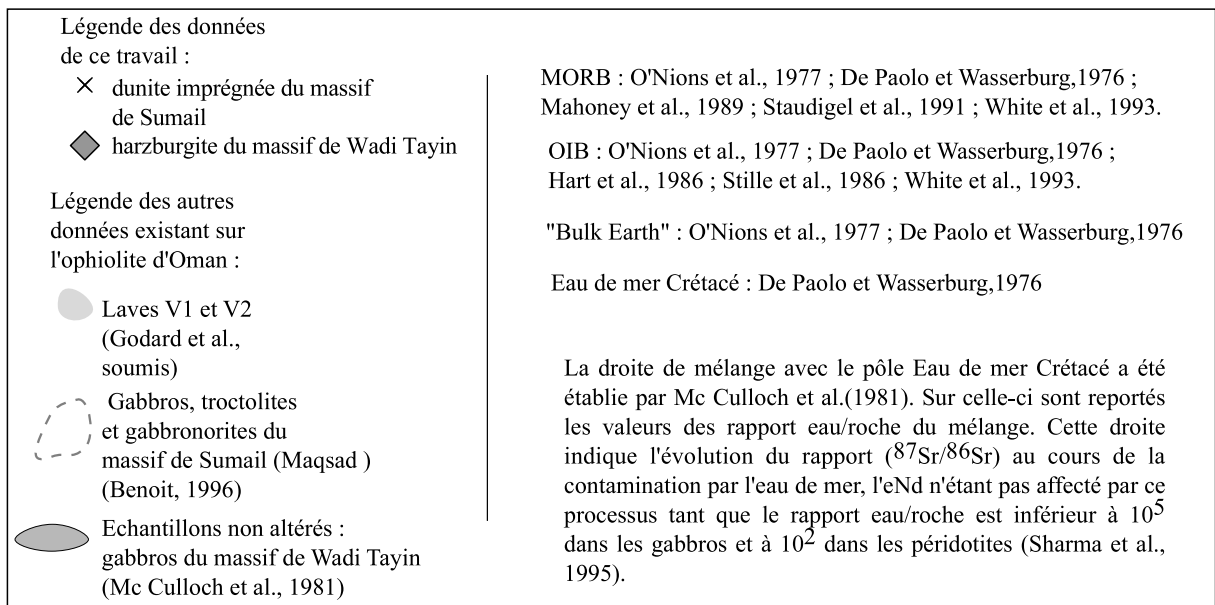
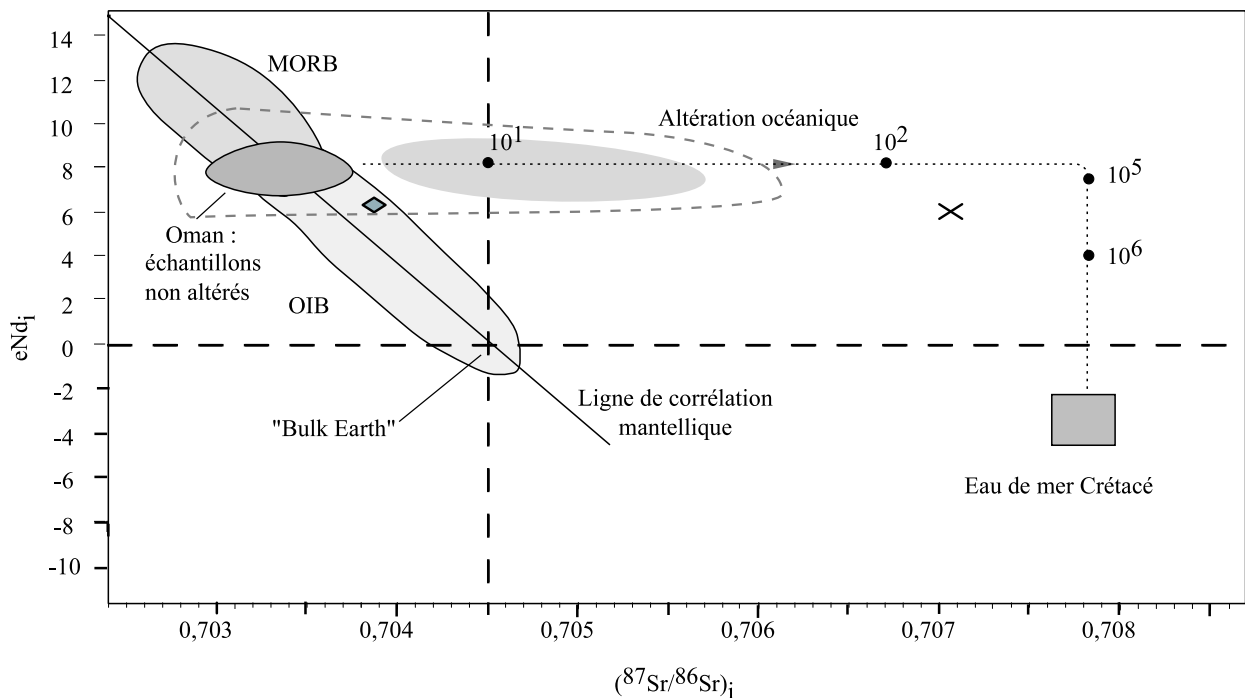


Figure 44 : Caractérisation de la composition isotopique du Nd, figurée par l' eNd , des deux péridotites de notre étude qui ont pu être analysées. Comparaison avec les données existant sur les laves V1 et V2 (Godard et al., soumis), les gabbros, troctolites, gabbronorites (Benoit, 1996) et les échantillons de gabbros non altérés (Mc Culloch et al., 1981) de l'ophiolite d'Oman. La droite de mélange figurant l'altération océanique entre les pôles MORB et Eau de mer Crétacé (Mc Culloch et al., 1981) est également représentée.

IV.4 En résumé

L'étude des isotopes du Sr, du Pb et du Nd de 18 péridotites des massifs du sud de l'ophiolite d'Oman a permis de révéler les différentes signatures isotopiques présentes dans le manteau lithosphérique des deux domaines structuraux étudiés, et de tracer ainsi l'existence, et parfois l'absence, de circulation hydrothermale en ces lieux :

* **La lithosphère hors du nouveau segment (massif de Wadi Tayin).** Les harzburgites à cpx que nous y avons analysées possèdent un rapport isotopique du Sr intermédiaire entre celui du manteau et celui de l'eau de mer Crétacé (§IV.1.1 ; figure38), ainsi que des rapports $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ et $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ élevés compte tenu de leurs rapports $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ (§IV.2.1 ; figure 42). Compte tenu de la position proche de la base de l'ophiolite de la plupart des échantillons analysés, nous émettons l'hypothèse que ces roches pourraient avoir été contaminées par des fluides issus de la deshydratation de la lithosphère subductée et d'une faible quantité de sédiments associés à des liquides magmatiques lors des processus magmatiques au début du charriage intra-océanique, en accord avec le modèle proposé par Boudier et al. (1988) (figure 43c).

En ce qui concerne les échantillons situés à proximité de la zone de cisaillement, nous pensons que cette dernière a, par ailleurs, pu favoriser l'infiltration de l'eau de mer jusqu'à des zones profondes du manteau lithosphérique, permettant une contamination partielle des roches (§IV.1.1 et IV.2.1 et IV.3). Cependant, une harzburgite à cpx et une harzburgite situées dans cette zone possèdent une signature isotopique du Sr proche de celle du manteau. Cette observation suggère que la circulation hydrothermale ne permet pas une contamination homogène des roches à travers lesquelles elle s'infiltré.

* **La lithosphère du nouveau segment (massif de Sumail).** Les harzburgites et les dunites imprégnées que nous y avons analysées ont une signature isotopique du Sr proche de celle de l'eau de mer Crétacé (§IV.1.1 ; figure38), ainsi qu'un ϵNd légèrement plus faible que celui des MORB (IV.3), à l'exception d'une dunite imprégnée dont la signature isotopique du Sr est proche de celle du manteau ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,703058$). Ces observations semblent indiquer une infiltration des circuits hydrothermaux, entraînant une contamination poussée des péridotites, jusqu'aux premiers kilomètres sous le moho à proximité de l'axe d'une dorsale rapide (§IV.1.2). Cette infiltration serait favorisée par l'épaisseur moins importante de la croûte dans cette zone (Nicolas et Boudier, 2000). Cependant, le phénomène de contamination dans la zone de transition n'est peut être pas homogène à grande échelle, comme l'atteste la signature

isotopique du Sr d'une des dunités imprégnées. Toutefois, cette signature semble résulter de la cristallisation de minéraux d'imprégnation à partir des magmas transitant vers la surface, qui donnent à cette roche une teneur en Sr relativement élevée.

Cependant, les péridotites situées juste sous le moho à proximité de l'axe de la dorsale ne possèdent pas un fort rapport ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i (figure 43). Cette observation suggère que la contamination par les fluides radiogéniques en ^{207}Pb et ^{208}Pb de la base de la section mantellique lors du début du charriage intra-océanique, proposée pour expliquer les signatures isotopiques du Pb, est un phénomène moins intense et plus hétérogène dans la partie supérieure du manteau.

La confrontation des résultats des trois études isotopiques, bien que menées sur un petit nombre d'échantillons, permet de montrer qu'il y a eu deux épisodes de contamination du manteau lithosphérique : un premier (Sr et Nd) provenant de l'eau de mer Crétacé et lié à la circulation hydrothermale aux abords de la dorsale, un second (Sr, Pb et peut être Nd?) provenant des fluides issus de la deshydratation de la plaque chevauchée au moment du charriage intraocéanique.

Notre étude isotopique a également contribué à apporter des données nouvelles sur le manteau lithosphérique en domaine océanique.

III. Géochimie des péridotites

III.1 Méthodes d'analyses et comportement chimique des éléments.

III.1.1 Méthodes d'analyses

Pour cette étude, le dosage des éléments majeurs dans les péridotites a été fait par ICP-AES au laboratoire d'analyse des roches de Nancy (C.R.P.G.–CNRS). Les compositions sont données en annexe (table 1).

Les teneurs en éléments en trace sur roche totale et sur minéraux séparés (terres rares, Cs, Rb, Sr, Zr, Nb, Ba, Hf, Ta, Pb, Th, Y, Ni et Ti) ont été mesurées au laboratoire de géochimie de Montpellier (ISTEEM) sur un spectromètre de masse quadripolaire à source plasma (ICP-QMS), type VG-PQ2. Le chrome en roche totale a été analysé à l'ICP-AES au C.R.P.G. (Nancy).

Le mode opératoire que nous avons employé pour la préparation chimique des échantillons et pour l'analyse des éléments en trace est celui décrit par Ionov et al. (1992), adapté aux roches ultra-pauvres par Godard et al. (2000). L'intégralité des modes opératoires utilisés pour l'analyse des éléments en trace sur roche totale et sur minéraux séparés est reportée en annexes 1 et 2. Les résultats de ces analyses sont donnés en tables 4 et 5.

III.1.2 Comportement des éléments

III.1.2.1 Les éléments majeurs

Les éléments majeurs sont les constituants stœchiométriques des phases minérales, et par extension, des roches. Ce sont des éléments dont la concentration dépend essentiellement des conditions de pression et de température d'équilibre du système (dans les phases minérales).

III.1.2.2 Les éléments en trace et les métaux de transition

Les éléments en trace et les métaux de transition sont des éléments chimiques qui ne font pas partie des constituants stœchiométriques des phases minérales, et leur concentration dans les roches est inférieure à 0,1%. Par conséquent, ils n'ont pas d'effet sur les propriétés chimiques des minéraux qui les contiennent (White, 1995).

Les éléments en trace et les métaux de transition que nous avons analysés au cours de ce travail ont été classés par Goldschmidt en fonction de leur comportement par rapport aux roches qui composent la Terre dans les trois groupes d'éléments suivants : les lithophiles (Cs, Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta, Sr, Y, les terres rares, Zr, Hf, Ti et Cr), éléments ayant une affinité pour les phases silicatées, les chalcophiles (Pb), éléments ayant une affinité pour les phases contenant du soufre, et les sidérophiles (Ni), éléments ayant une affinité pour la phase métallique du fer (figure 25 A).

A

Sidérophile	Chalcophile	Lithophile	Atmosphère
Fe*, Co*, Ni*	(Cu), Ag	Li, Na, K, Rb, Cs	(H), N, (O)
Ru, Rh, Pd	Zn, Cd, Hg	Be, Mg, Ca, Sr, Ba	He, Ne, Ar, Kr, Xe
Os, Ir, Pt	Ga, In, Tl	B, Al, Sc, Y, Terres Rares	
Au, Re', Mo'	(Ge), (Sn), Pb	Si, Ti, Zr, Hf, Th	
Ge*, Sn*, W °	(As), (Sb), Bi	P, V, Nb, Ta	
C°, Cu*, Ga*	S, Se, Te	O, Cr, U	
Ge*, As', Sb'	(Fe), Mo, (Os)	H, F, Cl, Br, I	
	(Ru), (Rh), (Pd)	(Fe), Mn, (Zn), (Ga)	

*Chalcophile et lithophile dans la croûte terrestre

'Chalcophile dans la croûte terrestre

°Lithophile dans la croûte terrestre

B

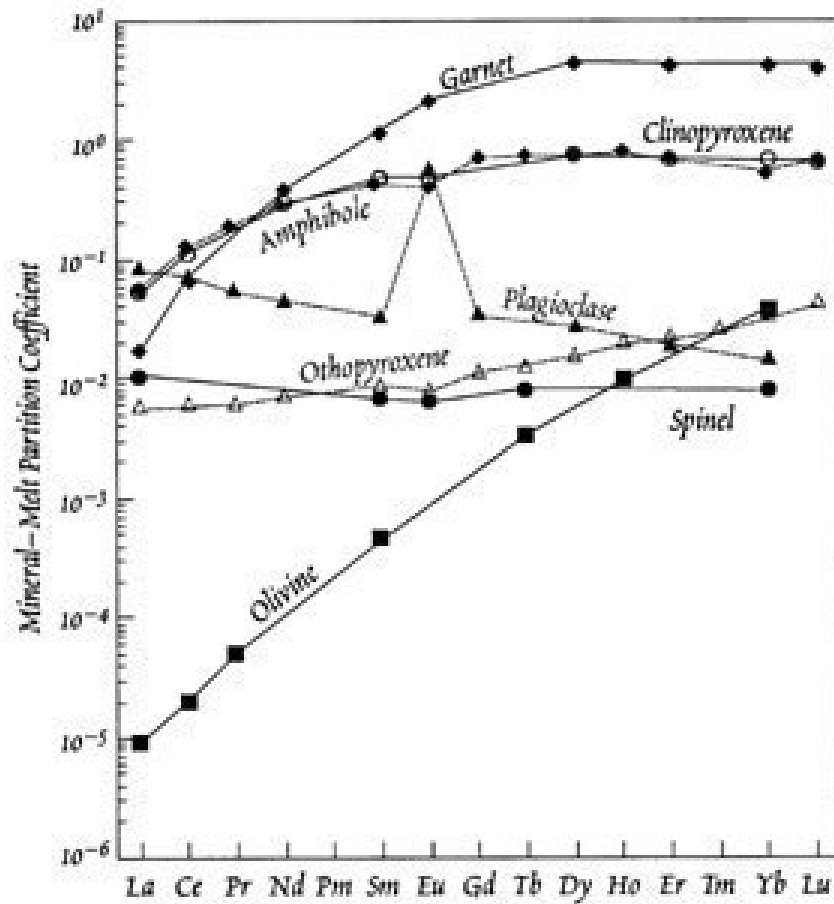


Figure 25 : A) Classification des éléments d'après Goldschmidt.

B) Illustration des coefficients de partage Minéral/liquide dans différentes phases minérales pour les magmas mafiques.

Leur étude est donc importante pour la compréhension de la genèse des enveloppes de la Terre, pour évaluer les modifications apportées par les processus magmatiques (fusion, cristallisation et réactions liquide/roche) qu'elles sont susceptibles de subir, et pour établir l'origine de ces processus.

Les éléments en trace et les métaux de transition sont aussi caractérisés par leur degré de compatibilité. Ce caractère est défini en fonction de l'aptitude des éléments à rentrer dans les phases d'une roche. Il est décrit par le coefficient de partage, D ($D=C_s/C_l$; C_s =concentration de l'élément dans le solide, C_l = concentration de l'élément dans le liquide à l'équilibre), de l'élément considéré. Un élément est dit compatible dans une phase si son coefficient de partage D est supérieur à 1. Dans le cas contraire ($D<1$), l'élément est dit incompatible. Ainsi, Th et Yb, deux éléments lithophiles, ont des degrés d'incompatibilité différents par rapport aux clinopyroxènes : $D_{Th/cpx} = 0,012$, $D_{Yb/cpx} = 0,430$ (Bédini et Bodinier, 1999). Th est plus incompatible que Yb.

