



HAL
open science

Structure Détaillée et Propriétés Sismiques des Diapirs de Manteau dans l'Ophiolite d'Oman

David Jousselin

► **To cite this version:**

David Jousselin. Structure Détaillée et Propriétés Sismiques des Diapirs de Manteau dans l'Ophiolite d'Oman. Tectonique. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 1998. Français. NNT: . tel-00688291

HAL Id: tel-00688291

<https://theses.hal.science/tel-00688291>

Submitted on 17 Apr 2012

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 de Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le diplôme de DOCTORAT

SPECIALITE : PHYSIQUE ET CHIMIE DE LA TERRE
Formation Doctorale : Structure et Evolution de la Lithosphère
Ecole Doctorale : Géosciences

Titre :

**Structure Détaillée et Propriétés Sismiques des Diapirs
de Manteau dans l'Ophiolite d'OMAN**

Par

David JOUSSELIN

soutenue le 27 avril 1998

JURY

M. Claude JAUPART	Professeur, Institut de Physique du Globe de Paris	Président
M. Adolphe NICOLAS	Professeur, Université Montpellier II	Directeur de thèse
Mme Françoise BOUDIER	Professeur, Université Montpellier II	Examinateur
M. Jim COCHRAN	Senior Scientist, Lamont-Doherty Earth Obs.	Examinateur
M. Philippe MACHETEL	Directeur de recherche, Obs. Midi-Pyrénées	Rapporteur
M. Guenter SUHR	Chargé de recherche, Max Planck Inst. für Chemie	Rapporteur

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier sincèrement toutes les personnes qui m'ont aidé à la réalisation de ce travail :

Merci vivement à Adolphe Nicolas de m'avoir accueilli dans son laboratoire, de m'avoir fait confiance pour cette thèse, de m'avoir donné les moyens nécessaires à ce travail de recherche, et de m'avoir fait partager son expérience. J'espère avoir assimilé toute la rigueur scientifique qu'il s'est attaché à m'enseigner, et pouvoir continuer à travailler sur les grands problèmes géodynamiques dont il m'a transmis la passion.

Un chaleureux merci à Françoise Boudier pour son soutien constant, de la platine au terrain, pour ses nombreux conseils, et son enthousiasme.

Je remercie David Mainprice pour son enrichissante collaboration dans l'étude pétrophysique des échantillons.

Un grand merci à Doug Toomey pour m'avoir si merveilleusement accueilli à Eugene et m'avoir fait profiter de sa mission sismologique à l'EPR, ainsi qu'à Robert Dunn pour l'initiation à l'UNIX et à la sismologie.

J'exprime ma reconnaissance à Philippe Machetel et Guenter Suhr qui ont accepté d'être les rapporteurs de ma thèse, ainsi qu'au Pr. Claude Jaupart et à Jim Cochran qui ont bien voulu faire partie de mon jury.

Félicitations à Christophe Névado pour la quantité et la qualité des lames minces effectuées.

Merci aussi à Benoît Ildefonse pour sa disponibilité, et son aide sur le terrain (pas seulement pour lutter contre l'opéra au réveil!), à Marguerite Godard pour m'avoir initié à la géochimie des éléments en trace, à J.L. Bodinier pour les discussions, à J.M. Dautria et à Patrick Ravaut et sa famille pour leur amabilité.

Je voudrais remercier tous les membres du Laboratoire de Tectonophysique pour leur aide directe ou indirecte, en particulier Anke Wendt, ma camarade de bureau, Emmanuel Ball pour ses nombreux conseils picturaux, Guilhem Barruol et Alain Vauchez, toujours prêts aux échanges, Jean Claude Bousquet (le relais de l'info importante) et Bernadette Marie.

Merci aux amis thésards, toujours prêts à donner le coup de pouce nécessaire, Walid Ben Ismaïl, Jérôme Chenevez, Gwenaëlle Lamoureux, Johann Lapierre, Lionel Bolou, Gaëlle Yaouancq et Saïda Khaled.

Merci aussi à M.F. Roch, et amical salut à S. Fournier.

Enfin, un **énorme** merci à mes parents!



Thesis synopsis

The Oman ophiolite offers a unique opportunity to observe a piece of oceanic lithosphere formed at a paleo fast spreading ridge, obducted on the continent and dissected by erosion, whereas oceanic rocks are difficult to study directly in situ in modern ridges.

After considering how to discriminate preserved high temperature, ridge related structures from low temperature structures related to the obduction, we present the general structure of the Oman ophiolite. It shows that the ridge of origin itself was obducted. The paleoridge axis is characterised by an alignment of small mantle diapirs questioning the popular 2D passive mantle model proposed for fast spreading ridges.

In the next chapters we present a detailed structural mapping of 2 of these on axis diapirs (Maqsad and Nakhl) and another one which seems aside the paleoridge axis (Mansah diapir). The Maqsad diapir is the best exposed, steep flow lineations are scattered in a 100 km² area. Cross-sections show that the vertical flow rotates to the horizontal within a 500 meters thick melt impregnated transition zone and that there is a bulge of the Moho above this area. Horizontal radial flow is expelled from the diapir, including in a ridge strike direction. This with other lines of evidence such as the coupling between mantle and lower crustal structures demonstrate the existence of an active mantle flow at the ridge axis. Calculations predict that the diverging flow should become passive 10 km past the diapir limits, which is confirmed by field data. Whereas the Nakhl diapir shares similar characteristics, the Mansah diapir is different in several points confirming the idea that this one was off axis. In particular, it displays discontinuous structures and shear zones on its sides, and diabase injections in its periphery, suggesting that it was intruding a pre-existing lithosphere.

In a second part of the thesis, we study melt topology fossilised in Oman mantle rocks, with image analysis of several thin sections for each sample to get a 3D view. We show that "melt pockets" can be approximated by ellipsoids with a clear preferred orientation parallel to the lineation, and the aspect ratio between the 3 ellipsoid axis depending on the intensity of the deformation recorded in the olivine matrix.

These data combined with measurements of petrofabrics are used to calculate anisotropic seismic properties of oceanic mantle rocks with various melt fractions. These calculations show the importance of the anisotropy in these dry and melt impregnated mantle rocks and suggest that melt fractions at the Moho level might be underestimated by seismic surveys, provided that this zone is studied with horizontal seismic rays.

The last chapter of the thesis exposes the preliminary results of a "seismic modelling" of mantle diapirs using our structural observations and the anisotropic seismic velocities calculated. This leads to a discussion of how far our interpretation of Oman is applicable to the East Pacific Rise.



INTRODUCTION GENERALE	11
PREMIERE PARTIE : ANALYSE GEOLOGIQUE	13
I DONNEES DE BASE DE L'OPHIOLITE D'OMAN	17
I.1 Schéma général	17
I.2 Bref historique	20
I.3 Unités lithologiques dans l'ophiolite d'Oman	22
I.3.1 La séquence volcanique	23
I.3.2 Le complexe filonien	23
I.3.3 La section des gabbros et wehrlites	24
I.3.4 La section mantellaire	25
I.3.4.1 Structures dans le manteau	26
I.3.4.2 Analyse cinématique	27
I.3.4.3 Intensité de la déformation	28
I.3.4.4 Empreinte microstructurale des déformations asthénosphériques et lithosphériques	29
I.3.4.5 La zone de transition	30
I.3.4.6 La section des harzburgites	32
I.3.5 Les filons	32
I.3.6 Relations entre les différentes unités lithologiques et leurs structures	33
I.4 Taux d'expansion de la dorsale d'origine	34
I.5 Détachement de l'ophiolite	34
II STRUCTURE GENERALE DE L'OPHIOLITE D'OMAN	39
II.1 Critères de localisation de la dorsale	39
II.2 Structures liées à l'écoulement sous l'axe	39
II.2.1 Les modèles proposés	39
II.2.2 Structures liées aux modèles	40
II.3 Structures liés à l'écoulement loin de l'axe	41
II.4 Structures observées	43
II.4.1 Structures des massifs du Sud	43
II.4.2 Structures du massif de Hilti	44
Annexes du chapitre II	47
EPR microplates, a model for the Oman ophiolite (Terra Nova, Vol 9, N° 2, 79-82)	
- III LA REGION DE MAQSAD	55
III.1 Introduction	55
III.2 Detailed mapping of a mantle diapir below a paleo spreading center in the Oman ophiolite (publication sous presse à JGR)	57
III.3 Principaux caractères du diapir de Maqsad	95
III.4 Données complémentaires	100
III.4.1 Faciès de l'enstatite	100
III.4.2 Taux d'exsolution dans les enstatites	103
III.4.3 Relation entre spinelles et enstatites	103
III.4.4 Caractéristiques géochimiques de la région de Maqsad	104
III.4.5.1 Introduction	104
III.4.5.2 Analyse des profils de terres rares	105
IV LA REGION DE NAKHL	111
IV.1 Introduction	111
IV.2 Section crustale	111

IV.3 Section mantellaire	112
IV.4 Discussion	120
V LA REGION DE MANSAH	125
V.1 Introduction	125
V.2 Complexe filonien	126
V.3 Croute inférieure	126
V.4 Section mantellaire	126
V.5 Filons et intrusions	135
V.6 Discussion	136
<hr/>	
DEUXIEME PARTIE : MODELISATION SISMIQUE	141
<hr/>	
I DONNEES GEOPHYSIQUES A LA DORSALE EST PACIFIQUE	143
<hr/>	
II MICROSTRUCTURE ET VITESSE DES ONDES SISMIQUES DANS LE MANTEAU	151
II.1 Calcul des vitesses de propagation d'une onde élastique	151
II.2 Calcul des coefficients de rigidité élastique	152
II.3 Fabriques cristallographiques et vitesses sismiques dans les péridotites sans phase liquide	152
II.3.1 Présentation des échantillons	152
II.3.2 Fabriques cristallographiques	153
II.3.3 Vitesses sismiques	162
II.3.3.1 Ondes P	162
II.3.3.2 Ondes S	162
II.3.4 Discussion	163
II.3.4.1 Ondes P	163
II.3.4.2 Ondes S	163
II.4 Etude de la forme des plagioclases et clinopyroxènes, et vitesses sismiques dans les péridotites contenant une phase liquide	164
Melt topology and seismic anisotropy in mantle peridotite of the Oman ophiolite (publication soumise à EPSL)	
<hr/>	
III MODELISATION DE LA SIGNATURE SISMIQUE D'UN DIAPIR DE MANTEAU	195
III.1 Le modèle	195
III.2 Résultats	196
<hr/>	
CONCLUSION GENERALE	199
<hr/>	
Bibliographie générale	203
Liste des figures	211

INTRODUCTION GENERALE

Pour les deux tiers, la lithosphère terrestre est créée aux dorsales océaniques. Le feu à la source de ces dorsales est situé dans le manteau. Son étude est donc fondamentale pour comprendre l'accrétion de la lithosphère océanique.