Le coefficient de partage d'un élément en trace dans une phase minérale dépend de son rayon ionique et de sa charge. Il satisfait donc une condition d'équilibre entre le liquide et le solide et il est constant dans les phases minérales, différent d'une phase à l'autre (figure 25, B), tout en étant indépendant de la concentration en l'élément considéré dans le fluide et le solide.

Pour une roche, constituée de plusieurs phases minérales, un coefficient de partage global pour un élément donné est défini à partir de la somme des coefficients de partage de cet élément ($D^{\phi/l}$) dans chaque phase (Φ) multipliés par la fraction massique (m) des phases dans la roche.

$$D = \sum_{\phi} m_{\phi} \times D^{\phi/l}$$

Graphiquement, les éléments en trace sont représentés normalisés à leur concentration dans le manteau primitif ou à leur concentration dans les chondrites (par ex. Sun et McDonough, 1989), pour les terres rares (cf. ci-dessous). Cette représentation permet d'éliminer les effets en dents de scie induits par la nucléosynthèse primordiale. En effet, les éléments à numéro atomique pair sont plus abondants que ceux dont le numéro atomique est impair.

Les éléments lithophiles

Les éléments en trace incompatibles dans le manteau supérieur se subdivisent en trois groupes en fonction de leurs propriétés chimiques.

Les terres rares et Y :

Les terres rares sont communément décrites en fonction de leur rayon ionique ($115.10^{-12}m$ pour le La^{3+} à $93.10^{-12}m$ pour le Lu^{3+}) et de leur numéro atomique. Le rayon ionique d'un élément reflète son aptitude à rentrer dans les sites cristallographiques d'un minéral. La gradation du rayon ionique entre ces éléments se traduit par la variation continue des propriétés chimiques, en particulier dans les processus magmatiques : augmentation du degré d'incompatibilité et de la mobilité des terres rares lourdes (petit rayon ionique) aux terres rares légères (grand rayon ionique).

Les terres rares et Y sont des éléments qui se trouvent, pour la plupart, en état de valence +3 dans les minéraux. Seuls le Ce et l'Eu prennent parfois des valences différentes, +4 et +2 respectivement. L'état de valence d'un élément reflète sa capacité à former des liaisons : plus il est faible, et plus l'élément est soluble dans les fluides.

La concentration en terres rares des roches mantelliques reflète les processus magmatiques comme la fusion et la cristallisation.

Les HFSE (ions à champ électrostatique élevé) :

Ce sont des éléments de petit rayon ionique et de forte charge : **Zr et Hf** ont une valence de +4, **Nb et Ta**, +5. **Ils forment des composés insolubles dans les fluides métasomatiques.** Ce sont des marqueurs importants de la participation des liquides silicatés au métasomatisme, notamment dans les zones de subduction. Les fluides issus de la déshydratation de la plaque plongeante se révèlent incapables de transporter ces éléments vers la zone de genèse des magmas.

Les LILE (éléments à grand rayon ionique) :

Ce sont des éléments (**K, Rb, Cs, Ba et Sr**) à grand rayon ionique qui se trouvent généralement en état de valence faible (+1 ou +2 dans les minéraux). Ils sont donc très solubles dans les fluides, ce qui leur confère une **grande mobilité dans les processus métasomatiques**. Par ailleurs, à cause de leur grand rayon ionique, ces éléments sont fortement **incompatibles dans les processus magmatiques**.

U et Th :

Ces deux éléments, U et Th, ont des valences fortes (+4) comme les HFSE. **Par ailleurs, l'U peut prendre un état de valence +6 dans des milieux fortement oxydants. Il est alors soluble dans les fluides hydrothermaux. Cette propriété est importante pour expliquer le découplage parfois observé entre U et Th.**

Les métaux de transition

Le **Ti** et le **Cr** (lithophiles), ainsi que le **Ni** (sidérophile) font partie des métaux de la première série de transition. Ce sont des éléments plus compatibles dans les roches silicatées lors des processus magmatiques. Leurs concentrations sont plus élevées que celles des éléments en trace. La loi de Henry (loi du coefficient de partage linéaire) n'est plus valable pour décrire leur comportement, car leur coefficient de partage varie avec la température et la pression et dépend de la concentration de l'élément dans le solide, ce qui complique la compréhension de leur comportement chimique au cours des processus magmatiques.

III.2 Eléments majeurs

Les péridotites d'Oman, comme la plupart des péridotites océaniques, présentent un caractère très réfractaire (figure 26a et d). Les harzburgites ont des teneurs en CaO et Al₂O₃ qui varient de 0,2 à 1,1% et de 0,2 à 1,2% respectivement (figure 26a), des concentrations en MgO entre 44 et 47% et en FeO comprises entre 7,8 à 9,3% (figure 26b). Les harzburgites à cpx ont un caractère un peu plus fertile : leurs concentrations en CaO (1 à 2,3%) et en Al₂O₃ (0,5 à 1,8%) sont plus élevées (figure 26a) et leurs teneurs en MgO (41 à 46%) sont un peu plus faibles (figure 26b) que celles des harzburgites. Les dunites sont les roches les plus réfractaires de nos échantillons. Leurs concentrations en CaO et Al₂O₃ varient de <0,1 à 0,8% et de 0,1 à 0,9% respectivement (figure 26a). Leurs teneurs en MgO (46 à 50%) sont plus élevées que celles des harzburgites (figure 25b). Par contre leurs teneurs en FeO présentent une grande variabilité (7,4 à 11,5%). Les dunites imprégnées se distinguent des dunites par des compositions soit très alumineuses (Al₂O₃>2%), soit très calciques (CaO>1,9%) (figure 26a), selon la nature de leurs minéraux d'imprégnation (plagioclases Ca[Si₂Al₂O₈] ou/et clinopyroxènes Ca(Mg,Fe)[SiO₃]₂).

Les deux faciès de harzburgites se distinguent par leurs concentrations en CaO et en Al₂O₃. Ces caractéristiques s'interprètent, dans un modèle de fusion partielle, par un degré moindre de fusion à l'origine des harzburgites à cpx par rapport aux harzburgites. Cependant, quelques détails ne concordent pas avec cette idée.

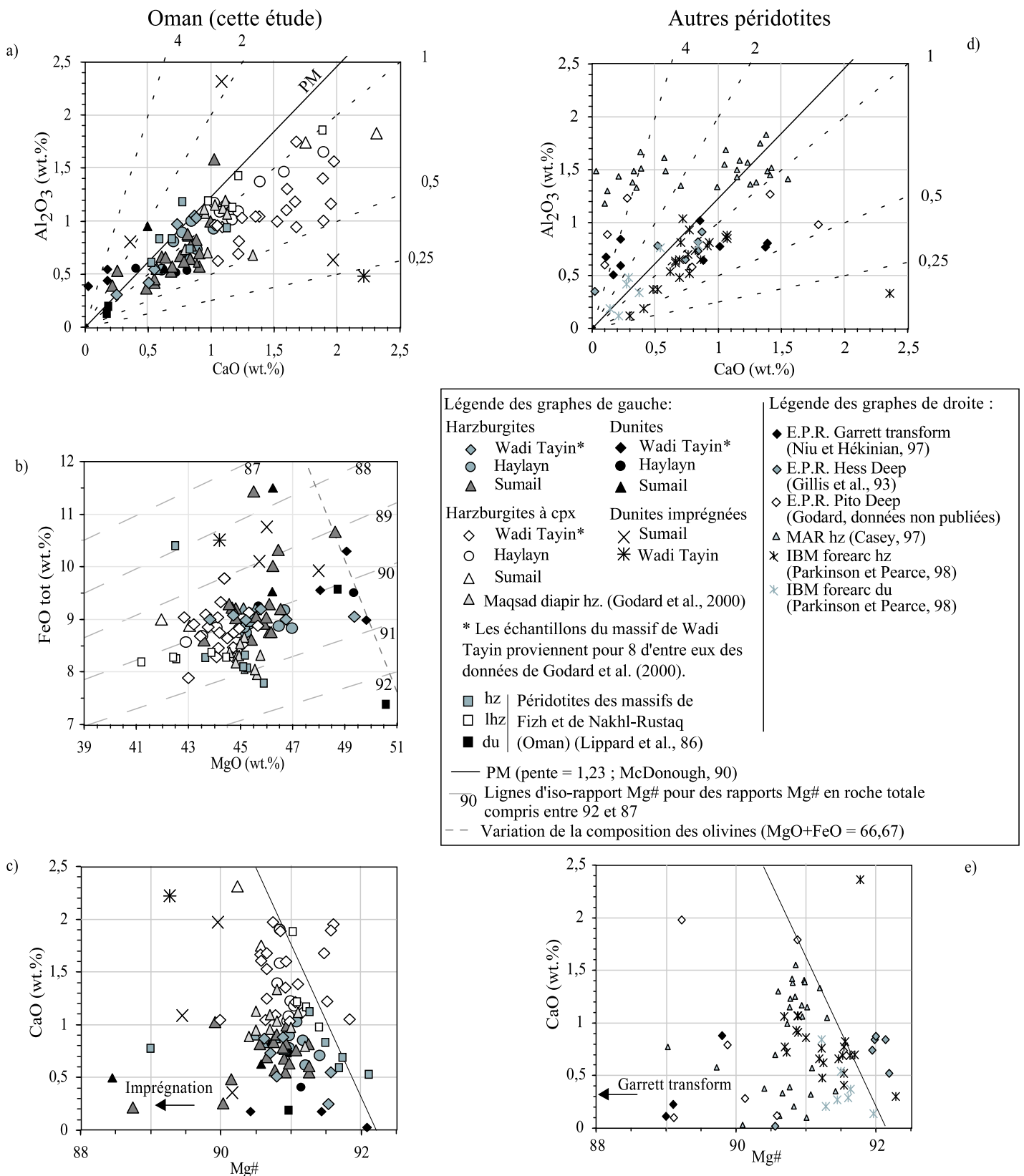


Figure 26 : Composition en éléments majeurs des péridotites d'Oman. Comparaison avec les compositions des péridotites abyssales de la dorsale Est-Pacifique (Niu et Hékinian, 1997; Gillis et al., 1993; Godard, données non publiées), de la dorsale Médio-Atlantique (Casey, 1997) et du bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Marianes (Parkinson et Pearce, 1998).

a) Le 'trend' d'évolution des concentrations en CaO et Al_2O_3 au cours de la fusion partielle (trait noir) (McDonough, 1990) est représenté sur ce graphe, ainsi les lignes d'iso-rapport Al_2O_3/CaO (trait pointillé noir).

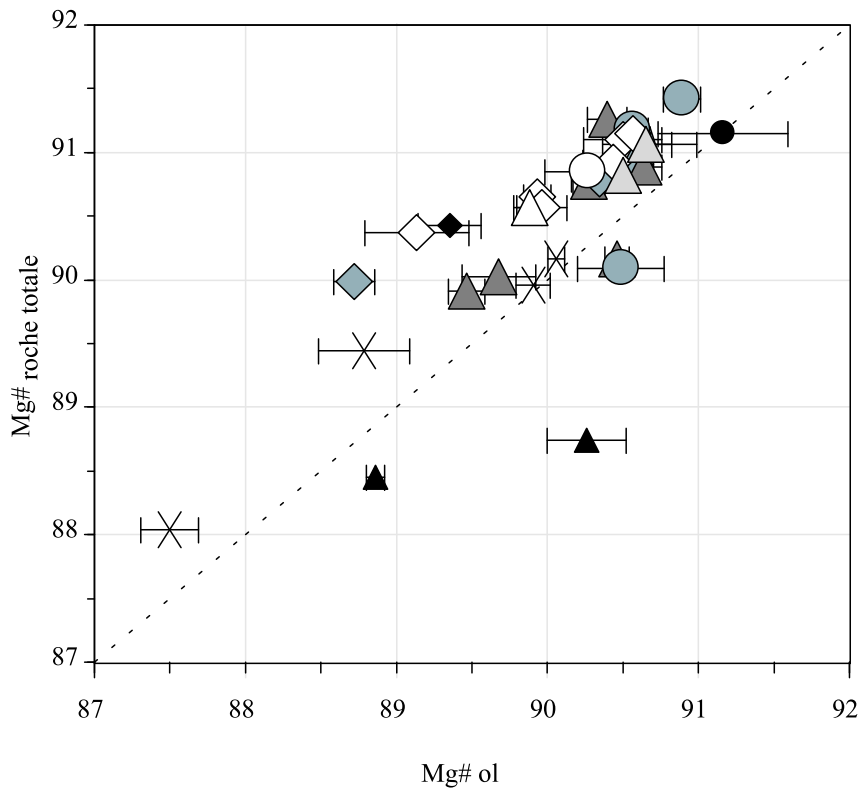
b) Sur le graphe FeO vs MgO sont représentés les lignes d'iso-rapport Mg# en roche totale et la droite de variation de la composition des olivines (trait pointillé gris).

c) La droite d'évolution de la concentration en CaO en fonction du rapport Mg# en roche totale est définie à partir de la composition des péridotites fertiles de Lanzo (Bodinier, 1988), de Ligurie interne (Rampone et al., 1996) et de Ronda (Lenoir et al., 2000).

Les harzburgites à cpx présentent la même variation du rapport Mg# (de 90,5 à 91,5 en majorité) que les harzburgites et les dunites (figure 26c). Il existe donc une absence de variation du rapport Mg# entre ces trois faciès, bien qu'ils soient, par définition, de degrés de fertilité différents. De plus, les harzburgites à cpx se différencient par des rapports $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ plus bas que ceux du 'trend' d'évolution mantellique par fusion partielle (Mc Donough, 1990) défini par l'ensemble des données sur les péridotites orogéniques. Ceci traduit un enrichissement en CaO par rapport à l' Al_2O_3 (figure 26a).

Les harzburgites, les dunites et les dunites imprégnées de la zone de transition du massif de Sumail et de ses abords, montrent une dérive vers des valeurs plus basses du rapport Mg#. Cette dérive s'observe également pour les péridotites de la dorsale Médio-Atlantique (Casey, 1997 ; figure 26e). Cette dérive est encore plus intense pour les péridotites de la dorsale Est-Pacifique (Garrett Transform, Niu et Hékinian, 1997 ; figure 26e). Ces roches sont situées à très faible profondeur sous le moho. Les péridotites situées à proximité et dans la zone de transition du massif de Sumail montrent des variations importantes en FeO (figure 26b) et s'alignent parallèlement à la droite de variation de la composition des olivines. Ces variations chimiques peuvent être interprétées soit comme résultant d'une perte en magnésium, conséquence de l'altération hydrothermale (Snow et al., 1995), soit comme la signature de réactions avec des liquides basaltiques (Niu et Hékinian, 1997 ; Suhr, 1999). Cependant nous observons une bonne corrélation entre le rapport Mg# en roche totale et le rapport Mg# calculé dans les olivines des péridotites de notre étude (figure 27). Le FeO et le MgO sont principalement contenus dans les olivines des péridotites, et le rapport Mg# en roche totale reflète la composition de cette phase minérale. Par conséquent, l'hypothèse d'une importante serpentinisation par altération hydrothermale pour expliquer l'absence de variation du rapport Mg# entre les harzburgites, les harzburgites à cpx et les dunites ainsi que les faibles rapports Mg# calculés dans les péridotites situées sous le moho ne peut être retenue ici, bien que certaines de nos péridotites soient très serpentinisées (table 1 et §II.1.2).

La composition en éléments majeurs des harzburgites à cpx ne diffère de celle des harzburgites que par des teneurs plus importantes en CaO et en Al_2O_3 . La similitude des rapports Mg# de ces deux faciès (de degrés de fertilité différents) avec ceux des dunites situées en profondeur dans le manteau, ainsi que la non-conformité avec le 'trend' CaO- Al_2O_3 d'évolution par fusion partielle (Mc Donough, 1990), laisseraient penser que ces trois faciès ne seraient peut-être pas de simples résidus de fusion partielle. En effet, ces caractéristiques chimiques semblent montrer que ces péridotites étaient originellement les mêmes (même Mg#) et qu'elles se seraient ensuite



Harzburgites	Harzburgites à cpx	Dunites	Dunites imprégnées
◆ Wadi Tayin	◇ Wadi Tayin	◆ Wadi Tayin	× Sumail
● Haylayn	○ Haylayn	● Haylayn	
▲ Sumail	△ Sumail	▲ Sumail	
△ Maqsad diapir			

Figure 27 : Variations des rapports Mg# en roche totale en fonction des rapports Mg# des olivines correspondantes.

Malgré l'abondance de la serpentine qui touche l'olivine dans les péridotites d'Oman (cf. II.1.2), il existe une assez bonne corrélation entre les rapports Mg# des roches totales et ceux des olivines qu'elles contiennent.

La serpentine (lizardite) est donc un phénomène isochimique in situ, de basse température, qui se traduit juste par un apport d'eau dans le système. Seule l'olivine est atteinte par ce phénomène.

Si il n'y avait pas eu cette corrélation, cela aurait voulu dire que la serpentinisation (antigorite) aurait été liée à la circulation hydrothermale, phénomène précoce de haute température. Dans ce cas là, l'olivine et les pyroxènes auraient été serpentinisés.

différenciées en harzburgites, harzburgites à cpx et dunites. Les faibles rapports Mg# en roche totale observés dans les péridotites, dunites imprégnées, dunites et harzburgites, de la zone de transition du massif de Sumail et de ses environs, sont corrélés à d'importantes variations de la composition des olivines. Ces observations suggèrent une forte interaction avec des liquides basaltiques.

III.3 Eléments de transition

Les concentrations en éléments de transition, Cr, Ni et Ti, des péridotites d'Oman sont peu différentes de celles des péridotites océaniques actuelles (figure 28). Les teneurs en Cr et en Ni des harzburgites varient de 1800 à 3500ppm et de 1800 à 2300ppm respectivement (figure 28a et b). Pour le Cr, ces concentrations sont tout à fait semblables à celles des péridotites de la dorsale Est-Pacifique (Niu et Hékinian, 1997 ; figure 28d et e) et du bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Mariannes (Parkinson et Pearce, 1998) et plus élevées que celles mesurées dans les péridotites de la dorsale Médio-Atlantique (Casey, 1997 ; figure 28d). De plus, les concentrations en Ni des péridotites d'Oman sont nettement inférieures aux concentrations des péridotites de la dorsale Médio-Atlantique (2300 à 2800ppm) et de celles du bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Mariannes (Parkinson et Pearce, 1998) (figure 28e). Il semblerait donc que le manteau sous les dorsales rapides se distingue par de plus faibles teneurs en Ni et de plus fortes concentrations en Cr, et que l'ophiolite d'Oman possède ces caractères.

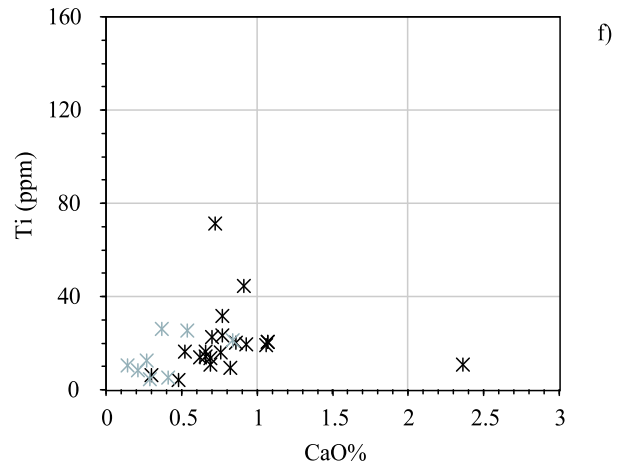
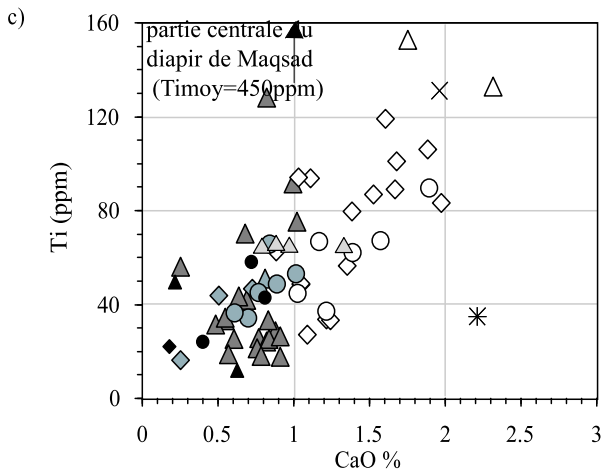
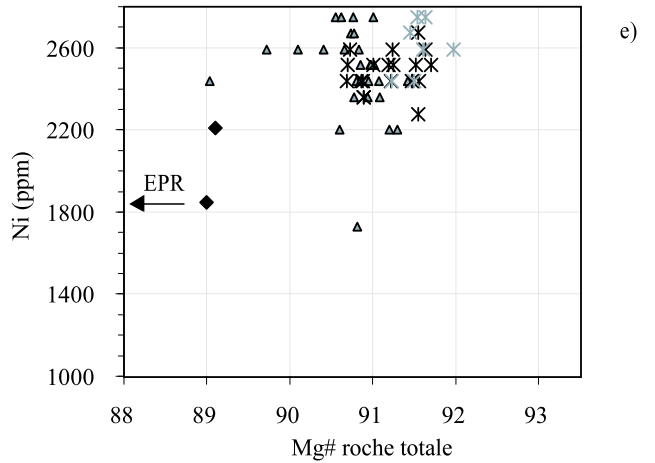
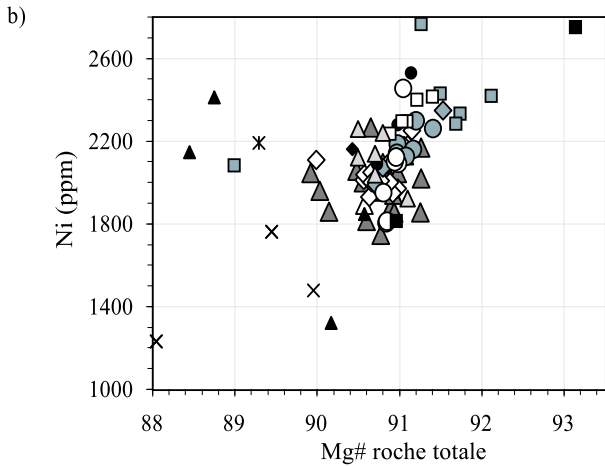
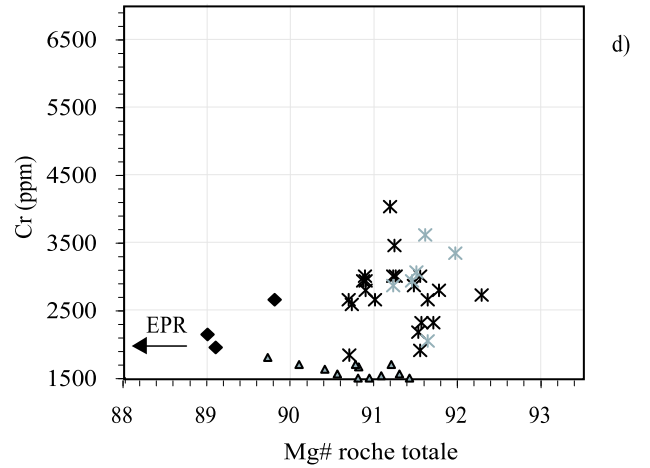
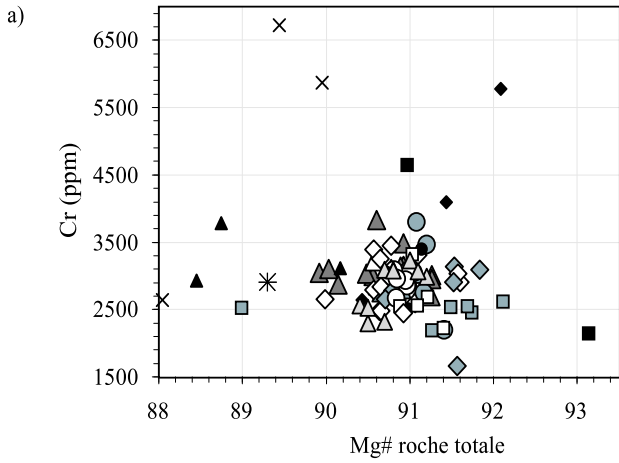
Les concentrations en Ti des harzburgites d'Oman varient entre 10 et 60 ppm (figure 28c). Ces concentrations sont peu différentes de celles des péridotites du bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Mariannes (Parkinson et Pearce, 1998). Par contre, les harzburgites situées dans la partie centrale du diapir de Maqsad se distinguent par des teneurs en Ti très élevées ($Ti_{moy}=450ppm$; Godard et al., 2000).

Les harzburgites à cpx possèdent les mêmes teneurs en Cr et Ni que les harzburgites (figure 28a et b). Cependant, leurs concentrations en Ti sont en moyenne plus élevées (30 à 150 ppm). La variation des teneurs en Ti entre les harzburgites et les harzburgites à cpx est par ailleurs très bien corrélée avec leurs concentrations en CaO.

Les dunites situées en profondeur dans le manteau ont des concentrations en Cr, Ni et Ti tout à fait semblables à celles des harzburgites (figure 28a, b et c). Les dunites imprégnées et les dunites situées à proximité ou dans la zone de transition se distinguent par des concentrations en Cr et en Ti très variables, de 2600ppm jusqu'à 6600ppm pour le Cr (figure 28a) et de 30 à 140ppm pour le Ti (figure 28c). Leurs concentrations en Ni sont en moyenne plus faibles que

Oman

Autres péridotites



Légende des graphes de gauche:

Harzburgites

- ◆ Wadi Tayin*
- Haylayn
- ▲ Sumail

Harzburgites à cpx

- ◇ Wadi Tayin*
- Haylayn
- △ Sumail

△ Maqsad diapir hz. (Godard et al., 2000)

* Les échantillons du massif de Wadi Tayin proviennent pour 8 d'entre eux des données de Godard et al. (2000).

- hz | Péridotites des massifs de Fizh et de Nakhl-Rustaq (Oman) (Lippard et al., 86)

Légende des graphes de droite :

- ◆ E.P.R. Garrett transform (Niu et Hékinian, 97)
- △ MAR hz (Casey, 97)
- × IBM forearc hz (Parkinson et Pearce, 98)
- × IBM forearc du (Parkinson et Pearce, 98)

figure 28 : Caractérisation des péridotites d'Oman par leur concentration en éléments de transition. Comparaison avec les compositions des péridotites abyssales de la dorsale Est-Pacifique (Niu et Hékinian, 1997; Gillis et al., 1993), de la dorsale Médio-Atlantique (Casey, 1997) et du bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Marianes (Parkinson et Pearce, 1998).

celles des harzburgites, de 1250 à 2200ppm (figure 28b). Leurs plus fortes concentrations en Cr, leurs plus faibles teneurs en Ni et la variabilité de leurs teneurs en Ti sont corrélées aux évolutions du rapport Cr# dans les spinelles, du Ni dans les olivines et du Ti dans les spinelles et les pyroxènes de ces roches que nous avons observées (§II.2.4 et II.2.5). Ces corrélations entre les différences de composition des minéraux et les différences de composition en roche totale suggèrent une forte interaction avec des magmas riches en Ti et pauvres en Ni.

Les faibles concentrations en Ni et les fortes teneurs en Cr qui semblent caractériser le manteau sous une dorsale rapide pourraient être la trace de réactions entre les péridotites et des magmas plus importantes que dans un contexte de dorsale lente.

La géochimie des éléments de transition montre que les péridotites d'Oman ont des concentrations en Cr, Ni et Ti tout à fait semblables à celles mesurées dans les péridotites en contexte de dorsale rapide comme la dorsale Est-Pacifique (Niu et Hékinian, 1997).

Seul le Ti permet de distinguer les harzburgites à cpx des harzburgites. Les teneurs en Cr et en Ni de ces deux faciès, ainsi que des dunites, sont similaires. Le Ti est corrélé avec les teneurs en CaO des péridotites étudiées. Cette observation suggère un degré moindre de fusion partielle pour les harzburgites à cpx que pour les harzburgites. Par contre l'absence de variation du Cr et du Ni entre ces deux faciès pourrait remettre en cause leur origine par un simple processus de fusion partielle, car ces deux éléments se concentrent normalement dans les roches au cours d'un tel processus.

L'information la plus importante apportée par la géochimie des éléments de transition est que les concentrations en Cr, Ni et Ti permettent de distinguer nettement les dunites et les dunites imprégnées de la zone de transition. Les caractéristiques que montrent ces roches, fortes concentrations en Cr, faibles concentrations en Ni et grande variabilité des concentrations en Ti, seraient les témoins de réactions liquides/roches, avec des magmas *a priori* riches en TiO₂ et pauvres en NiO.

III.4 Eléments en trace : sur roche totale et sur minéraux séparés

III.4.1 Roche totale

III.4.1.1 Les spectres de terres rares des différents faciès

Sur la figure 29 sont reportés les spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des péridotites que nous avons étudiées. Ils sont groupés selon les différents faciès que nous avons définis lors de l'étude pétrologique, harzburgite, harzburgite à cpx, dunite et dunite imprégnée, car ils présentent chacun des caractéristiques qui leur sont propres :

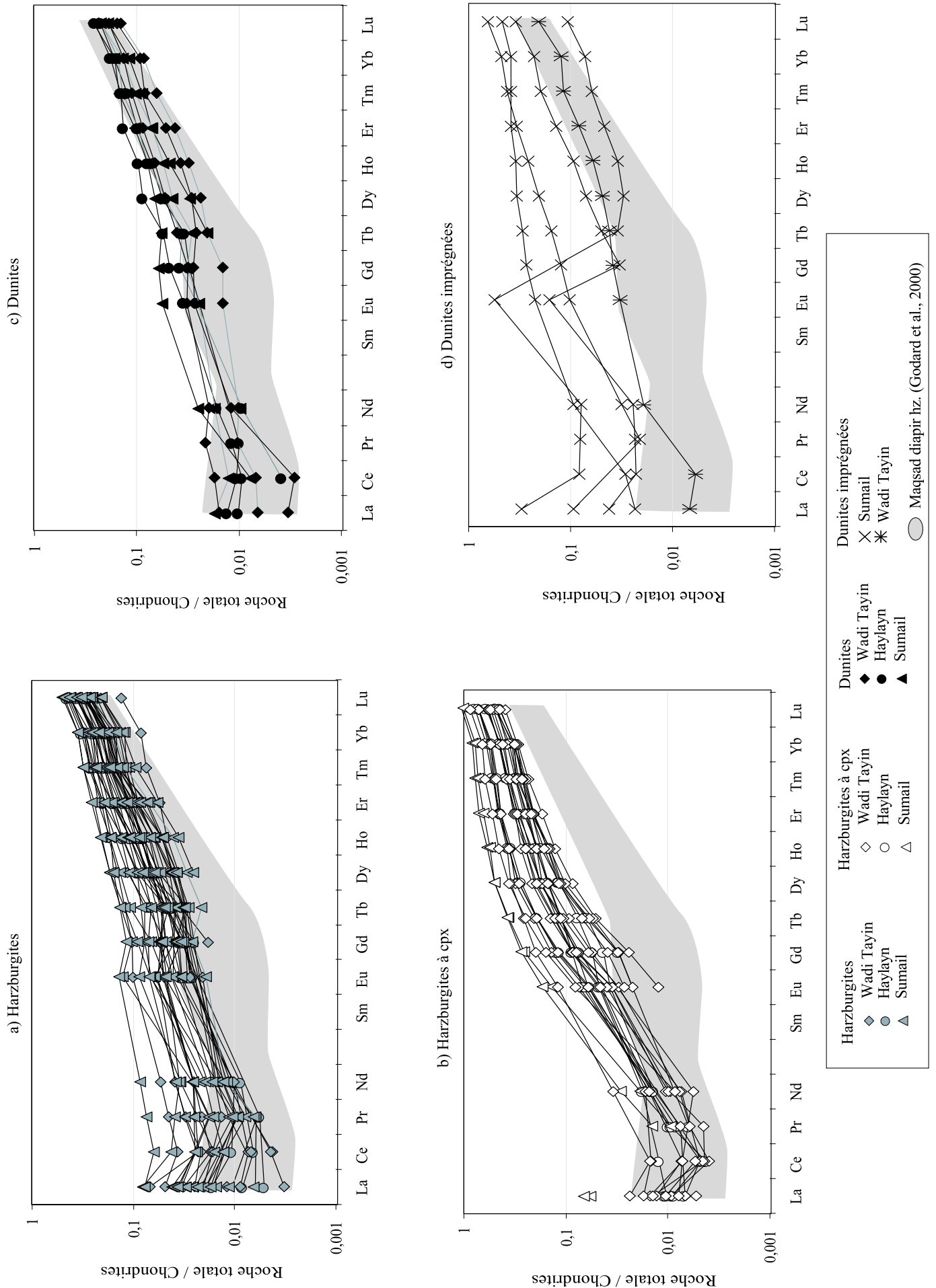
Les spectres de terres rares des harzburgites (figure 29a) : ils présentent des spectres relativement rectilignes, avec une décroissance constante des teneurs normalisées des terres rares lourdes (Er à Lu) aux terres rares légères (La à Nd). Les concentrations en terres rares légères sont très variables (0,003 à 0,07x chondrites) ainsi que, dans une moindre mesure, celles en terres rares moyennes (Eu à Ho ; 0,02 à 0,2x chondrites) en comparaison à celles en terres rares lourdes (0,1 à 0,5x chondrites).