Généralement enfouies sous 6 km de croûte, les roches mantellaires sont d'accès difficile. On utilise les techniques de géophysique marine pour étudier leur structure aux dorsales actuelles. Dans le cas des dorsales lentes, les anomalies gravimétriques du type « bull's eyes » suggèrent un flux actif du manteau, concentré dans des diapirs de quelques dizaines de kilomètres de large, chacun centré sur un segment de dorsale (Lin et al, 1990). Ce modèle est cependant contesté, ces anomalies pouvant être expliquée seulement par des variations d'épaisseur de la croûte (Tolstoy et al, 1993; Magde et al, 1997). On ne retrouve pas ces anomalies sur les dorsales rapides. La monotonie du signal gravimétrique laisse penser que le manteau s'y écoule de manière bidimensionnelle tout le long de la ride (modèle 2D) (Madsen et al, 1990; Lin et Morgan, 1992), conformément à la prédiction de modélisations d'écoulement passif (Parmentier, 1990). Les premiers résultats de l'expérience MELT faite à la dorsale Est-Pacifique (EPR) montrent qu'à l'échelle de la centaine de kilomètres, l'anisotropie sismique est uniformément parallèle à la direction de dérive des plaques, comme on s'y attend dans un modèle 2D (MELT workshop, Providence, 1997). La répartition des anomalies de vitesses lentes -correspondant aux zones riches en liquide magmatique- est cependant surprenante; elle suggère que l'essentiel du liquide se situe plusieurs dizaines de kilomètres à l'est de la dorsale, et ne migre vers la ride que dans les niveaux les plus superficiels. La variation de ces anomalies le long de la ride est encore mal contrainte. Une analyse récente de données de sismique réflexion davantage centrée sur la dorsale suggère que l'épaisseur de la croûte varie le long d'un segment (Barth et Mutter, 1996). En combinant ce résultat avec des données gravimétriques de la même zone (Wang et Cochran, 1993), Wang et al (1996) concluent que l'EPR peut être alimentée par des diapirs de manteau de moins de 20 km de diamètre, associés aux zones où la croûte est la moins épaisse (modèle 3D). Ces diapirs auraient le mérite d'expliquer les variations de taille de la zone à faible vitesse présente dans la croûte (Toomey et al, 1990).

Plusieurs questions animent un débat particulièrement vif dans le cas des dorsales rapides:

- La segmentation des dorsale a-t-elle une origine tectonique superficielle ou une origine profonde ? Le manteau nourrit-il la dorsale selon un modèle 2D ou bien forme-t-il des diapirs régulièrement espacés, chacun alimentant un segment de dorsale ?

- Le flux mantellaire est il actif ou passif ?
- La migration du liquide magmatique dans le manteau et la croûte sus-jacente est elle couplée avec l'écoulement mantellaire ?

Les études structurales menées dans les ophiolites permettent une approche différente du manteau océanique. Plusieurs études montrent que l'ophiolite d'Oman est issue d'une dorsale rapide (Tilton et al, 1981; Boudier et Nicolas, 1985) et que l'axe de la ride a pu être localement préservé dans l'ophiolite (Nicolas et Boudier, 1995; Boudier et al, 1997). On peut donc obtenir une image du flux du manteau sous la paléodorsale d'origine en cartographiant les structures de hautes températures (HT) des péridotites d'Oman. Les premiers résultats de cette cartographie mirent en évidence des diapirs d'une dizaine de kilomètres de large (Ceuleneer et al, 1988; Nicolas et al, 1988). Ce résultat fondamental fut remis en cause par une étude concluant à un écoulement 2D (Ceuleneer, 1991; Ceuleneer et Rabinowicz, 1992).

L'objectif de cette thèse est de savoir s'il existe des diapirs dans l'ophiolite d'Oman, de préciser la géométrie de l'écoulement vertical du manteau et de la distribution du liquide, et de localiser la paléodorsale dans l'ophiolite, afin d'apporter des contraintes sur la structure du manteau à une échelle inférieure à celle couramment utilisée en géophysique et d'apporter des éléments de réponse dans le débat entre tenants des modèles 2D et 3D. Après une présentation d'ensemble de l'ophiolite, les résultats d'une nouvelle cartographie de détail de trois régions diapiriques (Maqsad, Nakhil, Mansah) sont exposés dans trois chapitres, chacun dédié à une région, et comprenant une carte des filons, des foliations et des linéations (trajectoires et courbes d'isopendages). Plusieurs cartes complémentaires sont présentées pour la région de Maqsad (intensités des fabriques, épaisseur de la zone de transition, faciès...), où se situe le diapir le mieux exposé d'Oman.

Dans la deuxième partie de cette thèse nous utilisons les cartes et l'échantillonnage pour prédire quelle serait la signature sismique des structures mantellaires de l'ophiolite d'Oman en vue de la comparer avec celle de l'EPR. Pour cela, nous avons mesuré une vingtaine de pétrofabriques, et caractérisé la distribution du liquide magmatique (maintenant fossilisée sous forme d'agrégats de plagioclase et clinopyroxène) dans cinq dunités (mesure de la forme et de l'orientation des poches de liquide). En combinant ces données avec les propriétés élastiques des monocristaux et la composition modale des roches, les propriétés sismiques anisotropes d'une vingtaine d'échantillons ont été calculées dans toutes les directions de l'espace. Ce résultat conduit à une estimation du déphasage des ondes S dans les océans, et à modéliser l'effet d'un diapir sur les ondes P.

PREMIERE PARTIE :
ANALYSE GEOLOGIQUE

1ère partie

CHAPITRE I

I DONNEES DE BASE DE L'OPHIOLITE D'OMAN

I.1 Schéma général

L'ophiolite d'Oman appartient à la ceinture alpine qui va des Alpes européennes au Tibet et dont la création est due au rapprochement de l'Afrique, l'Arabie et l'Inde avec l'Eurasie. Elle représente l'extrémité est du croissant ophiolitique péri-arabe de Ricou (1971) qui part des ophiolites de Chypre et de Turquie, passe par le Zagros (Iran) avant de se terminer en Oman (figure 1.1). Dans cet ensemble, l'ophiolite d'Oman se distingue par le fait qu'elle occupe un domaine non encore entré en collision avec le bloc eurasiatique. En effet, la collision continent/continent du Zagros se transforme en zone de subduction océanique grâce à la faille décrochante dextre de Zendam, active depuis le Crétacé. Cependant le reste de l'Océan Indien faisant face à l'Oman disparaissant au taux de 5 cm/an dans la subduction du Makran, on s'attend à ce que l'ophiolite d'Oman soit déformée, démembrée et dispersée dans une chaîne de collision, comme la plupart des ophiolites dans le monde, dans les 2 à 3 millions d'années à venir -un proche lendemain à l'échelle des temps géologiques-. Cette situation géologiquement transitoire nous permet d'observer dans l'ophiolite d'Oman les structures de hautes températures (HT) acquises à la ride d'origine, souvent difficiles à étudier quand la collision continent/continent a déjà eu lieu. Si l'on ajoute que l'ophiolite d'Oman est l'une des plus grandes du monde, avec 500 km de long sur 50 à 100 km de large en quasi continuité, et que la faible couverture végétale permet de superbes conditions d'affleurement, on comprend que les géologues l'aient surnommée " la plus belle ophiolite du monde ". La taille de cette ophiolite est un point important: elle est supérieure aux 50 à 200 km qui semblent être la distance caractéristique entre les " zones de recouvrement de dorsales " (OSCs) ou les grandes fractures cisailantes qui segmentent les dorsales (figure 1.2). On est ainsi assuré de trouver un ensemble de structures qui ne soit pas seulement représentatif d'une situation très locale et spécifique. On peut donc travailler à une échelle où les comparaisons sont possibles avec les études faites aux dorsales actives.

L'épaisseur de la nappe ophiolitique a été récemment contrainte par une étude gravimétrique ; elle atteint jusqu'à 8 km d'épaisseur (Ravaut et al, 1997) et semble s'étendre de plusieurs dizaines de kilomètres vers la côte, sous les sédiments de la Batinah (appelée aussi bassin de Sohar) qui marquent la limite est des ophiolites à l'affleurement. L'ophiolite ne s'enracine pas dans le reste de lithosphère océanique dont elle est issue, mais en semble séparée par moins de 100 km, à part peut être au niveau du petit massif de Muscat.

La faille de Dibba, active du Crétacé supérieur au Miocène, limite la partie nord de l'ophiolite qui butte contre les sédiments Permo-Crétacé autochtones du massif de Mussandam. Le piémont SW, le plus étendu, passe progressivement aux immensités désertiques du Rub al Khali -le désert des déserts-, où des dunes de plus de 200m recouvrent les formations

pétrolifères de la plate-forme arabe. La limite SE de la nappe est cachée sous les sédiments Maastrichtiens et Tertiaires qui constituent la couverture neo-autochtone. Cette couverture est elle même interrompue par la faille de Masirah qui fait partie d'un ensemble de structures, incluant les ophiolites de Masirah, d'orientation générale NE-SW et parallèle à la grande faille décrochante de Owen Murray. Au delà, plus à l'est de ce système, on retrouve une situation de collision continent/continent, entre l'Inde et l'Asie.