Les spectres de terres rares des harzburgites à cpx (figure 29b) : ils montrent les teneurs en terre rares lourdes et en terres rares moyennes les plus élevées (0,2 à 0,9x chondrites et 0,01 à 0,6x chondrites respectivement). Ils se caractérisent par des spectres convexes dits 'en cuillère' et un fort fractionnement des terres rares légères (0,004 à 0,06x chondrites) par rapport aux terres rares lourdes. On peut noter cependant un léger enrichissement en certaines terres rares légères ($(La/Ce)_{\text{moy}} = 1,5$).

Les spectres de terres rares des dunités (figure 29c) : Les dunités ont des teneurs en moyenne plus faibles que les harzburgites. Cependant, leurs spectres présentent les mêmes caractéristiques que ceux des harzburgites : les terres rares lourdes varient de 0,05 à 0,6x chondrites, les terres rares moyennes de 0,02 à 0,3x chondrites, et les terres rares légères de 0,008 à 0,3x chondrites.

Les spectres de terres rares des dunités imprégnées (figure 29d) : ils se distinguent en deux types. Les dunités imprégnées à clinopyroxènes ont des spectres légèrement convexes. Les dunités imprégnées à plagioclases ont des spectres un peu plus appauvris qui présentent

Figure 29 : Profils de terres rares normalisés aux valeurs chondritiques (Sun et McDonough, 1991) des péridotites d'Oman.



une forte anomalie positive en Eu (0,2 à 0,7x chondrites). Cette anomalie est due à la présence du plagioclase car ce minéral possède un très fort coefficient de partage pour l'euporium (seulement à la valence +2, ce qui indique le caractère réducteur du milieu magmatique ; Arth et Hanson, 1975). Tous présentent un enrichissement en terres rares légères.

Les péridotites d'Oman présentent des teneurs en terres rares normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) très faibles, qui peuvent être associées à un processus de fusion partielle poussé. Au cours de ce processus, les éléments en trace sont mobilisés par les liquides issus de la fusion, par ordre de compatibilité, du plus incompatible au moins incompatible. Pour les terres rares, il en résulte normalement un appauvrissement très fort en terres rares légères, fort en terres rares moyennes et moyen en terres rares lourdes. Seules les harzburgites à cpx présentent des spectres convexes compatibles avec ce modèle. En effet, les harzburgites et les dunités de notre étude ont des spectres relativement rectilignes, qui ne coïncident pas avec les modèles standards de fusion (ex. Johnson et al., 1990).

De même, le léger rebroussement en terres rares légères (La ± Ce) des spectres ‘en cuillère’ des harzburgites à cpx ne peut résulter d’un processus de fusion : ces deux éléments auraient dû avoir des concentrations très inférieures.

Le faible fractionnement des terres rares légères peut simplement résulter de la circulation de liquide à travers les péridotites (Navon et Stolper, 1987 ; Bodinier et al., 1990 ; Vernières et al., 1997). Au cours de ce processus, ces éléments tendent à se ré-équilibrer avec les magmas (Godard et al., 1995 ; Vernières et al., 1997).

Le calcul de la composition des liquides en équilibre avec les péridotites permet alors d’évaluer dans quelle mesure les péridotites se sont équilibrées avec un liquide magmatique et d’estimer la composition de ce liquide.

Les liquides en équilibre avec les péridotites de notre étude (figure 29bis) ont des profils de terres rares différents légèrement de ceux des laves V1 et V2 présentes en Oman (Godard et al., soumis).

Cette différence est une observation classique sur la composition chimique des péridotites abyssales et ophiolitiques (Johnson et al., 1990 ; Johnson et Dick, 1992 ; Kelemen et al., 1995 ; Batanova et al., 1998). Dans certains cas, il est proposé qu’elle résulte de la ségrégation des liquides magmatiques du manteau résiduel peu profond, sans possibilité pour ce dernier de s’équilibrer avec les magmas. Dans d’autres cas, elle peut aussi signifier que les roches du manteau lithosphérique ont réagi avec des magmas de composition différente de celle des laves émises à l’axe.

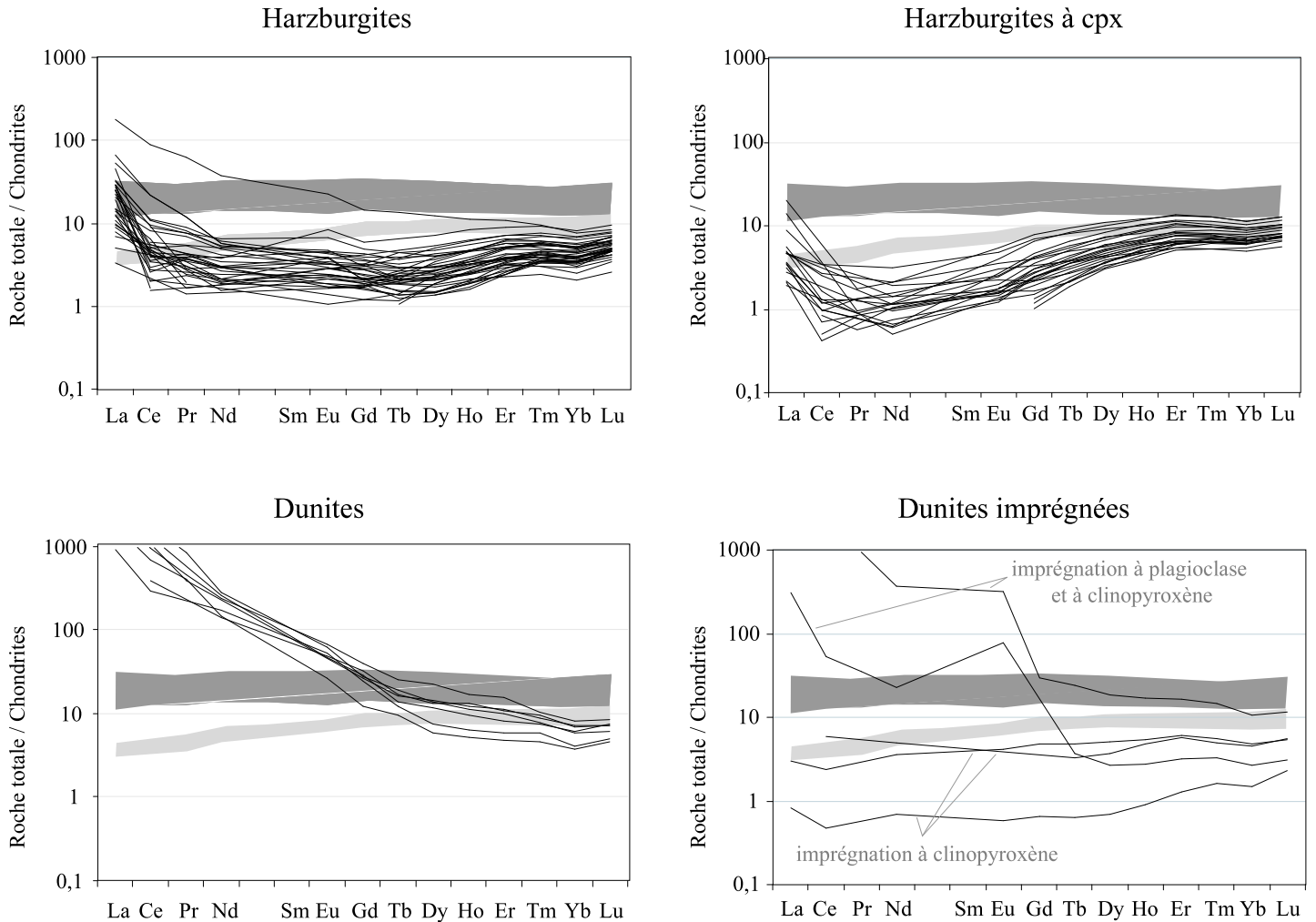


Figure 29 bis : profils de terres rares normalisés aux valeurs chondritiques (Sun et Mc Donough, 1991) des liquides en l'équilibre avec les périodites d'Oman.

La composition en terres rares des liquides a été recalculée en utilisant les coefficients de partage globaux des terres rares. Ces coefficients sont déduits à partir de la composition modale des périodites (table 1) et des coefficients de partage phase minérale/liquide (compilés par Bédini et Bodinier, 1999) de chaque élément.

Le fantôme des spectres de terres rares normalisés aux chondrites des laves V1 et V2 (Godard et al., soumis) est reporté (V1 et gris foncé et V2 en gris clair) dans chacun des graphiques pour comparaison.

Les liquides en équilibre avec les harzburgites et les harzburgites à cpx possèdent une composition relativement proche de celle des laves d'Oman (figure 29bis a et b) au niveau des terres rares légères. Ces dernières étant normalement fortement appauvries dans le manteau résiduel au cours du processus de fusion, l'enrichissement en terres rares légères des profils de terres rares des liquides à l'équilibre suggère que ces roches ont été en contact avec des liquides de type N-MORB de composition similaire à celle des laves V1 et V2 d'Oman. Le transfert du caractère enrichi en terres rares légères peut se faire soit par réaction à l'équilibre avec un faible rapport liquide/roche (Navon et Stolper, 1987 ; Bodinier et al., 1990 ; Kelemen et al., 1995), soit par piégeage de petite quantité de magma dans les péridotites (Elthon, 1992 ; Bédini et al., 1997).

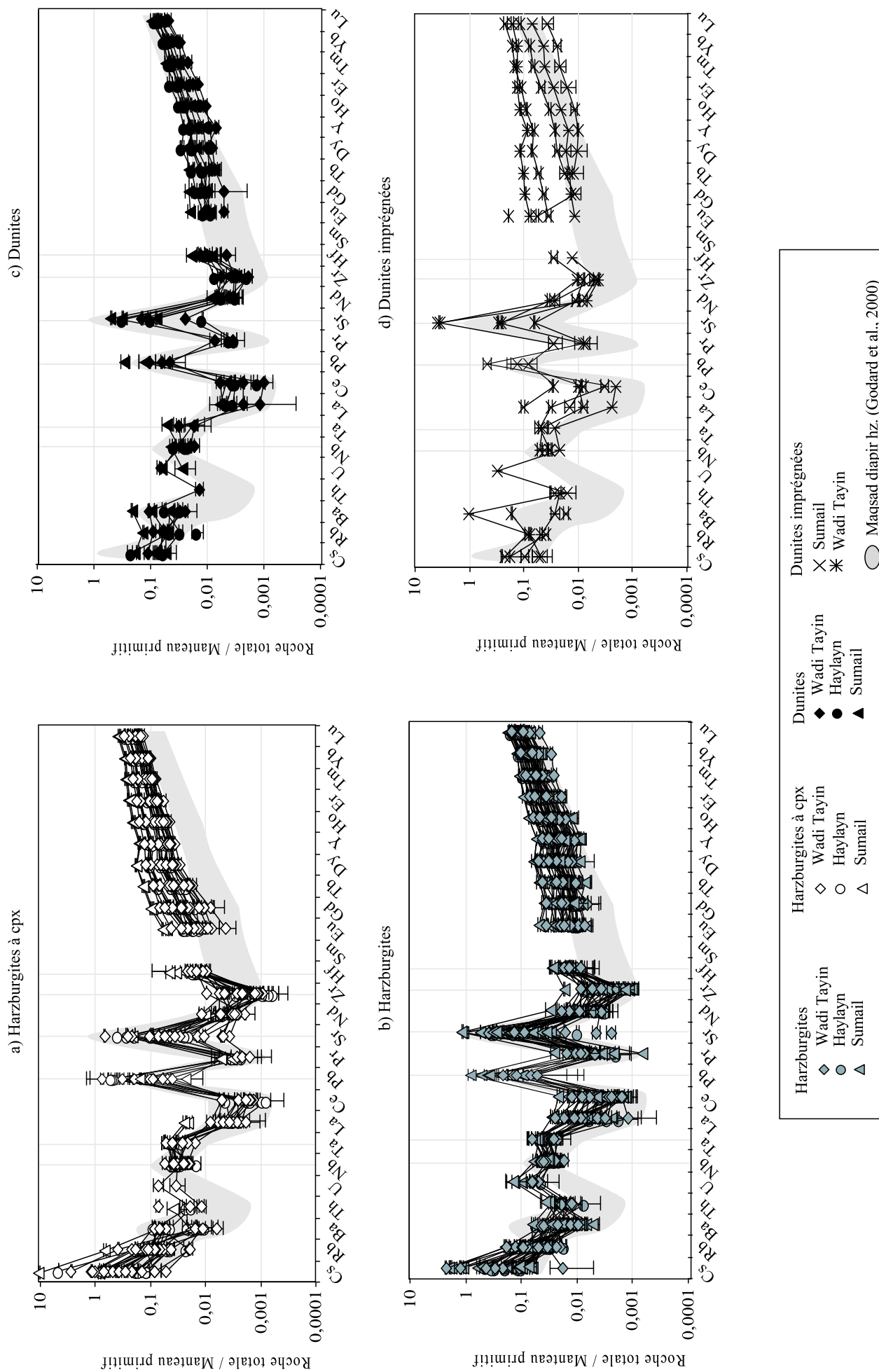
Par contre, les liquides en équilibre avec les dunites et les dunites imprégnées à plagioclases et à clinopyroxènes ont une composition en terres rares très différente, en particulier en terres rares légères (figure 29 bis c et d). Ces éléments ont des concentrations très élevées dans les liquides à l'équilibre, ce qui suggère que les dunites et les dunites imprégnées à plagioclases et à clinopyroxènes se sont ré-équilibrés fortement (fort rapport liquide/roche) avec des magmas riches en terres rares légères.

III.4.1.2 Les autres éléments en trace

Les spectres étendus des péridotites d'Oman (figure 30) ne permettent pas de distinguer les différents faciès comme nous avons pu le faire avec les profils de terres rares. Cependant, ils affichent des singularités qui caractérisent, d'une manière générale, les roches mantelliques de l'ophiolite d'Oman :

Un enrichissement en Nb et Ta par rapport aux terres rares légères voisines (La, Ce) (figure 30). Les péridotites d'Oman possèdent un rapport Nb/Ta ($15,2 \pm 3,1$) proche de celui du rapport estimé du manteau primitif (PM=17,6 ; Sun et McDonough, 1989). Néanmoins, les valeurs en Nb et Ta sont élevées (Nb, Ta > 0,01 x PM) par rapport aux terres rares légères voisines (La, Ce < 0,01 x PM), tout en restant inférieures à celles du manteau primitif (figure 31a). Les concentrations en ces éléments sont très homogènes, contrairement à celles mesurées dans les péridotites de la dorsale Est-Pacifique (Niu et Hékinian, 1997) et de Ronda (Lenoir et al., 2000) (figure 31c), et n'affichent pas de variations entre les différents faciès. Une exception concerne les harzburgites de la partie interne du diapir de Maqсад (Godard et al., 2000) qui sont fortement appauvries en Ta par rapport au Nb (figure 31a).

Figure 30 : Spectres étendus des éléments en traces dans les péridotites d'oman normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun et McDonough, 1991).