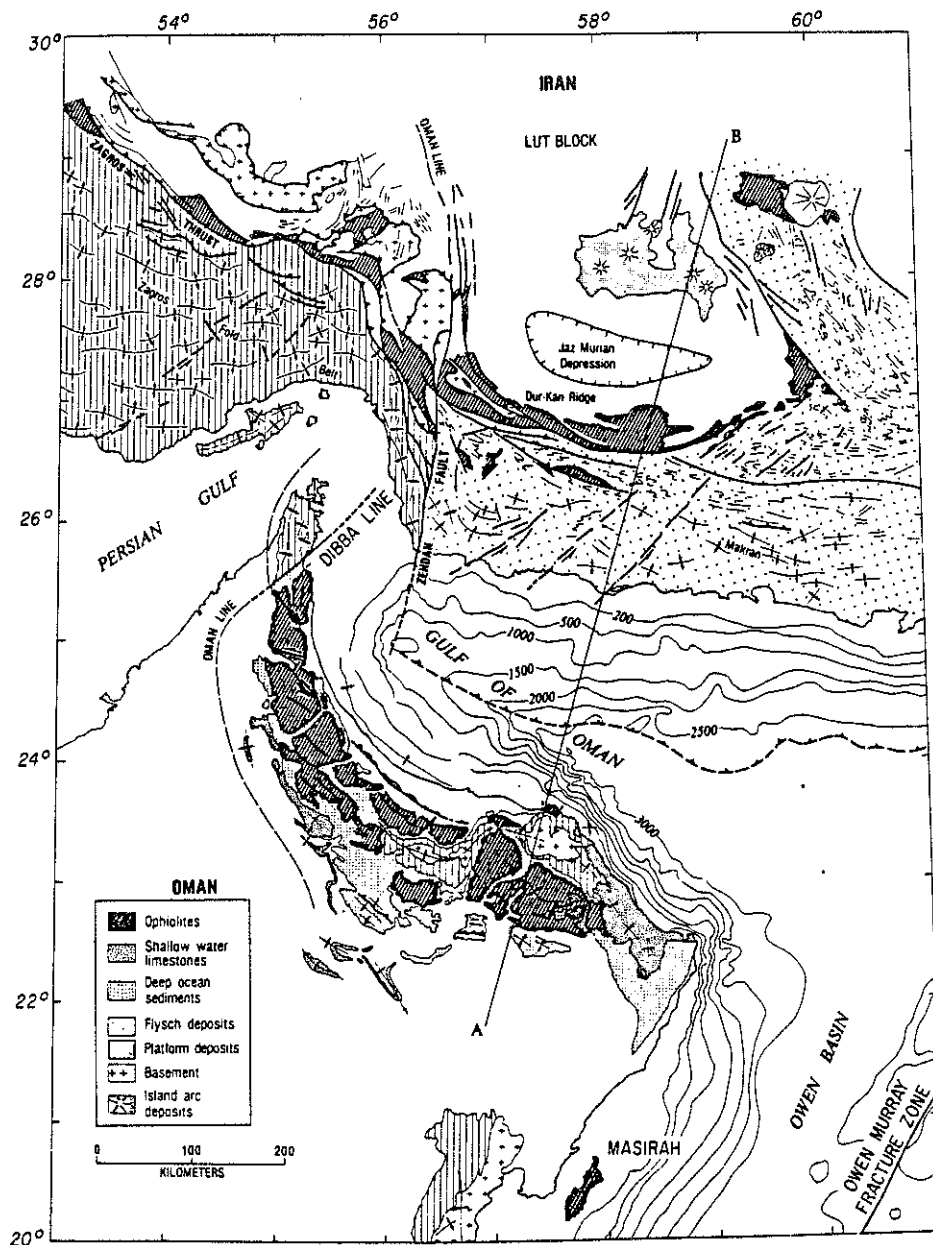


Figure 1.1: carte tectonique de l'Oman et du SE de l'Iran. Ophiolites en gris sombre, la trace actuelle de la zone de subduction du Makran est située au centre du Golfe d'Oman (Coleman, 1981).

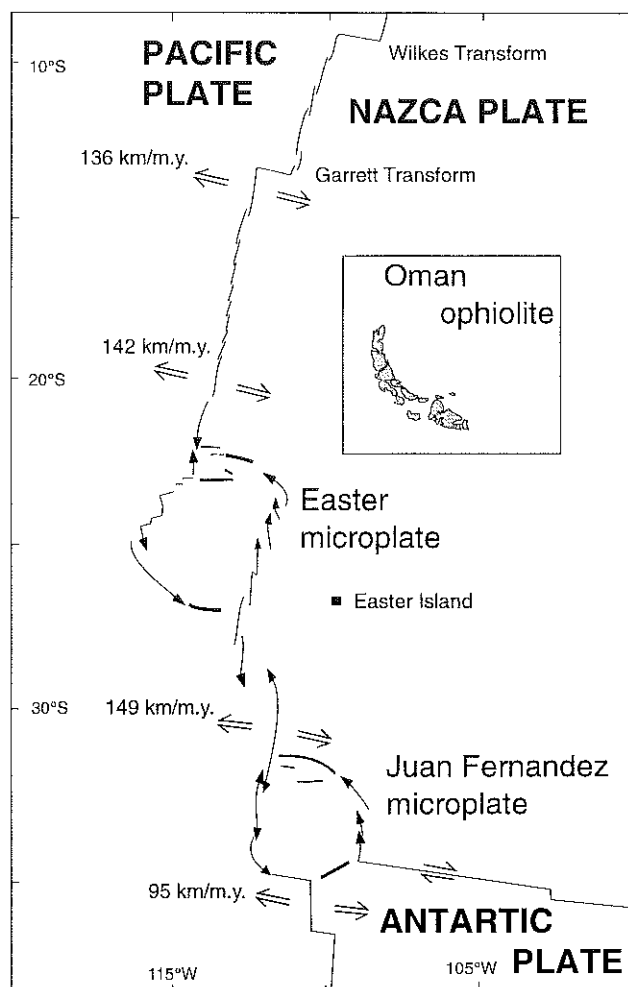


Figure 1.2: Dimensions comparées de l'ophiolite d'Oman (d'après Glennie et al, 1974) et des segments et microplaques de l'EPR (d'après Bird et al, sous presse).

Au cours de sa mise en place, et lors d'événements tectoniques contemporains, l'ophiolite fut divisée en une douzaine de massifs. Elle n'en garde pas moins une grande unité structurale à l'échelle de toute la chaîne. Du Nord au Sud, on distingue les massifs de Khwar-Fekkan, Aswad, Hilti, Fizh, Wuqbah, Sarami, Haylayn, Nakhl-Rustaq, Bahlah, Sumail, Muscat et Wadi Tayin. Deux anticlinaux ouvrent une fenêtre sur l'autochtone : le dôme du Djebel Akhdar, qui marque le sommet des montagnes d'Oman à 3019 m, et le Saih Hatat (figure 1.3). Les deux mettent à l'affleurement les sédiments autochtones paléozoïques.

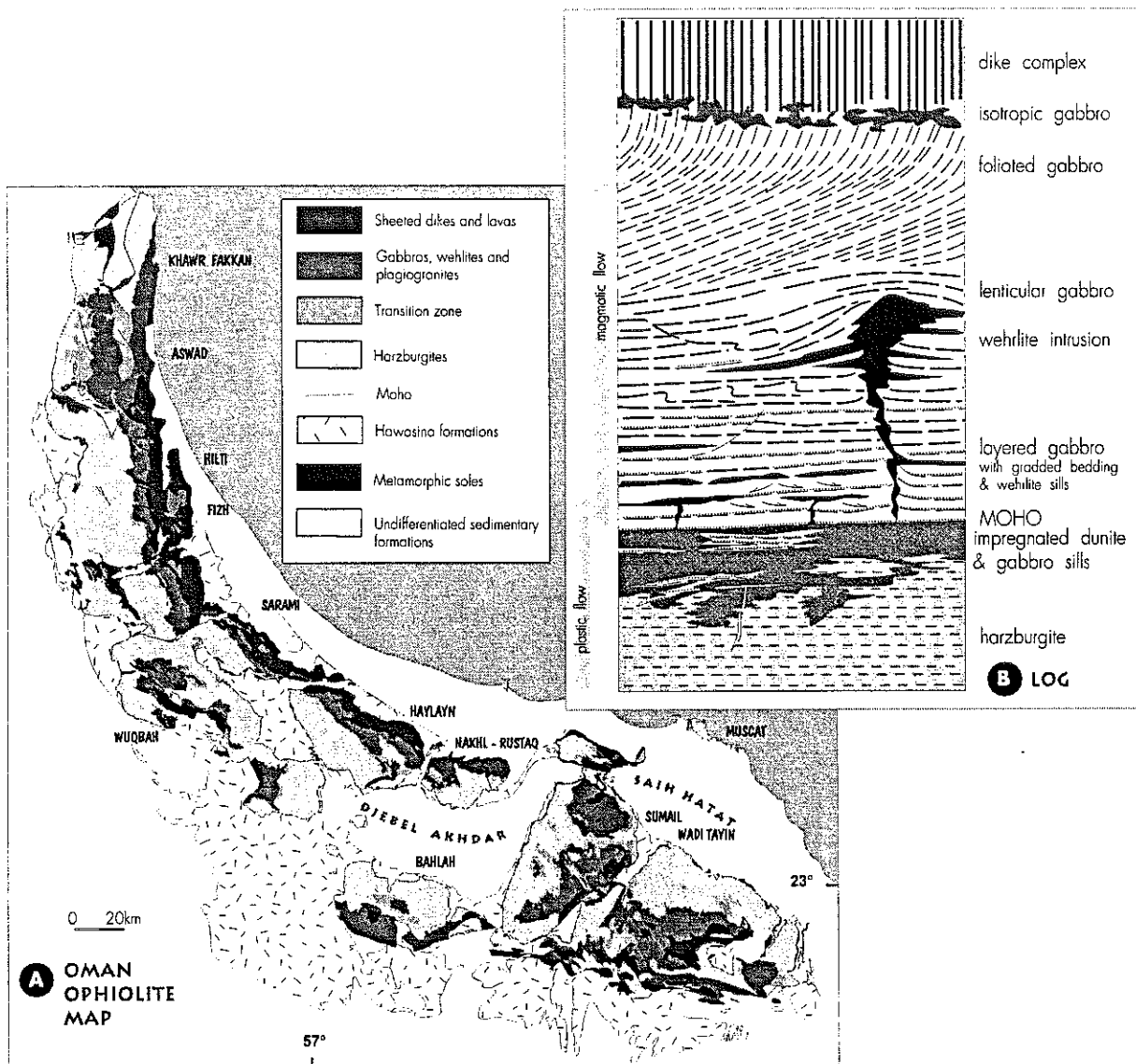


Figure 1.3: a) carte géologique de l'ophiolite d'Oman ; b) log synthétique de l'ophiolite d'Oman (Nicolas, 1989).