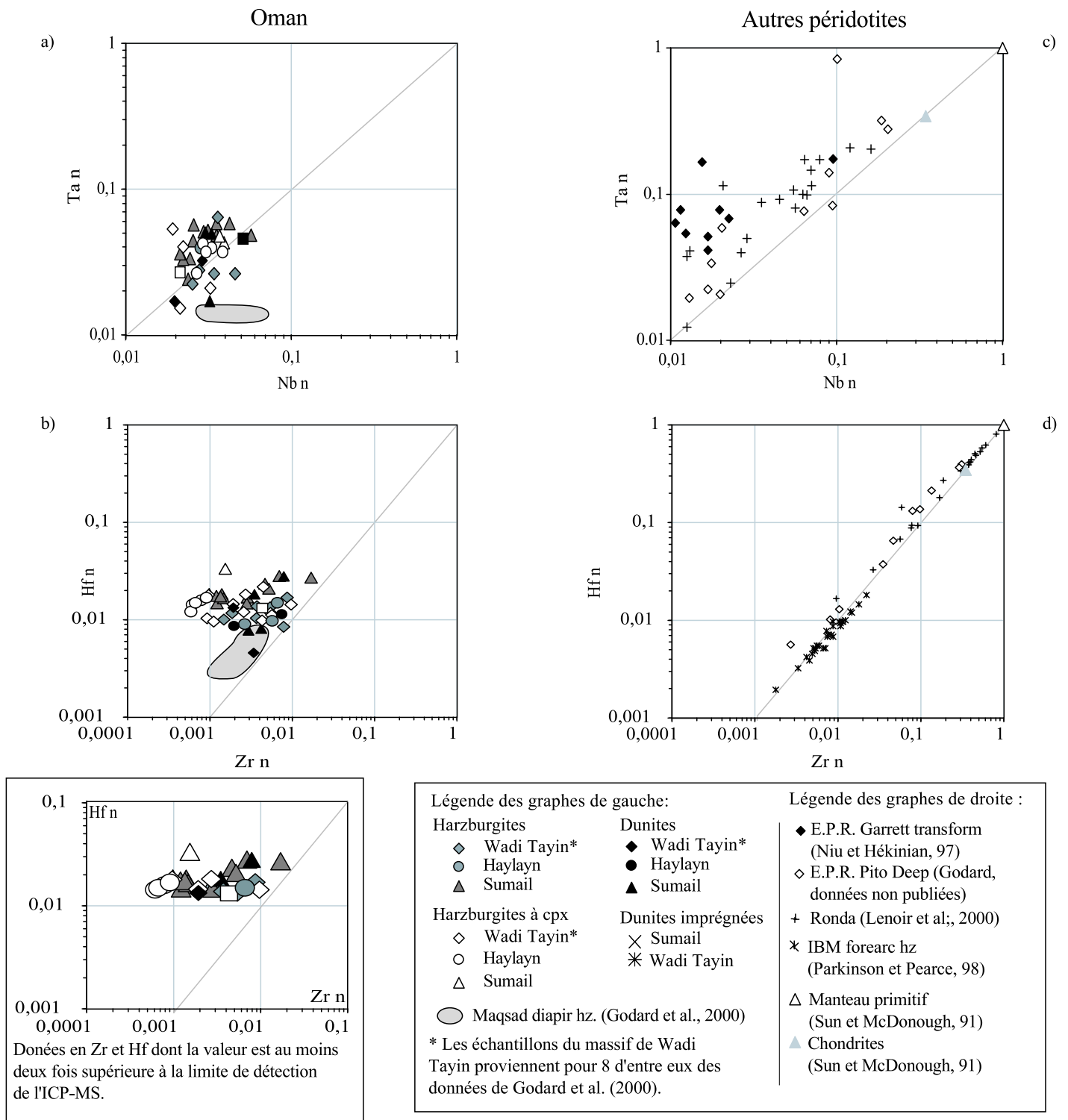


Figure 31 :

Compositions en HFSE des péridotites d'Oman. Comparaison avec les teneurs en ces éléments dans les péridotites abyssales de la dorsale Est-Pacifique, dans la zone de failles transformantes de Garrett (Niu et Hékinian, 1997) et dans la région de Pito Deep (Godard, données non publiées), et du bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Marianes (Parkinson et Pearce, 1998). Les données en ces éléments sur les péridotites orogéniques de Ronda (Lenoir et al., 2000) et les valeurs de référence du Manteau primitif et des chondrites (Sun et McDonough, 1991) sont également reportées.

n = valeurs normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1991)

Un appauvrissement en Zr par rapport à Hf et par rapport aux terres rares moyennes voisines (figure 30). Les concentrations en Zr et Hf sont très faibles pour toutes les péridotites d'Oman : $0,001 < Zr_n < 0,017 \times PM$; $0,0058 < Hf_n < 0,033 \times PM$ (figure 31b). Il existe un net fractionnement de Zr par rapport à Hf dans la grande majorité des péridotites d'Oman. Ce fractionnement ne semble pas lié à un problème de limite de détection de l'ICP-MS (encart de la figure 31), car les données qui sont supérieures à deux fois cette limite montrent également ce fractionnement. Suite au fractionnement de Zr par rapport à Hf, le rapport Zr/Hf (3,2-25,3) des péridotites d'Oman est plus bas que celui estimé dans le manteau primitif ($Zr/Hf_{PM}=36,25$; Sun et McDonough, 1989).

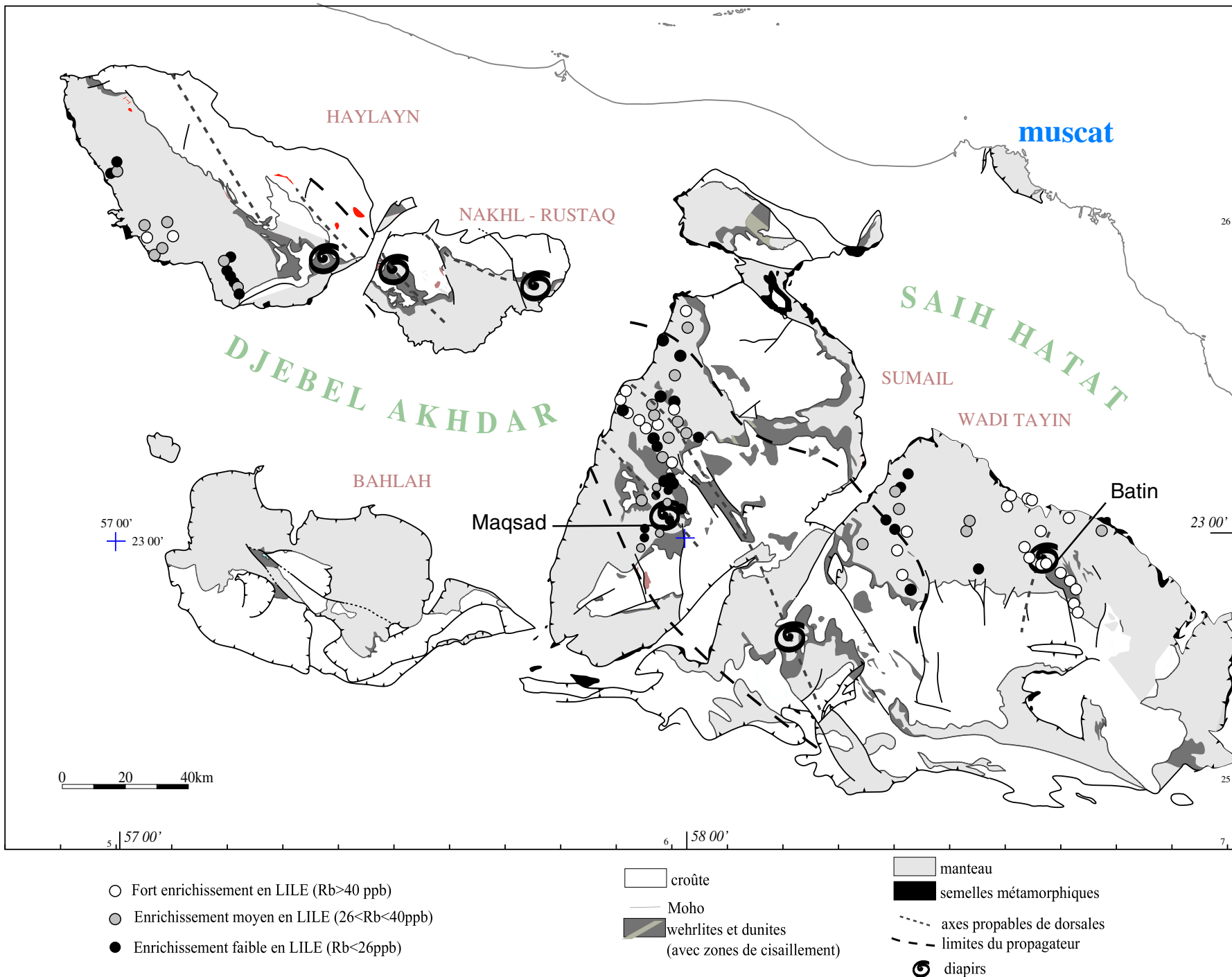
Les HFSE, Nb, Ta, Zr et Hf, sont des éléments qui, normalement, fractionnent peu par rapport aux éléments de compatibilité voisine au cours du processus de fusion partielle. Par conséquent, l'enrichissement en Nb et Ta par rapport aux terres rares légères voisines et l'appauvrissement en Zr par rapport à Hf qui caractérisent les péridotites d'Oman ne sont pas compatibles avec un simple processus de fusion.

Par conséquent, nous pouvons penser que ces anomalies représentent des caractéristiques intrinsèques au manteau source à l'origine des péridotites d'Oman, ou aux processus de la formation de la lithosphère elle-même.

Alternativement, elles pourraient résulter d'un processus global comme l'altération hydrothermale (les HFSE pouvant être mobilisés au cours de ce processus si son intensité est suffisamment importante pour lessiver les terres rares) ou la percolation de liquides magmatiques à travers le manteau lithosphérique.

Un enrichissement en éléments très incompatibles (Cs, Rb, Ba) par rapport aux terres rares légères voisines confère une forme en "U" (figure 30) à tous les spectres des péridotites d'Oman. Cet enrichissement est plus important dans les péridotites qui se situent le long des axes de dorsale dans le massif de Sumail et de Wadi Tayin, dans la zone de cisaillement majeur, et à la base de l'ophiolite dans la coupe centrale du massif d'Haylayn et dans le massif de Wadi Tayin (figure 32 et 33a et b). Pour ces péridotites, les teneurs en ces éléments sont comparables à celles des péridotites du bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Mariannes (Parkinson et Pearce, 1998 ; figure 33d et e). Pour les autres péridotites, les concentrations en Cs et Rb sont plus proches de celles mesurées dans les péridotites de Ronda (Lenoir et al., 2000) et de la dorsale Est-Pacifique (Godard, données non publiées ; figure 33d et e). Dans le cas de Ronda, il a été démontré que l'enrichissement en éléments très incompatibles est le résultat du piégeage de faibles fractions de liquides enrichies en ces éléments, issues de la solidification

Figure 32 : Répartition des enrichissements en LILE dans les péridotites des massifs du sud de l'ophiolite d'Oman visualisée par leur concentration en Rb (ppb).
 Carte support d'après Nicolas et Boudier (2000).



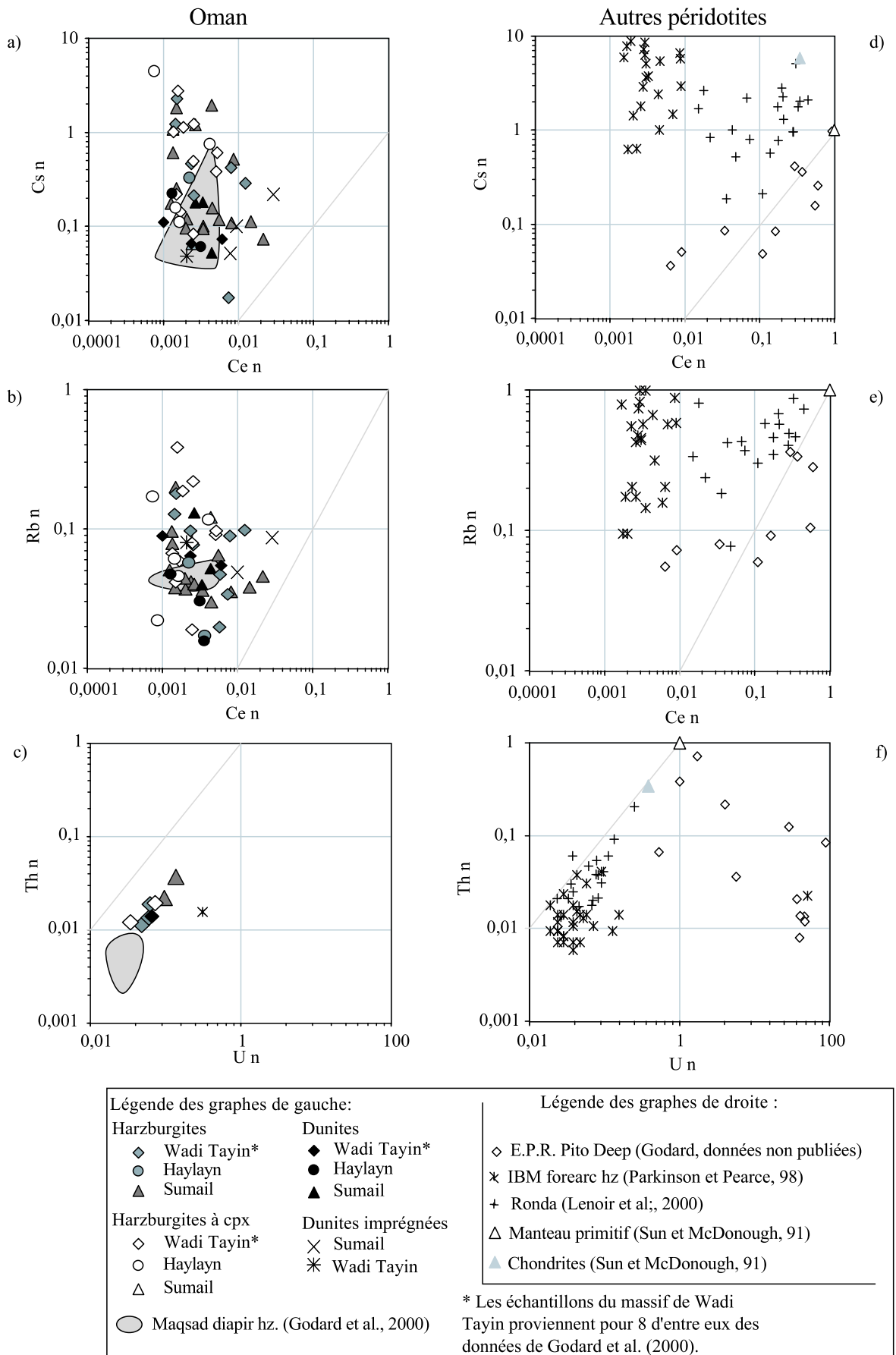


Figure 33 : Compositions en éléments très incompatibles des péridotites d'Oman. Comparaison avec les teneurs en ces éléments dans les péridotites abyssales de la dorsale Est-Pacifique, dans la région de Pito Deep (Godard, données non publiées), et du bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Mariannes (Parkinson et Pearce, 1998). Les données en ces éléments sur les péridotites orogéniques de Ronda (Lenoir et al., 2000) et les valeurs de référence du Manteau primitif et des chondrites (Sun et McDonough, 1991) sont également reportées.

n = valeurs normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1991)

incomplète de magmas basaltiques dans le manteau lithosphérique (Van der Wal et Bodinier, 1996 ; Bédini et al., 1997 ; Lenoir et al., 2000). De même, l'enrichissement en éléments incompatibles dans les péridotites du bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Mariannes serait issu de l'interaction avec des fluides riches en ces éléments (Parkinson et Pearce, 1998).

L'enrichissement en LILE (Cs, Rb, Ba), éléments très incompatibles dans les processus magmatiques, que montrent toutes les péridotites d'Oman semble être le résultat de l'interaction de l'ensemble de la lithosphère avec des fluides riches en ces éléments et associés aux magmas asthénosphériques.

Toutefois, les LILE sont également des éléments très mobiles dans les processus hydrothermaux. Cet enrichissement pourrait tout aussi bien résulter de la circulation hydrothermale qui, dans les zones particulières que sont l'axe de la dorsale et les zones de cisaillement, est favorisée.

Un enrichissement en U et en Th par rapport aux terres rares légères voisines (La, Ce) (figure 30). Les données obtenues en ces deux éléments pour les péridotites d'Oman sont rares, car ils sont difficiles à analyser. Les quelques données que nous avons obtenues (figure 33c) montrent que ces deux éléments sont enrichis de la même façon par rapport aux terres rares légères voisines. L'enrichissement en U est très classiquement attribué à la circulation hydrothermale (§III.1.2.2). Cependant, le Th est un élément immobile dans les processus d'altération océanique. Le fait qu'il n'existe pas de découplage entre l'U et le Th dans les péridotites d'Oman, contrairement aux péridotites de la dorsale Est-Pacifique (Godard, données non publiées ; figure 33f), permet de rejeter l'hypothèse de l'hydrothermalisme pour expliquer l'enrichissement en U dans notre cas.