1.2 Bref historique

La découverte dans les montagnes d'Oman de roches ophiolitiques remonte aux premières explorations de Carter (1850). Pilgrim en 1908 les baptisa "formation de Sumail". Lees en 1928 reconnut le caractère allochtone des ophiolites et des sédiments pélagiques sous-jacents qu'il dénomma "formations d'Hawasina", tandis que Morton en 1959 développa un modèle autochtone qui ne fut définitivement écarté qu'au début des années 70, en grande partie grâce aux travaux du groupe de Glennie, qui marquaient le point de départ de l'étude

“ moderne ” des montagnes d'Oman. Durant les hivers 1967-1968 et 1968-1969, profitant d'importants moyens logistiques mis à disposition par des compagnies pétrolières, le groupe de Glennie cartographia les montagnes d'Oman au 1/500 000 (1974). Ce travail permit entre autres la datation des formations d'Hawasina dont l'âge Permien moyen à Cénomaniens est antérieur aux calcaires sous-jacents, démontrant ainsi leur caractère allochtone. Ils mirent aussi en évidence une semelle métamorphique à la base de la nappe ophiolitique. Reinhart (1969) fut le premier auteur à décrire l'ophiolite comme un morceau de lithosphère océanique formé à une ride océanique et obducté sur une marge passive durant un événement compressif. C'est ensuite que les amphibolites de la semelle métamorphique furent reliées à l'obduction et datées (Allemann et Peters, 1972).

Depuis cette époque, 4 équipes se sont succédées en Oman, outre celles directement impliquées dans des projets miniers ou pétroliers.

Le groupe américain dirigé par R.G. Coleman travailla dans le massif de Wadi Tayin qui limite la partie SE de l'ophiolite. Leurs études sont résolument orientées vers l'analogie entre les ophiolites et les centres d'expansion océanique. Ils développèrent les aspects pétrologiques, en particulier la géochimie isotopique et les éléments en traces des formations crustales, et confirmèrent l'hypothèse, selon laquelle des chambres magmatiques peuvent exister sous les dorsales océaniques (e.g. Pallister et Hopson, 1980 ; 1981). Ils démontrèrent que la mise en place de l'ophiolite débuta par un charriage intra-océanique, sans doute initié à la dorsale elle-même (Ghent et Stout, 1981 ; Boudier et Coleman, 1981). Sur le plan géophysique, les levés gravimétriques de Manghnani et Coleman (1981) montrèrent clairement que la nappe de Sumail a une épaisseur finie, qu'elle n'est pas enracinée dans la marge arabe, alors que Morton (1959), sur la base des données gravimétriques de l'époque était arrivé à la conclusion inverse, probablement à cause d'une surestimation du degré de serpentinisation des péridotites. Les principaux résultats du groupe de Coleman sont publiés dans un volume spécial (“ Oman ophiolite ”, J. Geophys. Res., Vol. 86, 1981).

Au début des années 1980, une équipe anglaise de l'Open University sous la direction de I.G. Gass, cartographia au 1/100 000 la portion des montagnes d'Oman situées au nord du Djebel Akhdar. Ils mirent en évidence l'existence d'un volcanisme différencié au toit de la section ophiolitique qui leur inspira un modèle selon lequel l'ophiolite d'Oman se serait formé dans un bassin arrière arc lié à une zone de subduction hypothétique située au voisinage de la marge arabe. La mise en place de l'ophiolite résulterait, d'après eux, de la collision entre cet arc et la marge omanaise (Lippard et al., 1986). On peut toutefois objecter qu'une grande partie des laves a une composition proche des MORB, et qu'aucun autre argument (traces d'un prisme d'accrétion par exemple) ne vient étayer l'hypothèse de l'existence d'une zone de subduction. Les principales découvertes de ce groupe -qui incluent entre autres des études sur l'évolution du bassin d'Hawasina, les semelles métamorphiques, et la section mantellaire- sont publiés dans “ The ophiolite of Northern Oman ” Geol. Soc. London, mem., 11, 1986. Un historique plus complet de ces premières explorations peut être trouvé dans la thèse de G. Ceuleneer (1986).

A partir de 1983, une équipe du BRGM a entrepris la cartographie au 1/100 000 de la partie centrale des montagnes d'Oman. Leurs résultats sont publiés par le Ministère des Pétroles et Ressources Minières d'Oman (1986) qui avait fait la commande de ce travail.

A partir de 1981, le groupe de Tectonophysique de Nantes et une équipe de Strasbourg entamaient une cartographie structurale au 1/400 000 sur l'ensemble de l'ophiolite de Sumail, en appliquant de nouvelles méthodes d'analyse structurale et cinématique dans les péridotites mantellaires. Ils montrèrent en particulier que la majeure partie de l'ophiolite a préservé les traces des déformations HT acquises à la dorsale et est très peu affectée par la déformation BT induite par la mise en place. Ainsi, la cartographie de plusieurs zones où les linéations HT dans les harzburgites sont verticales fut interprétée en terme de diapirs mantellaires sous la dorsale d'origine, qui semble localement fossilisée dans l'ophiolite. Plusieurs études apportent aussi des contraintes sur la forme et la taille de la chambre magmatique à la paléodorsale, et sur la mise en place de l'ophiolite. Ces résultats sont publiés dans "The ophiolite of Oman" Tectonophysics, special issue, 1988.

Depuis ces années, une partie de ce groupe, basée à Montpellier à partir de 1986, continue à explorer l'Oman chaque hiver et prépare une carte avec une densité de mesures structurales d'environ 1/km², afin de reconstruire la structure de la dorsale d'origine. C'est dans ce cadre que j'ai effectuée cette thèse, qui reprend les mesures faites sur les 15 ans précédents et y ajoute mes propres mesures faites durant les campagnes 1995 et 1996.

Actuellement, les équipes travaillant en Oman deviennent plus nombreuses et plus variées, avec en particulier le retour de la communauté scientifique américaine, sensible aux similitudes entre l'EPR et l'ophiolite d'Oman.

1.3 Unités lithologiques dans l'ophiolite d'Oman

L'ophiolite d'Oman présente une section complète de lithosphère océanique, depuis les formations volcaniques et sédimentaires au sommet, jusqu'à des niveaux du manteau situés à une profondeur maximale de près de 10 km sous le paléo-Moho (figure 1.3). Les structures du manteau peuvent de ce fait être analysées dans un référentiel paléo-tectonique et mises en relation avec les variations de structure et de composition de la croûte sus-jacente. Les limites de contours lithologiques très irréguliers dans les massifs du sud (Bahlah, Semail, Wadi Tayin) montrent que le pendage général de ces limites est proche de l'horizontale. Les massifs plus au nord ont généralement leur section crustale sur la bordure est du massif, et les grands affleurements de péridotites sur la partie ouest, indiquant un basculement vers l'est de ces massifs.

I.3.1 La séquence volcanique

Dans les massifs sud de l'ophiolite, les champs de laves sont en grande partie érodés, mais on trouve de nombreux affleurements spectaculaires dans la partie nord. Les premières laves appartenant à l'ophiolite, dites V1, incluent les célèbres laves en coussin de Geotimes (Pearce et al, 1981, Alabaster et al, 1982, Ernewein et al, 1988). Ces laves sont aphyriques et pauvres en vésicules. Elles forment une épaisseur estimée de 400 à plus de 1000m (Nicolas, 1989). Elles sont localement interstratifiées et recouvertes par des sédiments métallifères interprétés comme les rejets de cheminées hydrothermales, comparables aux fumeurs noirs de l'EPR (Karpoff et al, 1988). Ceux ci sont eux-mêmes interstratifiés ou couverts par les laves dites V2 (ou laves de Lasail) qui contiennent parfois des phénocristaux d'olivine et de clinopyroxènes. L'origine de cette deuxième phase reste débattue. Alabaster et al (1980) la rattache à une activité de "seamounts", Pearce (1981) et Beurier (1989) la font résulter du développement d'un arc immature formé au dessus d'une zone de subduction, tandis que Boudier et al (1988) et Ernewein et al (1988) l'associent au magmatisme résiduel de la dorsale, contaminé par la plaque océanique plongeante au commencement de l'obduction. Enfin, un volcanisme V3, produit 15 à 20 millions d'années plus tard, couvre ces formations. Ce dernier, beaucoup plus tardif, n'a pas de lien direct avec l'activité de la dorsale d'origine de l'ophiolite. Ernewein et al (1988) considèrent ces laves comme provenant d'un magmatisme intraplaque de "seamount", ayant percé l'ophiolite pendant sa mise en place.

I.3.2 Le complexe filonien

Sous les laves V1, on passe rapidement au complexe filonien, la transition entre les deux allant de quelques dizaines de mètres à 100 m (Lippard et al, 1986). Le complexe filonien se forme par intrusions successives de filons les uns dans les autres, dans une zone bien délimitée au toit de la chambre magmatique, comme le montre l'étroitesse de la zone néovolcanique axiale le long des dorsales actuelles, inférieure à 2 km (Macdonald, 1982). Les filons ont une largeur moyenne de 1 m, avec une ou deux épontes figées selon qu'ils s'intrudent mutuellement ou non. L'orientation du complexe filonien fournit une information essentielle à l'étude de l'ophiolite: elle est supposée correspondre à l'orientation de l'axe de la paléodorsale, hypothèse confirmée par des observations sur les dorsales actuelles (Helgasson et Zentilli, 1985; Auzende et al, 1989). Elle représente de plus la paléoverticale régionale. La mesure statistique des polarités des épontes figées, comme critère susceptible d'indiquer sur quel flanc se situent les affleurements (Kidd et Cann, 1974; Kidd, 1977), s'avère peu concluante dans le cas de l'ophiolite d'Oman. L'épaisseur du complexe filonien est estimée de 1000 à 1700 m (Nicolas, 1989; Nicolas et al, 1995).

I.3.3 La section des gabbros et wehrlites

Cette section est constituée de gabbros fortement déformés à l'état magmatique (figure 1.4a) et de wehrlites peu déformées. La déformation plastique des gabbros est relativement rare et en général localisée au niveau du Moho dans des zones où la transition entre croûte et manteau est abrupte (zone de transition fine, voir paragraphe suivant) (figure 1.4b). Ceci démontre qu'un domaine magmatique existait depuis la zone d'enracinement du complexe filonien -correspondant vraisemblablement à la lentille liquide détectée aux dorsales rapides-, jusqu'au Moho. L'épaisseur moyenne de cette section est d'environ 3600 m, mais elle varie de 0 à plus de 5000 m (Nicolas et al, 1996). La section des gabbros n'est absente qu'en un seul endroit: au NW du massif de Rustaq, où le complexe filonien s'enracine directement dans le manteau. Cette région très particulière est interprétée comme l'extrémité d'un propagateur (Boudier et al, 1997), et est depuis surnommée "Mansur Deep", par analogie avec la zone de Hess Deep dans l'Est Pacifique (Franchetau et al, 1990). La section gabbroïque peut se diviser en 2 sous unités: les gabbros supérieurs et les gabbros inférieurs.

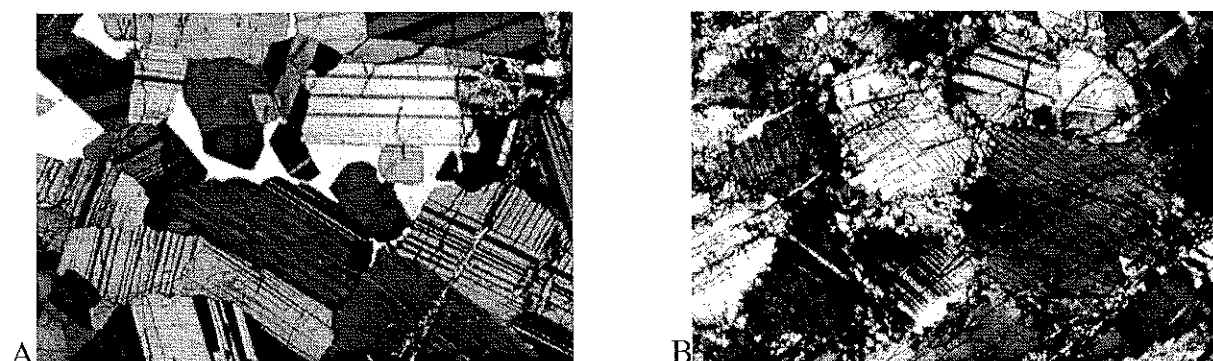


Figure 1.4: Détails de lames minces dans des gabbros, le long coté mesure environ 2 mm. a) déformation magmatique: les cristaux de plagioclase sont subautomorphes et fortement orientés; b) déformation plastique: cristaux recristallisés, extinctions onduleuses et macles en biseau. (photos B. Ildefonse).

Les gabbros supérieurs composent le premier tiers de la section. Ils sont particulièrement foliés, avec un litage peu développé, et une orientation généralement subverticale, tendant à se paralléliser avec l'orientation du complexe filonien. Ils sont majoritairement composés de gabbros à clinopyroxènes, mais on rencontre aussi des gabbros norites (contenant de l'orthopyroxène), des gabbros à amphiboles et en moins grand nombre des gabbros à olivines et des intrusions de wehrlite. Le sommet de la section constitue la racine du complexe filonien, épaisse de moins de 200 m, composée de gabbros foliés, de gabbros

isotropes, pegmatisés, à amphiboles, et de diabases sans épontes figées, désignées sous le terme de "protofilons".

Les gabbros inférieurs sont caractérisés par leur litage, parallèle à la foliation et la linéation qui sont induits par l'écoulement magmatique. Le litage est dû aux proportions variées des trois constituants majeurs de ces gabbros: plagioclase, clinopyroxène et olivine. Les gabbros norites sont rares. Le litage peut être souligné par des lits de wehrlites. Les wehrlites peuvent aussi former des intrusions, avec des volumes allant de quelques mètres cubes, à plusieurs kilomètres cubes, à tel point que par endroit elles constituent l'essentiel de la croûte inférieure.

Au passage des gabbros supérieurs aux gabbros inférieurs, l'orientation des foliations et linéations passe progressivement, et localement en quelques centaines de mètres, de la verticale à une orientation parallèle au Moho, et parallèle aux foliations et linéations des péridotites mantellaires sous-jacentes (figure 1.3b). Ces orientations sont parfois perturbées -toujours à l'état magmatique- soit à l'aplomb des péridotites mantellaires portant des linéations verticales, soit près des intrusions de wehrlite, qui s'injectent en déformant les gabbros encore chauds. L'orientation générale du Moho est une information fondamentale pour l'étude de l'ophiolite, puisque, quand cette orientation n'a pas été perturbée, elle représente la paléohorizontale régionale, qui sert de repère complémentaire à l'orientation du complexe filonien.

1.3.4 La section mantellaire

La section mantellaire représente les deux tiers en surface de l'ophiolite. Elle est composée en grande partie de harzburgites plus ou moins déprimées; on y trouve aussi des dunites, et en beaucoup moins grande quantité des troctolites et pyroxénites. Les harzburgites contenant parfois des cristaux de clinopyroxène et/ou de plagioclase ne sont pas considérées comme des lherzolites, car elles résultent clairement d'une imprégnation secondaire et non d'une fusion partielle moindre de la roche primitive. En conséquence, les lherzolites pristines sont totalement absentes de l'ophiolite d'Oman.

La minéralogie de ces roches est très simple, les constituants essentiels sont l'olivine (environ 75 à 95 % dans les harzburgites, près de 100 % dans les dunites), et l'orthopyroxène (5 à 25% dans les harzburgites), auxquels s'ajoutent le spinelle (<5 %), et le clinopyroxène et le plagioclase dans les zones où du liquide magmatique a été piégé (figure 1.5). L'altération en serpentine de l'olivine varie autour de 30 %, mais ce phénomène secondaire n'est pas un grand obstacle à nos observations.

L'aspect austère et uniforme de cette section cache en fait une grande richesse d'informations. Après avoir décrit les différentes structures dans les roches du manteau (fabrication de forme, fabrication de réseau et microstructure), nous verrons que cette section peut être découpée en deux parties: la zone de transition, et la section des harzburgites.

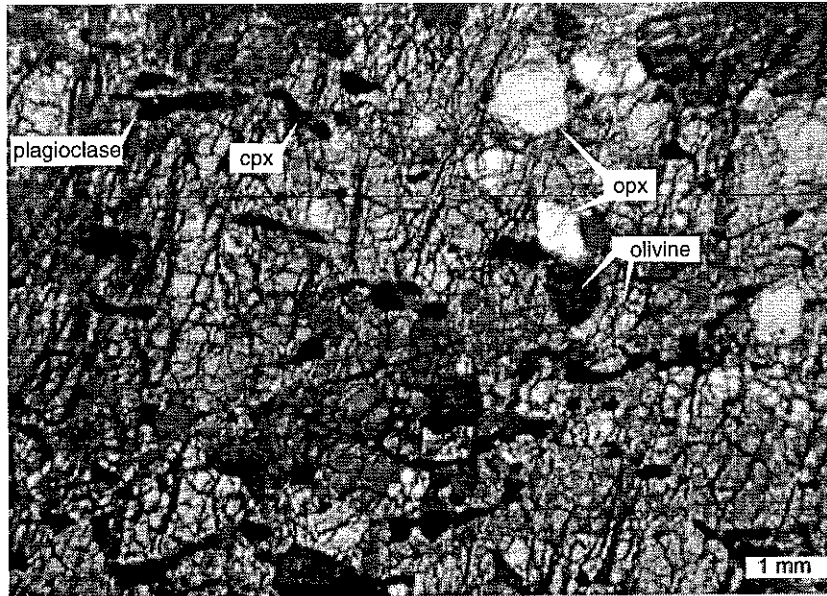


Figure 1.5: harzburgite déprimée (faible pourcentage d'orthopyroxène) et « imprégnée » par le plagioclase et le clinopyroxène. Lame mince taillée dans le plan XZ, la foliation et la linéation sont horizontales. La serpentine forme le réseau gris qui affecte les olivines.

I.3.4.1 Structures dans le manteau

Les péridotites du manteau sont déformées plastiquement, il en résulte une fabrique de forme et une fabrique de réseau que l'on observe bien dans les péridotites d'Oman.