Une anomalie positive prononcée en Sr et en Pb (figure 30). Les concentrations en Sr normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des péridotites d'Oman présentent de fortes variations (figure 34a) comme celles des péridotites du bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Mariannes (Parkinson et Pearce, 1998), de la dorsale Est-Pacifique (Godard, données non publiées) et de Ronda (Lenoir et al., 2000 ; figure 34c). Pourtant, elles n'admettent pas de distinction entre les différents faciès étudiés. Cependant, les péridotites situées dans les zones de diapir et dans la région de la zone de transition du massif de Sumail présentent les plus fortes concentrations en cet élément (0,6 à 3,82 x PM). L'anomalie en Pb est comparable à celle en Sr. Comme pour cet élément, il n'existe pas de variation entre les différents faciès de péridotites (figure 34b). Les concentrations en Pb des péridotites d'Oman, normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989), sont néanmoins inférieures à

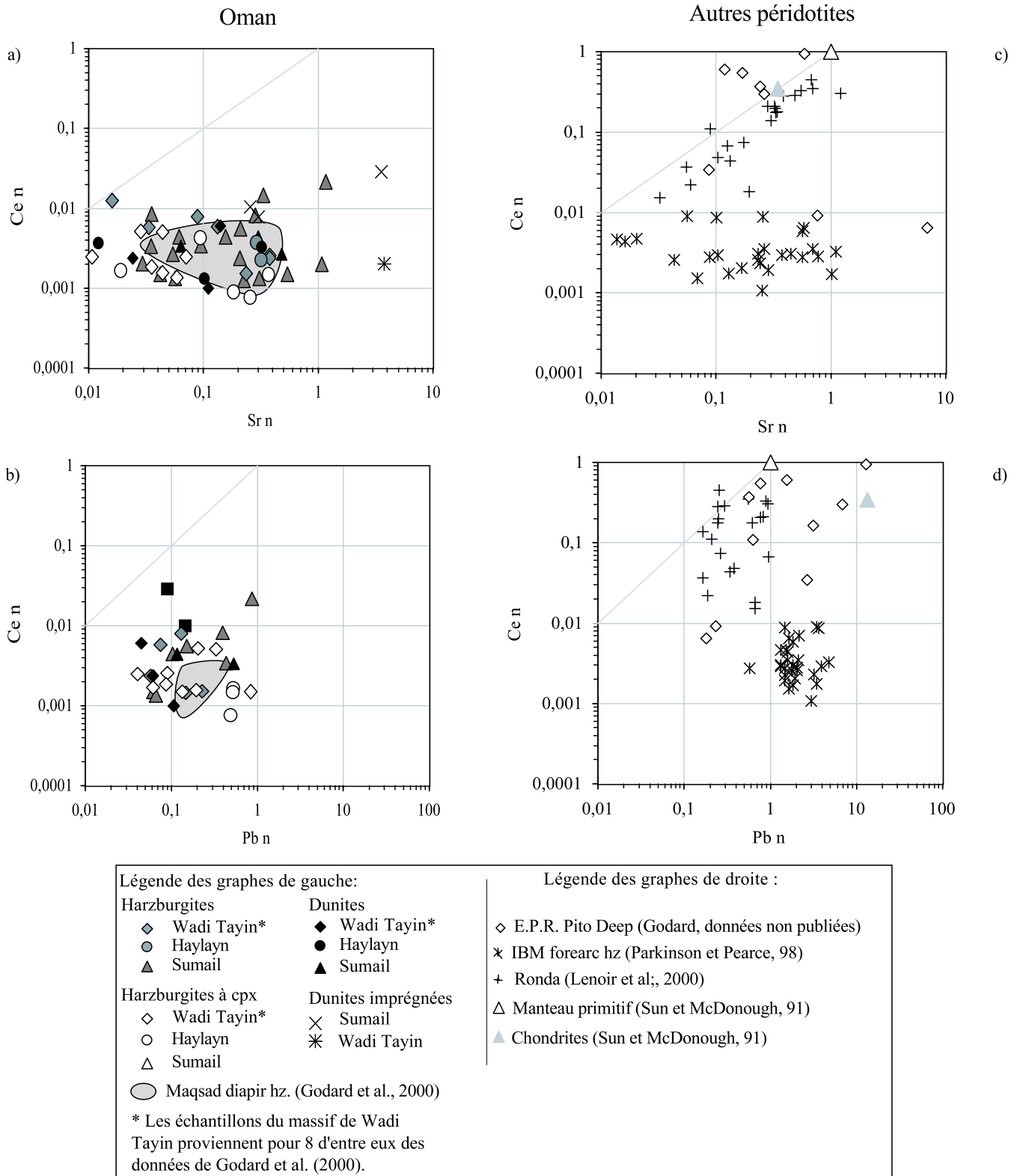


Figure 34 :

Compositions en Sr et Pb des péridotites d'Oman. Comparaison avec les teneurs en ces éléments dans les péridotites abyssales de la dorsale Est-Pacifique, dans la région de Pito Deep (Godard, données non publiées), et du bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Marianes (Parkinson et Pearce, 1998). Les données en ces éléments sur les péridotites orogéniques de Ronda (Lenoir et al., 2000) et les valeurs de référence du Manteau primitif et des chondrites (Sun et McDonough, 1991) sont également reportées.

n = valeurs normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1991)

celles des péridotites du bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Mariannes (Parkinson et Pearce, 1998) et de la dorsale Est-Pacifique (Godard, données non publiées ; figure 34d).

Toutefois, l'interprétation des données que nous avons obtenues en Pb ne peut être faite avec simplicité, car nous avons rencontré des problèmes de pollution lors de la préparation d'une partie des échantillons (annexe 2).

Sr et Pb sont deux éléments incompatibles dans les processus magmatiques. Les anomalies positives en ces éléments peuvent être associées à l'enrichissement en éléments très incompatibles et avoir la même origine magmatique. Cependant, ces deux éléments sont également solubles dans les fluides hydrothermaux. Par conséquent, l'influence de l'altération hydrothermale sur la concentration en ces deux éléments ne peut pas être exclue.

III.4.2 Minéraux séparés

Nous avons séparé les phases minérales, olivines, orthopyroxènes et clinopyroxènes de 9 péridotites, 5 harzburgites à cpx et 4 harzburgites, provenant des zones de déformation de basse température et de haute température des trois massifs étudiés. Les clinopyroxènes et les olivines proviennent uniquement des harzburgites à cpx sélectionnées. Nous n'avons pas pu séparer ces phases minérales dans les harzburgites car, sont beaucoup moins riches en clinopyroxènes que les harzburgites, et leurs olivines étaient fortement serpentinisées.

Une remarque importante doit être faite concernant les pyroxènes : les pyroxènes des péridotites que nous avons étudiées contiennent des exsolutions et de minuscules inclusions de spinelle (§II.1.2.1). Lors du tri manuel des minéraux, nous avons sélectionné les grains de pyroxènes les plus purs et les plus limpides. Mais la taille de ces grains étant supérieure à la distance inter-exsolution (observée au microscope et en balayage électronique rétrodiffusé à la microsonde), et à la grosseur de certaines inclusions, nous considérerons dans cette étude que la composition des pyroxènes correspond à une composition globale, c'est-à-dire : la composition du minéral hôte associée à celle des exsolutions et des inclusions.

III.4.2.1 Les spectres des éléments en trace des phases minérales

Les spectres des éléments en trace des phases minérales des péridotites d'Oman sont représentés dans la figure 35 (b, c et d).

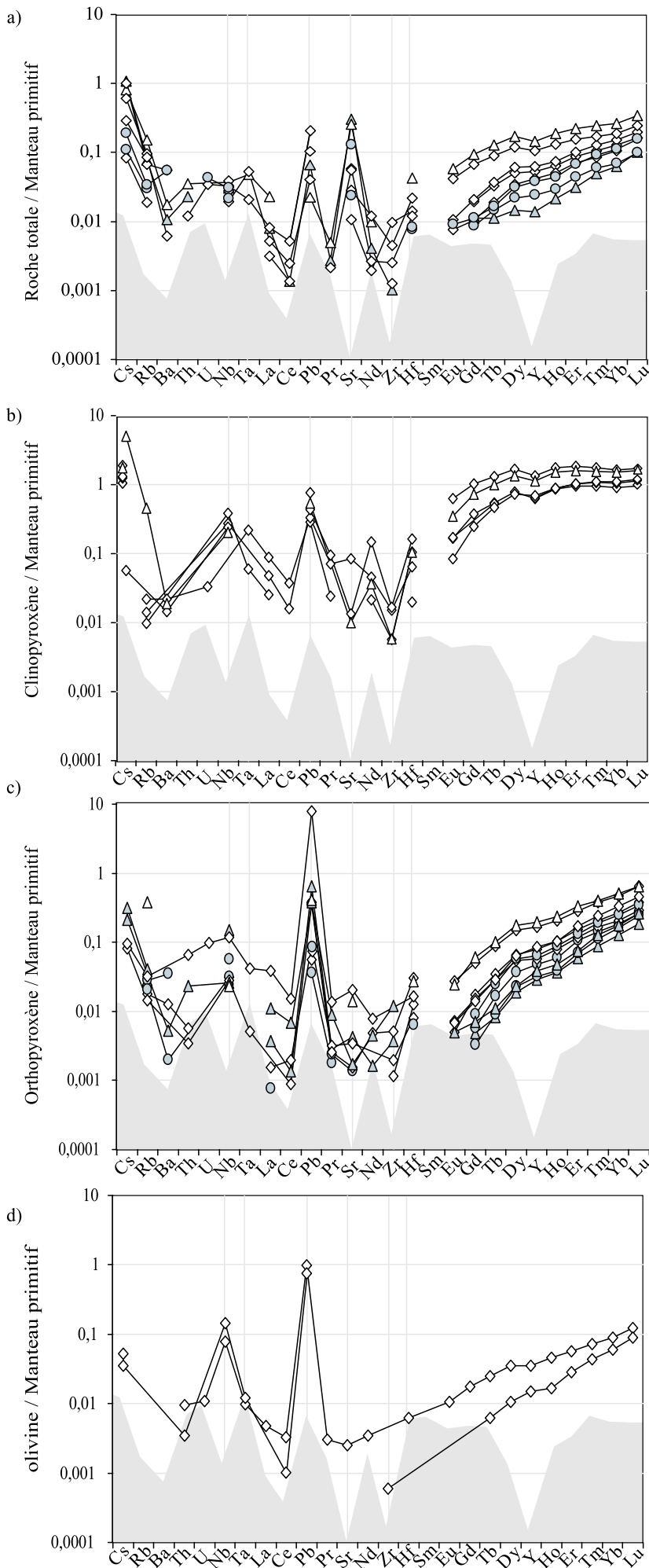
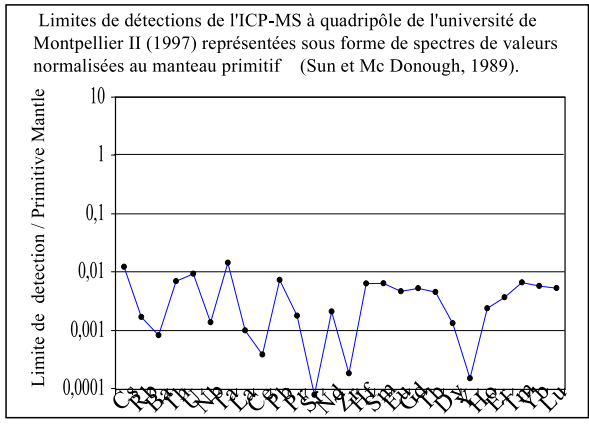


Figure 35 : Contribution des phases minérales, clinopyroxènes (b), orthopyroxènes (c) et olivines (d) à la composition en éléments en traces des péridotites d'Oman (a).

Compte tenu de la difficulté d'analyse des phases minérales séparées dans les péridotites abyssales (cf. annexe 2) et de la faible abondance des clinopyroxènes dans ces roches, aucune donnée sur les clinopyroxènes et les olivines des harzburgites n'a pu être obtenue.

En fantôme gris est représentée sur chacun des graphiques la limite de détection obtenue en 1997 à l'ICP-MS de l'université de Montpellier II (cf. annexe 3).

- Harzburgites
 - ◆ Wadi Tayin
 - Haylayn
 - ▲ Sumail
- Harzburgites à cpx
 - ◇ Wadi Tayin
 - △ Sumail



Les clinopyroxènes des harzburgites à cpx montrent les plus fortes abondances en terres rares lourdes et en terres rares moyennes (figure 35b), respectivement 1 à 3x PM et 0,1 à 2x PM. Les terres rares légères sont fractionnées (0,01 à 0,1 x PM) par rapport aux terres rares moyennes et présentent des concentrations semblables entre elles. Dans tous les échantillons, Zr est appauvri par rapport à Hf ($0,006 < Zr_n < 0,016$; $0,064 < Hf_n < 0,165$) et par rapport à Nd (terre rare légère). Nb et Ta sont enrichis par rapport aux terres rares légères et par rapport aux LILE (Rb et Ba). Pour ces derniers, seul le Cs présente une anomalie positive. Enfin les clinopyroxènes présentent tous une anomalie positive en Pb. Les teneurs en Pb ($50 < Pb < 133$ ppb ; valeurs corrigées du blanc de chimie) sont supérieures à celles mesurées dans les blancs de chimie ($Pb_{moy} = 40$ ppb), par conséquent, cette anomalie est réelle.

Les orthopyroxènes ont des spectres plus pauvres en terres rares lourdes (0,05 à 0,6x PM) et terres rares moyennes (0,003 à 0,2x PM) que les clinopyroxènes (figure 35c). De plus l'abondance de ces éléments décroît avec le degré de fertilité des péridotites. Les concentrations en terres rares légères sont très variables (0,001 à 0,03x PM) et sont semblables à celle de l'Eu (terre rare moyenne). Comme pour les clinopyroxènes, Zr est appauvri par rapport à Hf ($0,001 < Zr_n < 0,005$; $0,008 < Hf_n < 0,03$). Le Nb et, dans une moindre mesure, le Ta sont enrichis par rapport aux terres rares légères, de même que les éléments très incompatibles (Cs, Rb, Ba, Th et U). Les orthopyroxènes présentent aussi une anomalie positive en Pb ($61 < Pb < 1372$ ppb).

Les olivines sont les plus pauvres en terres rares lourdes et moyennes (0,02 à 0,1x PM et 0,003 à 0,04x PM respectivement ; figure 35d). Les terres rares légères (0,001 à 0,004x PM) sont faiblement fractionnées par rapport aux terres rares moyennes. Nb et Ta sont enrichis par rapport aux terres rares légères et Nb présente une anomalie positive par rapport à Ta. L'anomalie en Pb ($132 < Pb < 171$ ppb) est également présente dans les olivines.

Les spectres des éléments en trace dans les phases minérales montrent les caractéristiques suivantes :

***Un enrichissement en éléments très incompatibles par rapport aux terres rares légères, à l'exception des clinopyroxènes.**

***Une anomalie positive en Pb.**

***Des concentrations en terres rares légères semblables et peu fractionnées par rapport aux terres rares moyennes.**

***Un enrichissement en Nb et Ta par rapport aux terres rares légères.**

***Un appauvrissement en Zr par rapport à Hf.**

***Des teneurs variables en terres rares lourdes et moyennes, propres à chaque phase.**

III.4.2.2 Leur rôle dans la composition en éléments en trace des péridotites.

La composition en éléments en trace et la proportion des phases minérales (clinopyroxènes orthopyroxènes, olivines et spinelles) contrôle la composition des péridotites. En effet, bien que le coefficient de partage d'un élément en trace soit constant dans une phase minérale donnée, toutes les phases minérales n'ont pas le même coefficient de partage. Les pyroxènes, et en particulier les clinopyroxènes, ont des coefficients de partage plus élevés pour les terres rares que les olivines (McDonough et Frey, 1989 ; Kelemen et al., 1995 ; Rampone et al., 1996 ; Bédini et Bodinier, 1999 ; Garrido et Bodinier, 2000). Leur présence et leur abondance seront donc déterminantes dans la composition en éléments en trace de la roche.

Dans notre étude, la comparaison entre l'analyse en éléments en trace des phases minérales et la composition des péridotites en roche totale montre que :

Les terres rares lourdes (Er à Lu) et moyennes (Eu à Ho) sont principalement **contrôlées par la composition des pyroxènes et leur proportion modale dans les péridotites** (figure 36a, b et c). La composition en terres rares lourdes et terres rares moyennes des clinopyroxènes, compte tenu des coefficients de partage de ces éléments dans cette phase, est classiquement reconnue comme le reflet de celle des péridotites qui les contiennent (Stosch, 1982 ; McDonough et Frey, 1989 ; McDonough et al., 1992). A eux deux, les pyroxènes représentent la quasi-totalité de la composition en terres rares lourdes et terres rares moyennes de la roche totale.