La fabrique de forme est caractérisée par un plan de foliation -qui correspond au plan d'aplatissement des minéraux, et au plan X,Y de l'ellipsoïde de déformation finie (Nicolas et Poirier, 1976)- et une linéation -généralement parallèle à l'axe X de l'ellipsoïde de déformation finie- (figure 1.5 et 1.6). Ces structures pénétratives sont repérées et mesurées sur le terrain grâce aux allongements des grains de spinelle, parfois de pyroxènes, et au litage dunitique ou pyroxénitique subparallèle à la foliation (voir paragraphe I.3.4.6) . A chaque " station de mesure ", un échantillon orienté est prélevé et les mesures de terrain sont vérifiées au laboratoire sur l'échantillon scié et décoloré à l'acide chlorhydrique. Foliations et linéations peuvent être représentées sur des cartes par des trajectoires interpolées à partir des mesures individuelles. Ces tracés sont plus ou moins interprétatifs selon la densité des mesures.

La fabrique de réseau -appelée aussi fabrique cristallographique ou " pétrofabrique "- résulte de l'organisation des réseaux cristallographiques des minéraux constitutifs de la roche autour d'une direction préférentielle. Dans la mesure où les relations entre les axes optiques et axes cristallographiques sont simples et directes pour l'olivine, constituant principal de la roche,

cette fabrique peut être mise en évidence au microscope optique polarisant par l'observation de l'angle d'extinction moyen des olivines dans une lame mince proprement taillée dans le plan (XZ). Cette fabrique peut être précisément mesurée à la platine universelle à 5 axes. L'étude de ces fabriques permet de montrer que lors de la déformation plastique asthénosphérique, héritée à la dorsale, le plan (010) ou un plan (0kl) sert de plan de glissement des dislocations, et la direction [100] correspond à la direction de glissement dans les cristaux d'olivine. Dans les cristaux, ces plans et directions ont tendance à se réorienter parallèlement au plan et à la direction du cisaillement (Nicolas et Poirier, 1976) (figure 1.7).

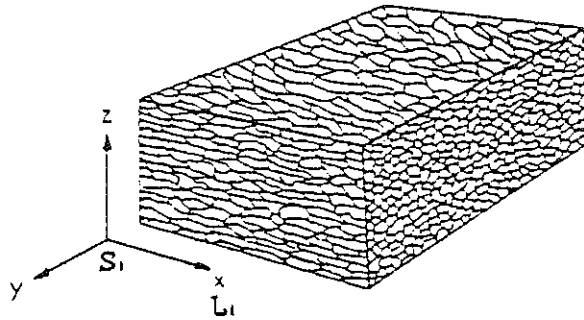


Figure 1.6: Relation entre foliation et linéation minérales et l'orientation des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie (d'après Nicolas et Poirier, 1976).

1.3.4.2 Analyse cinématique

L'analyse cinématique consiste à relier le plan et la ligne d'écoulement, déterminés par la fabrique de réseau, à la foliation et la linéation pour en déduire le régime de déformation (Nicolas et al, 1971; Nicolas et Poirier, 1976). La figure 1.7 illustre l'évolution de la fabrique de forme et les fabriques de réseau obtenues pour l'olivine et l'orthopyroxène lors d'une déformation HT en cisaillement simple d'une péridotite. Dans les péridotites d'Oman, la fabrique de réseau étant généralement forte et légèrement oblique par rapport à la fabrique de forme, on en déduit que la roche a enregistré une forte déformation plastique en régime de cisaillement simple, dont le sens de cisaillement peut être déterminé. Les fondements physiques de l'analyse cinématique sont exposés en détails dans l'ouvrage de Nicolas et Poirier (1976). Vu la marge d'erreur dans la détermination des foliations et linéations ($\pm 5^\circ$) et la faiblesse de l'angle entre la fabrique de forme et la fabrique de réseau, il est courant d'accepter la simplification que les cartes de trajectoires de foliations et de linéations peuvent être lues directement comme des cartes de plans et de lignes d'écoulement du manteau. Le sens de cisaillement permet alors de connaître dans quel sens relatif se déplace chaque bloc de part et d'autre d'une foliation. Si dans un référentiel absolu, les deux blocs se déplacent dans la même

direction (comme c'est toujours le cas, sauf sur la bordure d'un diapir -voir chapitre III-, ou le long de failles ductiles), on en déduit l'aspect du profil de vitesse de l'écoulement (figure 1.7)

1.3.4.3 Intensité de la déformation

En théorie, l'intensité de la déformation est liée à l'angle entre la fabrique de réseau et la fabrique de forme, et à la taille des grains (Goetze, 1975; Mercier et al, 1977; Nicolas, 1978; Karato et al, 1980). En pratique, dans les péridotites d'Oman, ces mesures sont peu aisées et donnent des résultats peu satisfaisants. On utilise plutôt un index d'intensité de la fabrique (J) calculé à partir de la fabrique de réseau (Bunge, 1982). Mainprice et Silver (1993) ont montré que cet index augmente avec la déformation axiale et le cisaillement.

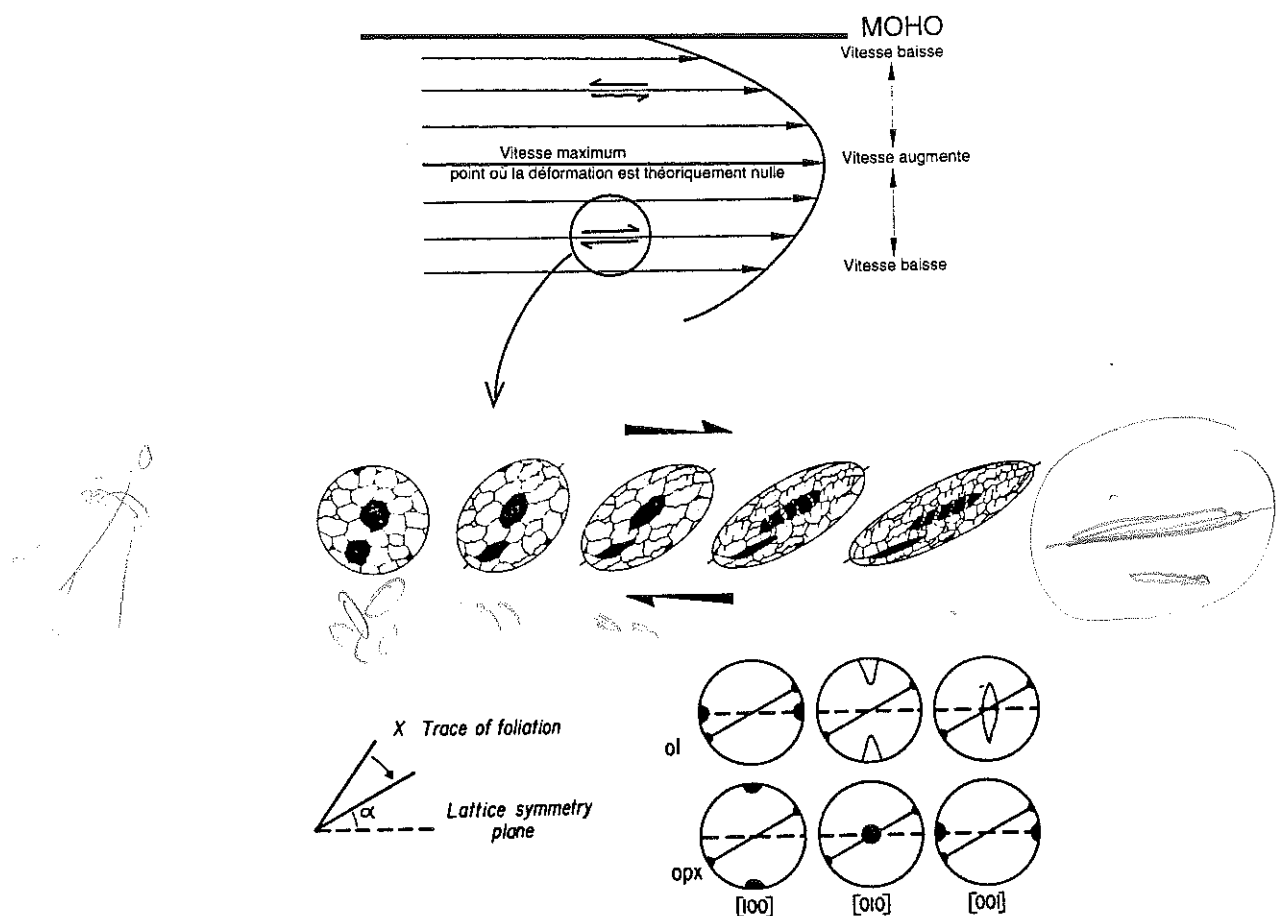


Figure 1.7: analyse cinématique dans une péridotite. L'écoulement mantellaire induit un cisaillement simple, perpendiculaire à la direction du gradient de vitesse, qui permet le développement d'une foliation. Les stéréogrammes correspondant à l'état final montrent que l'orientation des systèmes de glissement des minéraux coïncide avec le plan de cisaillement, et est oblique sur la foliation. Cette obliquité permet de déduire le sens de cisaillement et de revenir au gradient de vitesse. (adapté d'après Nicolas, 1989).

L'ensemble des orientations cristallographiques d'un agrégat peut être approximativement décrit par une fonction continue: la fonction de distribution des orientations (ODF en anglais). L'intensité de la fabrique est définie comme l'intégrale de l'ODF, élevée au carré; elle définit l'acuité de l'ODF sans s'intéresser aux détails de cette distribution. Pour le calcul, cette intégrale est décrite par un développement en harmoniques sphériques. Une troncature dans le développement des séries doit être réalisée, elle s'effectue à la 22ème série, ce qui est un bon compromis entre la lourdeur des calculs et les erreurs dues à cette troncature. L'intensité de la fabrique varie alors de 1 pour une distribution aléatoire, à 250 pour un monocristal. Dans les péridotites d'Oman, les intensités de la fabrique de l'olivine inférieures à 7 sont considérées comme faibles (un minimum de 4 a été trouvé; dans le cas des intensités inférieures à 5, la fabrique est quasi impossible à discerner à la loupe binoculaire, et la roche est considérée comme pratiquement pas déformée). Entre 7 et 9 les fabriques sont moyennes, supérieures à 9 elles sont fortes (le maximum mesuré est de 20).

I.3.4.4 Empreinte microstructurale des déformations asthénosphériques et lithosphériques

Puisque le but de ce travail est de déterminer la structure du manteau sous une paléoride, il est fondamental de distinguer si la déformation enregistrée est de haute température (HT) (c.a.d. d'origine asthénosphérique et héritée à la dorsale) ou de basse température (BT) (c.a.d. lithosphérique, et donc due à des processus relativement tardifs et non directement liés au régime de déformation à la ride d'origine). La microstructure des échantillons permet de distinguer ces deux régimes (Nicolas, 1989) (figure 1.8).

Les microstructures porphyroclastiques et équigranulaires à gros grain sont caractéristiques de la déformation asthénosphérique (figure 1.8a). La taille moyenne des grains est millimétrique. Cette microstructure est la plus courante. Les microstructures mylonitiques et porphyroclastiques à grain fin (10-50 μ) sont caractéristiques de la déformation lithosphérique (figure 1.8b). Ce type de déformation est peu courant au coeur des massifs de péridotites d'Oman (seulement trouvé sur 2 échantillons sur un total de environ 250 échantillons étudiés pour la zone de Maqsad); il est strictement localisé dans des zones de cisaillement, comme dans les massifs du nord, ou à la limite entre 2 lithosphères d'ages différents, comme dans la région de Sayma (massif de Sumail) et de Khafifa (massif de Wadi Tayin) (voir chapitre II), et à la base de l'ophiolite, en relation avec le détachement initial l'ophiolite.

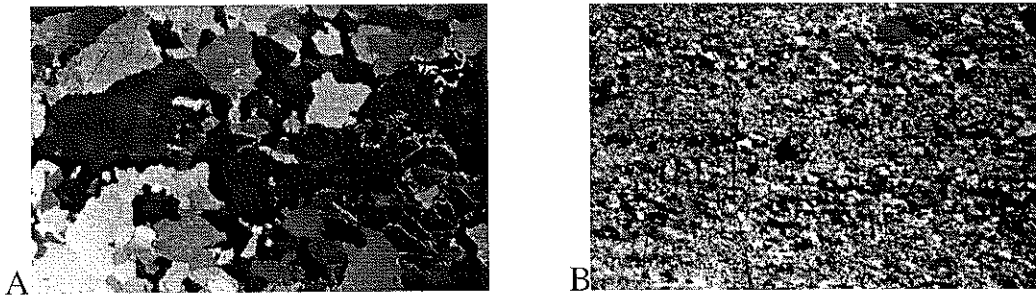


Figure 1.8: Lames minces de harzburgites, taillées dans le plan XZ, la foliation est horizontale, et le long coté mesure environ 25 mm. a) cas d'une déformation asthénosphérique ; b) cas d'une déformation lithosphérique. (Nicolas, 1990).

I.3.4.5 La zone de transition

Le passage de la section de gabbros à la section mantellaire se fait par une zone de transition riche en dunite (figure 1.9). Cette zone de transition est particulièrement épaisse - jusqu'à plus de 400m- dans les régions où les péridotites contiennent des linéations verticales interprétées comme la trace de diapirs asthénosphériques. C'est par exemple le cas dans la région de Maqсад (Boudier et Nicolas, 1995). Dans cette situation, la zone de transition contient des sills de gabbro, épais de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres, toujours déformés à l'état magmatique, alors que la péridotite encaissante est déformée plastiquement, à l'état solide. Le Moho, défini comme la limite entre la section des gabbros en continu et les péridotites peut alors être difficile à identifier. On trouve aussi des niveaux de dunites " imprégnées " par du plagioclase et du clinopyroxène, tous deux interstitiels (reliques du liquide magmatique circulant dans la matrice dunitique) et quelques niveaux de harzburgite interlités dans la dunite. Enfin, les zones de transition épaisses sont caractérisées par la présence de nombreux pods de chromites (22 dans la région de Maqсад), le plus souvent situés en base de zone de transition. La structure des zones de transition épaisses peut être relativement complexe, avec la juxtaposition de zones à linéations redressées proches de linéations horizontales, ou de zones à faibles fabriques et de zones à très fortes fabriques.

Dans d'autres régions, éloignées des diapirs et où le flux du manteau est horizontal, la zone de transition ne consiste qu'en quelques mètres de dunite, et est souvent intensément déformée. C'est typiquement le cas dans Wadi Al Abyad dans le massif de Rustaq (Boudier et Nicolas, 1995) et dans la région de Hilti (Ildefonse et al, 1995). Le Moho est alors facilement identifiable; on peut littéralement le toucher du doigt (figure 1.10). Les pods de chromite y sont totalement absents, tout comme dans les harzburgites profondes.

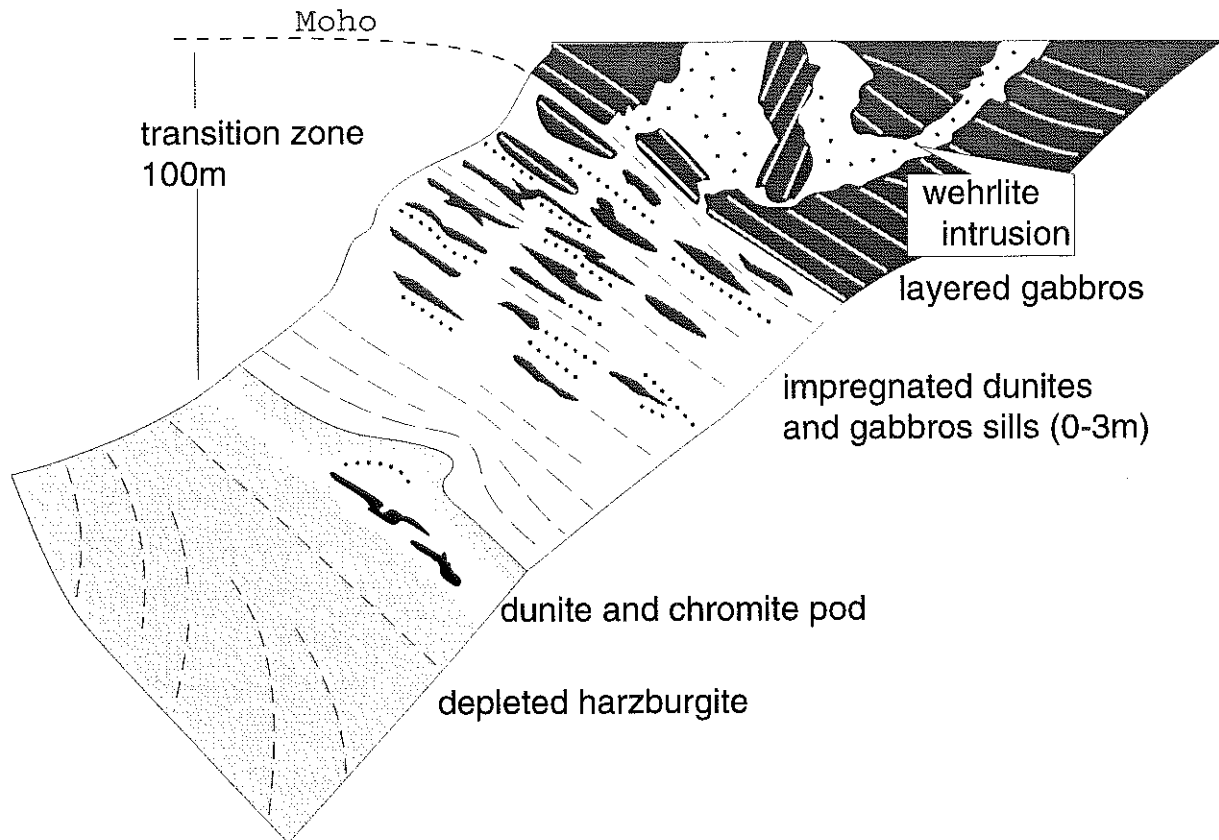


Figure 1.9: log synthétique d'une zone de transition épaisse (modifié d'après Boudier et Nicolas, 1995).

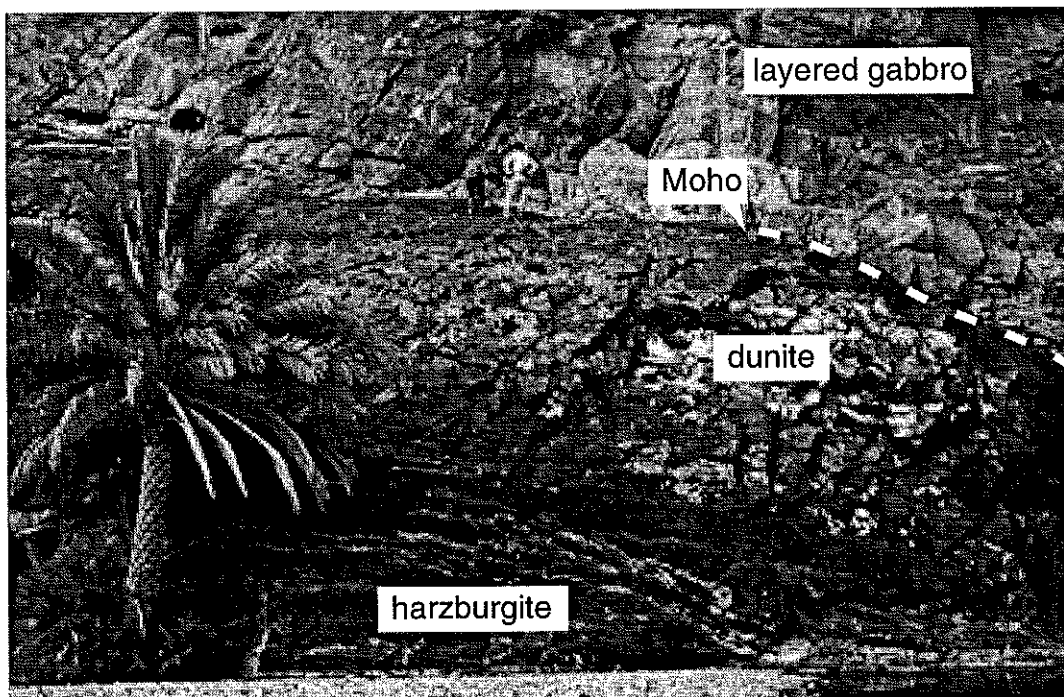


Figure 1.10: exemple d'une zone de transition mince, d'épaisseur inférieure à 10 m (Wadi Al Abyad, massif de NakhI-Rustaq) (photo serveur W3 ISTEEM/TECTONO).