Les terres rares légères (La à Nd) sont **peu fractionnées par rapport aux terres rares moyennes** dans les olivines et les orthopyroxènes (figure 36c et d). Dans les spectres de ces derniers, les terres rares légères sont même parfois enrichies par rapport à l'Eu. Par contre, les spectres des clinopyroxènes affichent seulement un léger enrichissement en La par rapport au Ce (figure 36b).

Normalement, ces éléments ont un faible coefficient de partage dans les phases minérales que nous considérons (table 6). Ils sont donc incompatibles dans les processus magmatiques, et leur concentration devrait normalement diminuer au cours de la fusion partielle dans les phases minérales comme en roche totale.

Nos observations indiquent donc qu'un autre processus magmatique est intervenu et a enrichi en terres rares légères les phases minérales et conséquemment, les péridotites étudiées.

Par ailleurs, Schiano et al. (1995) et Garrido et Bodinier (2000) ont montré que la composition en terres rares légères des olivines et des orthopyroxènes est principalement contrôlée par la présence d'inclusions vitreuses riches en ces éléments. Ces inclusions auraient été piégées

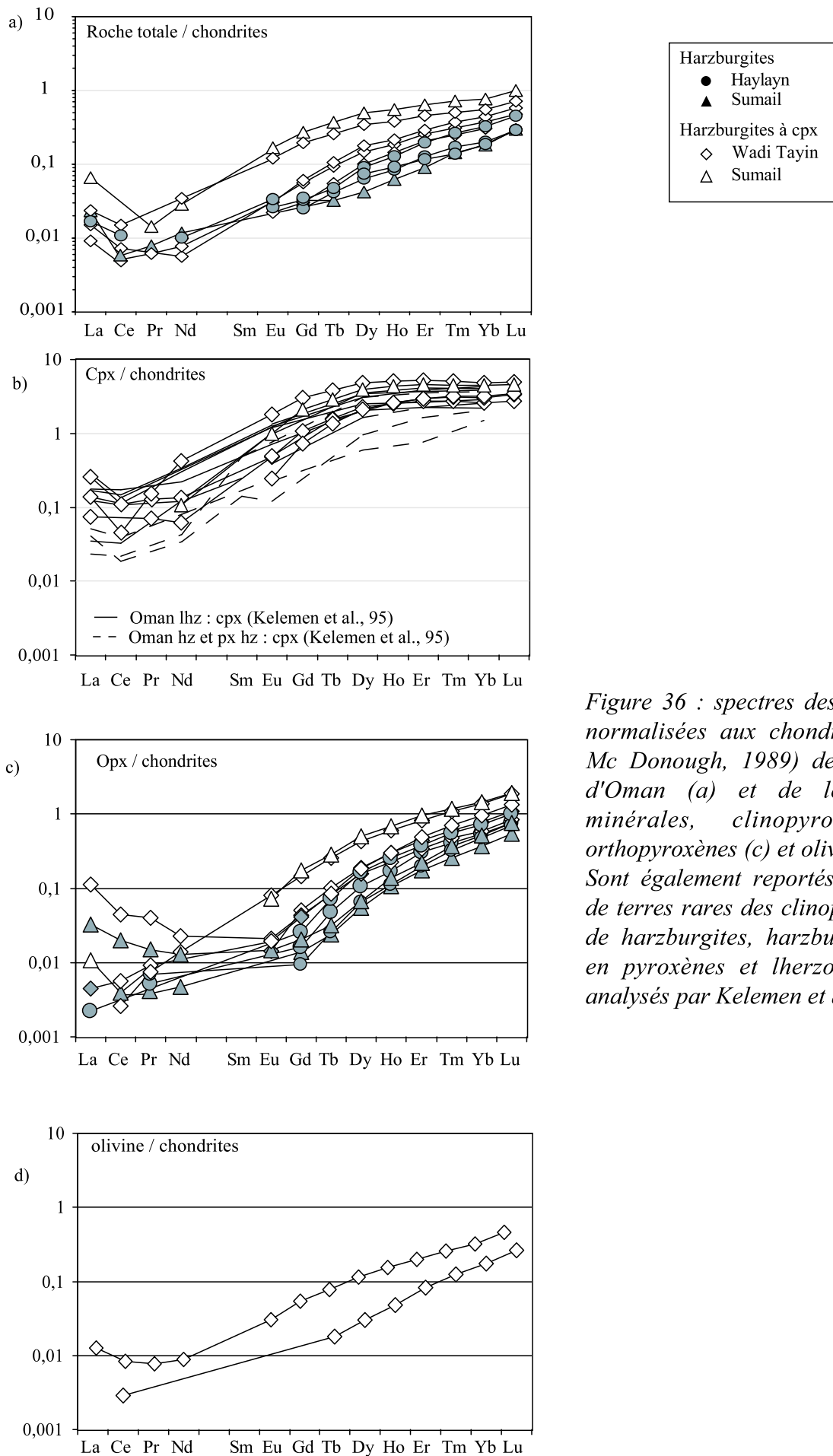


Figure 36 : spectres des terres rares normalisées aux chondrites (Sun et Mc Donough, 1989) des péridotites d'Oman (a) et de leurs phases minérales, clinopyroxènes (b), orthopyroxènes (c) et olivines (d). Sont également reportés les spectres de terres rares des clinopyroxènes (b) de harzburgites, harzburgites riches en pyroxènes et lherzolites d'oman analysés par Kelemen et al. (1995).

dans les phases minérales à la suite de la circulation cryptique de magmas dans le manteau lithosphérique. **Bien que nous n'ayons pas observé les inclusions vitreuses dans nos phases minérales, le processus à l'origine de notre enrichissement en terres rares légères pourrait être des "réactions" avec des magmas de type N-MORB circulant à travers le manteau lithosphérique.**

Le fractionnement en Zr par rapport à Hf. Zr et Hf présentent une anomalie négative par rapport aux terres rares voisines dans les clinopyroxènes (figure 35b). Dans les orthopyroxènes, seul Zr présente une anomalie négative, Hf montre quant à lui une anomalie positive (figure 35c et 37a). La majeure partie de la teneur en ces éléments en roche totale provient de ces deux phases minérales (figure 35), observation qui concorde avec ce qui a été montré dans les xénolithes du rift Est-Africain par Bédini et Bodinier (1999).

Ces deux éléments ont un comportement chimique pratiquement identique et sont généralement reconnus comme incompatibles dans les processus magmatiques. Ils ne devraient, par conséquent, jamais être dissociés au cours de la fusion partielle. Dans les péridotites d'Oman, l'anomalie négative en Zr par rapport à Hf n'est pas liée aux différents degrés de fertilité qu'elles affichent, car le rapport Zr/Hf n'est ni corrélé à Yb, terre rare faiblement incompatible et généralement utilisée pour représenter le degré de différenciation des roches (figure 37c), ni à leur concentration en CaO (figure 37d). Le rapport Zr/Hf est assez bien corrélé au rapport Nd/Eu (figure 37e), rapport entre deux terres rares dont les coefficients de partage sont voisins du Zr et de l'Hf respectivement. En d'autres termes, le comportement de Zr dans les péridotites d'Oman semblerait être proche de celui du Nd, une terre rare légère, et le comportement de Hf semblerait se rapprocher de celui de l'Eu, une terre rare moyenne. Puisque nous venons de dire, dans le paragraphe précédent, que l'enrichissement en terres rares légères pourrait être issu d'un ré-équilibre des péridotites avec des liquides magmatiques de type MORB, il pourrait en être de même pour l'anomalie du Zr.

D'un autre côté, certains scientifiques (Stosch, 1982 ; McDonough et al., 1992 ; Rampone et al., 1996 ; Salters et Longhi, 1999) pensent que l'anomalie du Zr par rapport à Hf reflète la variation du coefficient de partage de ces éléments liée au changement des conditions thermodynamiques au cours de la fusion partielle. Mais pour McDonough et al. (1992), l'anomalie négative en HFSE qui peut exister dans certaines phases minérales, comme le clinopyroxène, est généralement contrebalancée par une anomalie positive dans d'autres phases minérales, comme l'orthopyroxène ou l'olivine, et il en résulte une absence d'anomalie

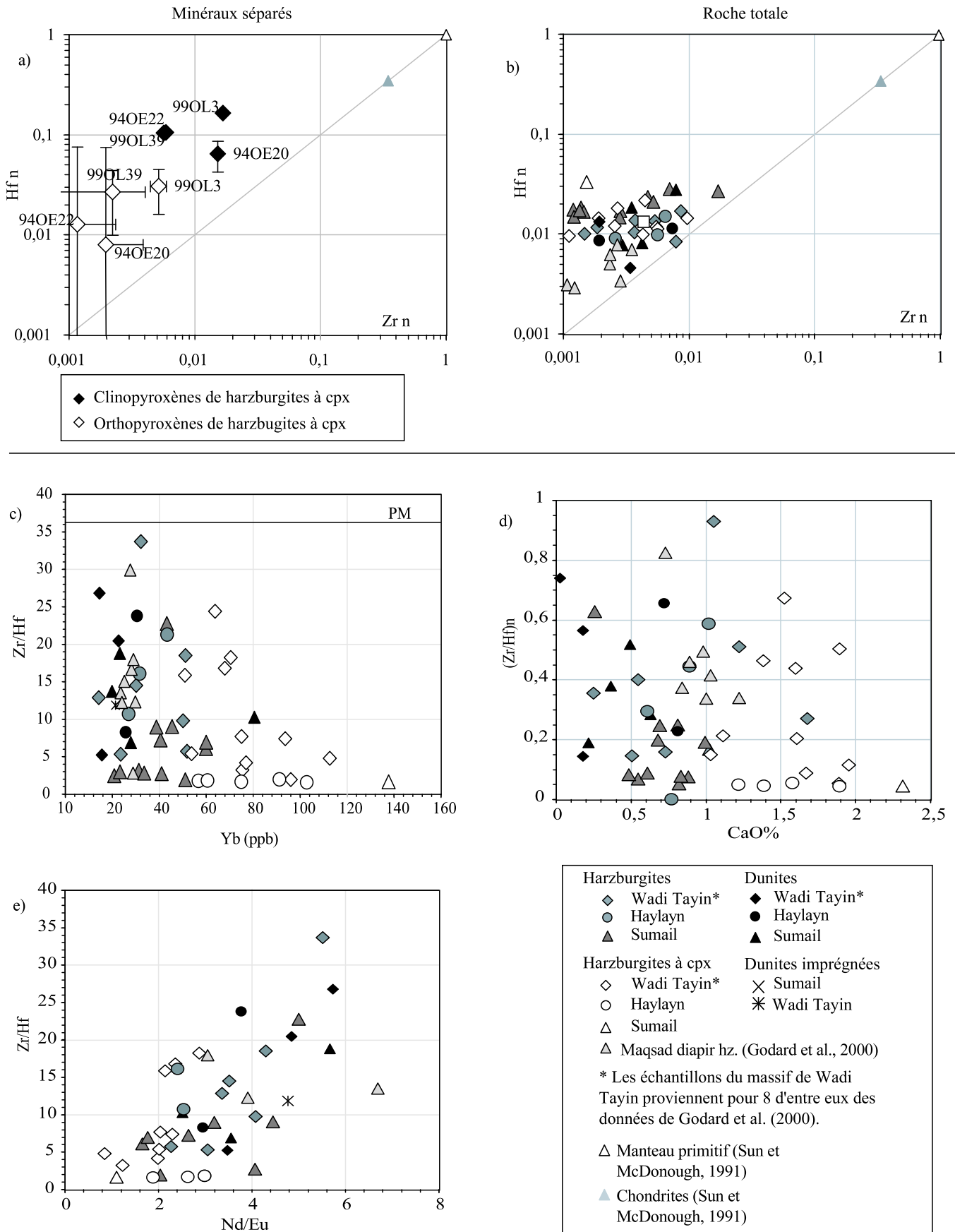


Figure 37 : composition en Zr et Hf, normalisée au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989), des péridotites d'Oman (b) et des pyroxènes des harzburgites à cpx (a).

Le rapport Zr/Hf en roche totale est reporté en fonction de la teneur en Yb (ppb) (c), de la concentration en CaO (d) et du rapport Nd/Eu (e) des péridotites d'Oman, dans le but de déterminer quel est le processus qui fractionne le Zr par rapport au Hf (voir texte pour explications).

n = valeurs normalisées au Manteau primitif (Sun et McDonough, 1989)

en roche totale. Or dans les péridotites d'Oman, ce fractionnement existe aussi en roche totale. **Le Zr et le Hf sont principalement contenus dans les pyroxènes des péridotites d'Oman. L'anomalie négative que montre Zr par rapport à Hf existe à la fois dans les pyroxènes et en roche totale. Cette observation exclut l'origine de cette anomalie par un processus d'altération hydrothermale. Ce fractionnement pourrait donc avoir une origine magmatique du fait de la similitude de comportement entre les terres rares légères et Zr d'une part, et entre les terres rares moyennes et Hf d'autre part. Le fractionnement du Zr par rapport à Hf pourrait donc résulter de la circulation en système ouvert de liquides magmatiques de type N-MORB à travers le manteau lithosphérique et de la réaction entre ceux-ci et les péridotites résiduelles.**

L'enrichissement en Nb et Ta. L'enrichissement en Nb et Ta que nous avons décrit en roche totale existe aussi dans les phases minérales (figure 35). Il semble, par ailleurs, que les trois phases majeures des péridotites, clinopyroxène, orthopyroxène et olivine, contribuent à la concentration en ces éléments en roche totale. Cependant, alors qu'en roche totale ces deux éléments ont des concentrations normalisées au manteau primitif semblables, le Nb semble enrichi par rapport au Ta dans les phases minérales.

En ce qui concerne les olivines, Eggins et al. (1998) ont montré par des mesures à l'ICP-MS à ablation laser sur des olivines de xénolithes que le Nb a un coefficient de partage plus fort que celui du Ta et des terres rares légères. Pour ces auteurs, le Nb est donc moins incompatible que le Ta dans les olivines. Par conséquent **l'enrichissement en Nb par rapport au Ta observé dans les olivines résulterait d'une différence dans le degré de compatibilité entre ces deux éléments.**

Pour les clinopyroxènes, les études de Eggins et al. (1998) et de Garrido et Bodinier (2000) montrent que cette phase minérale dans les xénolithes possède un coefficient de partage plus fort pour le Ta que pour le Nb. Le Ta serait donc enrichi par rapport au Nb dans cette phase minérale. Or, nous n'observons pas cette situation dans les clinopyroxènes étudiés.

Bodinier et al. (1996) et Bédini et Bodinier (1999) ont montré que dans les xénolithes **la présence de produits surfaciques autour des phases minérales contribuent pour 10 à 50% de la composition en Nb de la roche totale, et que celle de microphases accessoires (oxydes riches en Ti) à la surface des spinelles, même en très faible quantité, contribuent pour 45 à 60% de la composition en Nb et Ta. Ces deux composants seraient le résultat de réactions liquide-roche lors de la percolation de fluides asthénosphériques à travers le manteau lithosphérique.**

Appliquée aux péridotites d'Oman, cette explication implique que l'enrichissement en Nb par rapport au Ta dans les phases minérales serait issu de la présence de microphases à leur

surface, et que la concentration en Nb et Ta en roche totale serait due à la présence d'oxydes de titane associés aux spinelles.

Nos observations antérieures ayant apporté de nombreuses preuves de réactions liquide-roche subies par le manteau lithosphérique de l'ophiolite d'Oman (§III.2, III.3 ; III.4.1, III.4.2 et ci-dessus), nous serions tenté de raccorder l'enrichissement en Nb par rapport au Ta observé dans les phases minérales à ces dernières, sans pouvoir réellement le vérifier étant donné le faible nombre de mesures que nous avons concernant ces deux éléments.

L'enrichissement en Pb, en Sr et en L.I.L.E. (Cs, Rb, Ba, Th et U)

L'anomalie du Pb est visible aussi bien dans les spectres des péridotites que dans ceux des phases minérales (figure 35). Cet élément est à la fois incompatible dans les processus magmatiques et soluble dans les fluides hydrothermaux. Cependant, **la présence de fortes concentrations en Pb dans les phases minérales permet d'envisager une origine en partie magmatique pour cette anomalie.**

Les spectres des phases minérales ne présentent pas d'anomalie marquée en Sr. Par conséquent **la contribution des phases minérales et de leurs inclusions à la composition en Sr des péridotites n'est pas suffisante.** Il est souvent reconnu dans les péridotites océaniques que cette anomalie provient des phases interstitielles issues de l'altération hydrothermale. L'absence de fortes concentrations en Sr dans les phases minérales des péridotites étudiées favorise cette théorie.

Enfin, **l'enrichissement en Cs, Rb, Ba, Th et U est important dans les spectres des roches totales (figure 35a) ainsi que dans les phases minérales (figure 35b, c et d).** Comme nous l'avons vu lors de l'étude des éléments en trace des péridotites (§III.4.1.2), l'enrichissement en éléments très incompatibles peut être attribué à la circulation hydrothermale. Cependant, l'existence de cet enrichissement également dans les phases minérales nous permet de ne pas attribuer une origine exclusivement océanique à l'enrichissement en LILE. **Une partie de la concentration en Cs, Rb, Ba, Th et U en roche totale serait donc d'origine magmatique.**

Cette idée est également proposée par certains auteurs pour expliquer l'enrichissement en LILE des xénolithes et des péridotites orogéniques (Mc Donough et Frey, 1989 ; Van der Wal et Bodinier, 1996 ; Bédini et al., 1997 ; Bédini et Bodinier, 1999 ; Garrido et Bodinier, 2000). Ces éléments seraient concentrés dans les produits surfaciques des phases minérales (Garrido et Bodinier, 2000) ou dans les microphases (comme les oxydes de Ti ; Bédini et Bodinier, 1999) au cours de réactions entre les péridotites et des fluides riches en ces éléments associés aux magmas (Van der Wal et Bodinier, 1996 ; Bédini et al., 1997 ; Lenoir et al., 2000).

Cependant, nous avons également observé en roche totale que les péridotites les plus riches en LILE se situent à proximité des limites lithosphère-asthénosphère (zone de cisaillement, moho et base de la lithosphère). Ces zones peuvent aussi avoir été des lieux de circulation hydrothermale pendant ou après l'activité de la dorsale.

III.4.3 Pb Sr et LILE : participation de l'altération océanique ?

En général, les péridotites océaniques sont serpentinisées (Hékinian et al., 1993 ; Gillis et al., 1993 ; Allan et Dick, 1996 ; Dick et Natland, 1996). Dans la plupart des cas, cette serpentinitisation est pénétrative, et l'eau ajoutée aux péridotites entraîne des modifications de leur composition modale (dissolution de l'olivine et du clinopyroxène) et de leur composition en éléments majeurs et en éléments en trace. Snow et Dick (1995) ont montré en comparant la composition de péridotites altérées avec leur composition initiale reconstruite que l'altération hydrothermale occasionne notamment un enrichissement en CaO, Na₂O, K₂O, Sr et Rb des péridotites, ainsi qu'un appauvrissement en MgO.

Les péridotites d'Oman que nous avons étudiées sont assez serpentinisées. C'est une serpentine de basse température dont nous avons estimé à la loupe binoculaire le pourcentage approximatif dans chacun des échantillons (40 à 50% en moyenne). Nous avons également mis en évidence en comparant les rapports Mg# des olivines et des roches correspondantes (§III.2, figure27) que la serpentinitisation n'occasionnait pas de perte en MgO dans ces dernières. Sur la figure 38a, nous avons reporté sur un graphique la teneur en CaO des roches en fonction de leur pourcentage de serpentine déterminé à la loupe binoculaire, afin de montrer qu'ils ne sont pas corrélés. **L'altération hydrothermale des péridotites d'Oman n'affecte donc pas leur composition en éléments majeurs, et n'est pas pénétrative au sens où Snow et Dick (1995) la décrivent dans les péridotites océaniques.**

Par ailleurs, les concentrations en Rb ne sont pas corrélées avec le degré de serpentinitisation des péridotites (figure 38b). Les péridotites les plus altérées ne sont pas les plus enrichies en Rb. **Cette observation voudrait dire que l'enrichissement en LILE, et notamment en Rb, ne proviendrait pas de l'altération océanique.**

Par contre, les péridotites les plus riches en Sr (>250 ppb) semblent être les plus serpentinisées (figure 38c). En effet, il existe une légère corrélation entre le taux de serpentinitisation et la teneur en Sr : les péridotites présentant plus de 40% de serpentine sont en majorité plus riches en Sr. Cependant, cette variation est très faible. Par ailleurs, le Sr n'est pas du tout corrélé avec la teneur en CaO des roches (figure 38d), comme c'est le cas lors

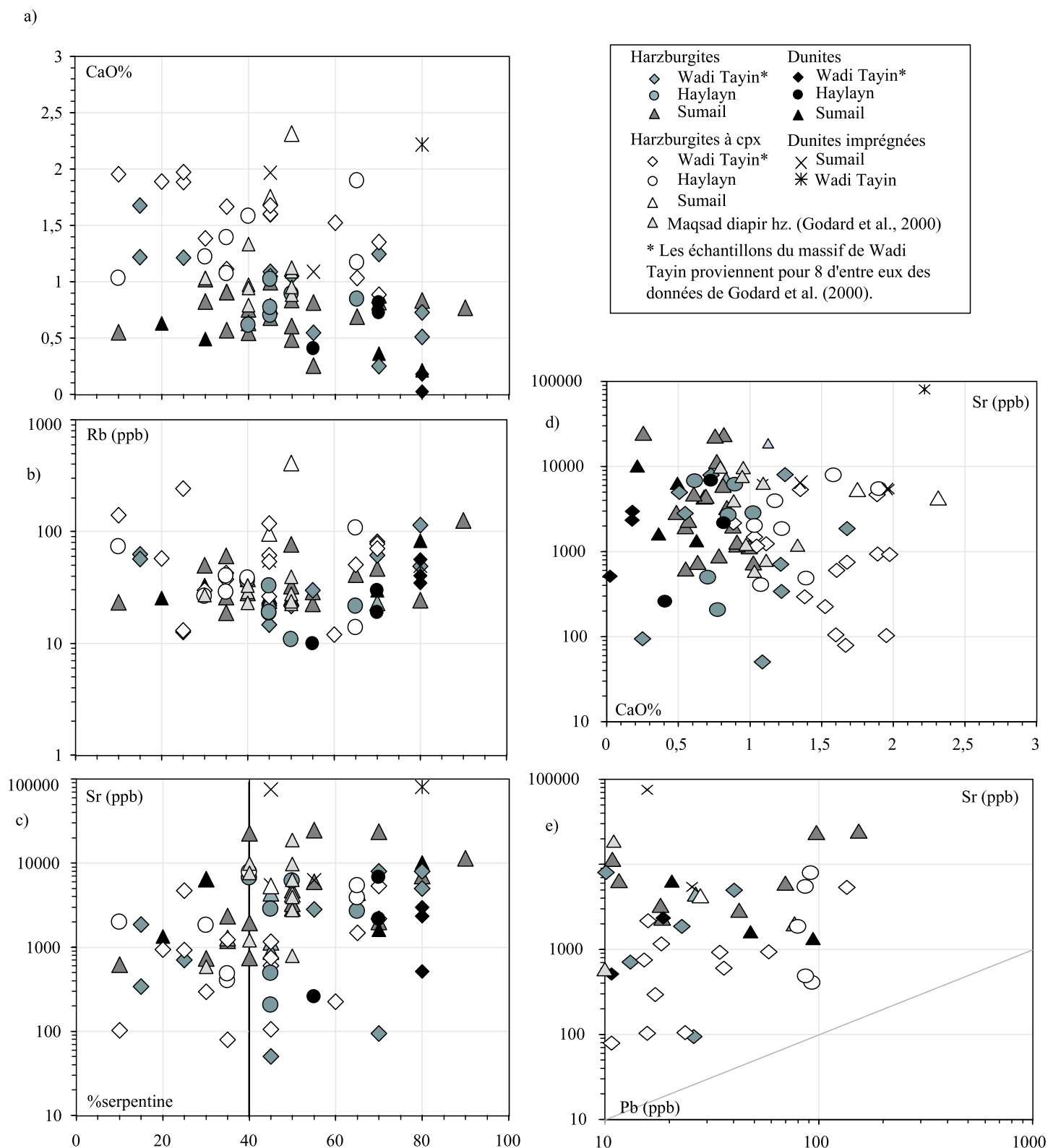


Figure 38 : Visualisation de la contribution de l'altération océanique (% de serpentine) à la composition en éléments majeurs (CaO) et en éléments en traces (Rb, Sr et Pb) des péridotites d'Oman.

d'une contamination intense par des fluides hydrothermaux (Snow et Dick, 1995). **Par conséquent l'anomalie positive en Sr pourrait provenir d'interactions peu poussées avec des fluides hydrothermaux.**

En ce qui concerne le Pb, le faible nombre de mesures que nous avons sur cet élément montre que son augmentation dans les roches se corrèle assez bien avec celle des teneurs en Sr (figure 38e). Cette observation semble indiquer que l'anomalie en Pb a la même origine que celle en Sr. Une partie du Pb que nous avons dosé dans nos péridotites pourrait provenir de l'altération hydrothermale. Or, contrairement au Sr, l'anomalie positive en Pb existe également dans la composition en éléments en trace des phases minérales. Il se pourrait donc que la corrélation observée sur la figure 38e soit fortuite, n'existant qu'à cause du manque de données en Pb.

Par conséquent, il semblerait que la participation de l'altération hydrothermale à la composition des péridotites d'Oman se traduit par un enrichissement en Sr en roche totale, ainsi que peut-être par une légère augmentation des concentrations en Pb.

III.5 En résumé

L'étude géochimique des péridotites d'Oman complète l'analyse pétrologique que nous avons réalisée dans le chapitre précédent en apportant des informations supplémentaires sur les deux grands domaines structuraux mis en évidence :

*** La lithosphère hors du nouveau segment (massifs de Wadi Tayin et d'Haylayn).**

Les harzburgites qui la composent ont des concentrations faibles en Al_2O_3 (0,2 à 1,2%) et CaO (0,2 à 1,1%). Leur Mg# est compris entre 90,5 et 92 avec une majorité entre 90,5 et 91 (§III.2). Cette composition est peu différente de celle observée dans les péridotites océaniques des dorsales Médio-Atlantique (Casey, 1997) et Est-Pacifique (Niu et Hékinian, 1997 ; Gillis et al., 1993 ; Godard, données non publiées) et du bassin avant-arc d'Izu-Bonin-Mariannes (Parkinson et Pearce, 1998). Leurs teneurs en Cr et Ti sont également semblables à celles dosées dans ces dernières (§III.3). Cependant, les péridotites d'Oman sont plus pauvres en Ni, de même que celles de la dorsale Est-Pacifique (Niu et Hékinian, 1997), que les autres péridotites citées. Cette observation semblerait être une caractéristique des péridotites de dorsale rapide.

Les spectres de terres rares de ces harzburgites ont un profil rectiligne (§III.4.1.1), soulignant un faible fractionnement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, et sont très appauvris. Ils pourraient refléter un ré-équilibre partiel des harzburgites avec des liquides magmatiques de type N-MORB.

Les dunites de ce domaine structural ont des caractéristiques chimiques en éléments majeurs, en éléments de transition et en terres rares tout à fait semblables à celles des harzburgites. Cependant, la composition en terres rares des liquides en équilibre avec les dunites indiqueraient que ces roches ont fortement réagi (fort rapport liquide/roche) avec des magmas riches en terres rares légères.

Les harzburgites à cpx se différencient des harzburgites par des teneurs plus importantes en CaO, Al_2O_3 et en TiO_2 (§III.2 et III.3). Leur spectre de terres rares en roche totale et ceux de leurs pyroxènes sont également plus riches en terres rares lourdes et moyennes que ceux des harzburgites (§III.4.1.1 et III.4.2.1). La forme en 'cuillère' de leur spectres de terres rares pourrait indiquer que les harzburgites à cpx ont partiellement interagi avec des magmas de types N-MORB.

Cependant, entre ces trois faciès de degrés de fertilité différents, les rapports Mg#, ainsi que les concentrations en NiO et Cr₂O₃ sont semblables. Cette observation ne permet pas d'attribuer une origine par simple fusion partielle à ces roches. Par ailleurs, les spectres de terres rares de ces trois faciès ne coïncident pas avec le modèle classique d'évolution de ces éléments : les spectres plats des harzburgites et les spectres légèrement enrichis en terres rares légères des harzburgites à cpx ne peuvent résulter de la fusion partielle. Cette absence de différences "classiques" entre ces trois faciès nous permet d'émettre l'hypothèse que ces péridotites se seraient différenciées en harzburgites à cpx, harzburgites et dunites au cours de réactions avec des magmas.

* **La lithosphère du nouveau segment (massif de Sumail).** Les péridotites de la zone de transition, harzburgites et dunites, et de ses environs, comprises dans la lithosphère du nouveau segment, se distinguent des péridotites du premier domaine structural par de plus faibles rapports Mg# associés à de fortes concentrations en FeO (§III.2). Leurs teneurs en TiO₂ sont également en moyenne plus élevées (§III.3). Les dunites et les dunites imprégnées se différencient en plus par des concentrations plus fortes en Cr₂O₃ et plus faibles en NiO. Ces caractéristiques, déjà observées dans les phases minérales de nos roches, existent également dans les péridotites échantillonnées dans les terminaisons de propagateurs sur la dorsale Est-Pacifique (Niu et Hékinian, 1997). Par conséquent, les seuls échantillons de notre étude concernant cette zone se situant dans le nouveau segment, ces caractéristiques peuvent soit être typiques des nouvelles lithosphères, soit représenter la trace de réactions à fort rapport liquide/roche avec des liquides magmatiques, spécifiques de la partie superficielle du manteau lithosphérique (Godard et al. 2000 ; Koga et al., 2001).

Toutes les péridotites étudiées dans ce travail présentent des signes d'interaction avec des liquides magmatiques asthénosphériques dont les effets se superposent à ceux de la fusion partielle. Il semblerait que les différences existant entre les faciès étudiés relèvent simplement de l'intensité plus ou moins grande de ces processus subis par les péridotites.

L'étude des éléments en trace sur roche totale et sur minéraux séparés permet également de montrer des caractères qui sont propres au manteau des massifs du sud de l'ophiolite d'Oman :

Un fractionnement en Zr par rapport à Hf. Il existe aussi bien en roche totale que dans la composition des phases minérales (§III.4.1.2 et III.4.2.2). Son origine serait magmatique et

il traduirait une différence dans le degré de compatibilité de ces deux éléments dans les péridotites d'Oman : Zr aurait un comportement semblable à celui des terres rares légères, alors que Hf serait plus proche des terres rares moyennes. Zr serait donc plus sensible que Hf aux processus magmatiques comme la fusion partielle et les réactions liquide/roches.

Un enrichissement en Nb et Ta par rapport aux terres rares légères. Celui-ci est très bien marqué en roche totale (§III.4.1.2). Dans la composition des phases minérales, il semblerait que seul Nb soit enrichi (§III.4.2.2). Cette caractéristique, également d'origine magmatique, pourrait résulter d'une différence de degré de compatibilité entre ces deux éléments, comme nous le suggérons pour Zr et Hf. Cependant, l'observation d'un enrichissement à la fois en Nb et en Ta pour les roches, contrairement aux phases minérales, sous-entendrait l'intervention de réactions avec des fluides asthénosphériques (Bodinier et al., 1996 ; Bédini et Bodinier, 1999).

Un enrichissement en LILE, en Th et en U par rapport aux terres rares légères. Cet enrichissement existe aussi bien dans la composition des roches que dans celle des phases minérales (§III.4.1.2 et III.4.2.2). Nous avons montré que l'enrichissement en U est très bien corrélé avec celui en Th, considéré comme un élément immobile dans les processus d'altération océanique, et que les concentrations en Rb des roches ne sont pas corrélées avec leur teneur en serpentine (§III.4.3). Par conséquent, il semblerait que l'enrichissement en LILE, en Th et en U ait une origine magmatique. Incompatible avec un simple processus de fusion, cet enrichissement pourrait résulter de réactions avec des magmas asthénosphériques, hypothèse également proposée pour des observations semblables sur des péridotites orogéniques et des xénolithes (Van der Wal et Bodinier, 1996 ; Bédini et al., 1997 ; Bédini et Bodinier, 1999).

Une anomalie positive en Sr. Elle s'observe essentiellement dans les spectres en roche totale (§III.4.1.2). Les concentrations en Sr sont moyennement corrélées avec la teneur en serpentine des péridotites (§III.4.3). Ces observations démontrent ainsi que cette anomalie ne possède pas une origine strictement magmatique, mais serait également le produit de l'altération hydrothermale.

Une anomalie positive en Pb. Elle existe aussi bien dans les phases minérales qu'en roche totale (§III.4.1.2 et III.4.2.2). Son origine pourrait donc être magmatique. Cependant,

nous avons montré que l'enrichissement en Pb se corrèle assez bien avec l'augmentation des teneurs en Sr (§III.4.3). Par conséquent, une partie des teneurs en Pb pourrait vraisemblablement provenir de l'altération océanique, comme cela est supposé pour le Sr.