I.3.4.6 La section des harzburgites

Sous cette zone de transition, le reste de la section mantellaire est essentiellement composé de harzburgites. Immédiatement sous les zones de transition épaisses, on peut encore trouver quelques harzburgites imprégnées en plagioclase et clinopyroxènes, témoignant du piégeage de liquide magmatique. Dans le reste de la section, on trouve localement des corps irréguliers de dunite, formés par la dissolution de l'orthopyroxène par des liquides magmatiques circulant dans le manteau (Sinton, 1977; Leblanc et al, 1980; Nicolas et Prinzhofer, 1983; Kelemen, 1990). Dans le cas où ces corps se sont formés précocément, ils sont déformés et ont été transposés parallèlement à la foliation, formant ainsi un litage dunitique. Une partie de ces dunites pourrait être issue de l'entraînement vers le bas d'un morceau de zone de transition épaisse. Le litage dunitique est particulièrement spectaculaire à la base de l'ophiolite; il est difficile d'estimer si il est mieux exprimé dans cette partie de la section mantellaire à cause d'une éventuelle plus grande proportion des dunites par rapport à la proportion moyenne, ou bien à cause de l'intense déformation liée à la mise en place de l'ophiolite. On trouve aussi des lits centimétriques de dunites ou de pyroxénites (essentiellement à orthopyroxène) formés par ségrégation lors de la déformation et généralement parallèles à la foliation.

I.3.5 Les filons

La nature, l'abondance et l'orientation des filons furent relevées en routine, mais ne furent pas l'objet d'un échantillonnage systématique. On distingue :

- Les chromitites
- Les pyroxénites
- Les gabbros et troctolites
- Les diabases
- Les plagiogranites

On a également distingué les filons intrusifs dont les contacts avec l'encaissant sont francs et les filons dits " in situ " que l'on préfère maintenant appeler " réactifs ", aux limites parfois diffuses et irrégulières et caractérisés par un manchon de dunite marquant la réaction entre le liquide circulant dans le filon et la péridotite encaissante. On associe les filons réactifs, les filons intrusifs et les diabases à des températures d'emplacement progressivement plus froides; les filons réactifs correspondant sans doute à des températures d'emplacement proche des conditions asthénosphériques, les diabases correspondant à des températures probablement inférieures à 700°C, surtout si elles possèdent des épontes figées. La coexistence de ces différents types de filons dans une même région (voire sur le même affleurement) témoigne du refroidissement progressif des roches.

Au dessus du Moho, les filons sont en nombre très limité, les seuls clairement visibles sont les diabases et les plagiogranites et parfois des filons de norite et des gros filons de gabbro. Cela pourrait provenir du faible contraste de couleur entre des filons de gabbro et les gabbros encaissants, mais il semble aussi que les filons disparaissent progressivement en allant des harzburgites jusque vers le sommet de la zone de transition. Les chromitites ont une distribution particulière puisqu'elles ne sont présentes qu'à la base de la zone de transition (moins de 100 m sous les premières dunités), et au sein des zones de transition épaisses. Il semble par ailleurs qu'il y ait une certaine exclusion entre des zones riches en filons de pyroxènes (Nord de Wadi Tayin , Est de Mansah) et d'autres riches en filons de gabbro et troctolite. Dans l'ensemble de la chaîne, la répartition des filons n'est pas aléatoire, et semble contrôlée par les structures du manteau. En particulier les filons sont plus abondants dans les zones contenant des linéations verticales.

I.3.6 Relations entre les différentes unités lithologiques et leurs structures

Après cet aperçu sur l'ensemble des roches et des structures composant la section ophiolitique, il convient de rappeler les relations entre les unités lithologiques, mises en évidence par des séries de coupes à travers toute l'ophiolite (Nicolas et al, 1996).

Quelque soit la région concernée, les linéations magmatiques dans les gabbros inférieurs sont parallèles aux linéations plastiques du manteau supérieur, ce qui suggère un fort couplage entre les deux sections. On note aussi qu'à grande échelle, les filons quelqu'en soit le type (filons réactifs, diabases...) ont une orientation moyenne parallèle à l'orientation régionale du complexe filonien, ce qui montre que le champ de contrainte régional de la dorsale a été maintenu pendant le temps où la lithosphère océanique s'est refroidie.

Les régions où se trouvent des linéations verticales dans le manteau sont associées avec des zones de transition épaisses (de 50 à plus de 400 m, avec des valeurs moyennes autour de 100 m), une grande abondance de filons, la présence de chromitites, un Moho difficile à identifier, un peu perturbé, avec des orientations variées, et une section de gabbros relativement peu épaisse (2.2-2.5 km).

Les régions où les foliations et linéations du manteau sont horizontales, ont des structures plus homogènes, avec une direction préférentielle des linéations souvent perpendiculaire à l'orientation du complexe filonien et des filons. Les filons, et particulièrement les filons réactifs, y sont peu abondants, les chromitites sont totalement absentes. La zone de transition est peu épaisse (moins de 50 m, souvent moins de 10 m), le Moho est facile à identifier, avec en général une orientation proche de l'horizontale, et la section des gabbros est relativement épaisse (3.6-3.9 km).

Bien sur, toutes ces remarques ne sont valables qu'à titre général et à grande échelle, et plusieurs régions (telle " Mansur Deep ") peuvent s'écarter de ces règles.

I.4 Taux d'expansion de la dorsale d'origine

Vu l'impossibilité de déterminer directement le taux d'expansion par une série de datations radiogéniques sur les laves (Tilton et al, 1981), on utilise d'autres critères qui peuvent en donner une idée qualitative (Boudier et Nicolas, 1985; Nicolas et al, 1988)

1) La section des gabbros est continue, et le plus souvent d'une épaisseur supérieure à 2 km tout au long de la chaîne ophiolitique, ce qui suggère l'existence d'une chambre magmatique permanente tout au long de la dorsale d'origine (Pallister et Hopson, 1981). De telles chambres magmatiques ne sont connues que dans le cas de dorsales à taux d'expansion intermédiaire à rapide (>6 cm/a).

2) On trouve peu de failles au coeur des massifs, pas de flaser gabbros en faille listique, et pas de basculement du complexe filonien, enfin, les quelques zones de cisaillement à amphibolite ne coulissent pas perpendiculairement au complexe filonien, et semblent liées à la mise en place de l'ophiolite. Ces observations excluent la possibilité de vallées axiales profondes, cernées par des failles normales, ou l'existence de nombreuses failles transformantes à la dorsale d'origine. Ceci s'écarte des traits des dorsales lentes.

3) Le caractère déprimé des harzburgites, et l'absence totale des lherzolites, en comparaison des péridotites échantillonnées dans l'Atlantique (Bonatti et Honnorez, 1976; Auzende et al, 1989) et à l'EPR (Cannat et al, 1990; Girardeau et Franchetau, 1993; ODP scientific results, vol. 147, 1996), évoque davantage ce second environnement.

L'ophiolite d'Oman provient donc d'une dorsale à taux d'expansion probablement rapide, peut être intermédiaire. Ses caractéristiques contrastent avec celles d'autres ophiolites considérées comme provenant de dorsales à taux d'expansion lent (par exemple Trinity (Boudier et Nicolas, 1985)).

I.5 Détachement de l'ophiolite

Au Cénomaniens supérieur, la convergence entre l'Afrique-Arabie et l'Eurasie s'initie et correspond à une subduction/obduction intra océanique (appelée aussi premier détachement) au large de l'Oman, dans l'océan téthysien (Dercourt et al, 1993). On a alors la formation d'une semelle métamorphique dans le faciès amphibolite à la base de la lithosphère obductée qui formera l'ophiolite d'Oman. Cette semelle est datée à 90-100 Ma (Lanphere, 1981; Boudier et al, 1985; Montigny et al, 1988, Hacker et al, 1988) et est contemporaine des laves V1 (Montigny et al, 1988). Quelques soient les modèles de premier détachement proposés, que l'ophiolite provienne d'un environnement de bassin arrière arc, précédé d'une subduction intra océanique (Lippard et al, 1986; Beurrier et al, 1989), ou d'une dorsale médio océanique (Boudier et al, 1988; Nicolas, 1989), les auteurs s'accordent à penser que ces datations prouvent que le premier détachement a eue lieu très proche de, ou à l'axe même du centre

d'accrétion d'origine. Le modèle développé par Boudier et al (1988) et Nicolas (1989) propose que ce détachement se fasse le long de la limite lithosphère-asthénosphère dans la lithosphère océanique obductée (figure 1.11); en conséquence, la base de la section du manteau, qui constitue aussi la base l'ophiolite pourrait être considérée, au moins dans certaines régions, comme une base de lithosphère. Un deuxième stade correspond à la mise en place de l'ophiolite sur le continent, c'est à dire l'obduction "sensu-stricto", dont les traces sont identifiées dans le faciès schiste vert, et datées à 80 Ma (Lanphere, 1981).

Par ailleurs, les études paléomagnétiques (Shelton, 1984; Thomas et al, 1988; Perrin et al, 1994) indiquent une rotation de 145° dans le sens horaire de toute l'ophiolite dans un temps de 10 à 15 Ma, allant du premier détachement à l'obduction sur la marge arabe. Perrin et al (1994) montrent même qu'une rotation de 40° est déjà effectuée entre les épanchements des laves V1 et V2, c'est à dire dans un temps de l'ordre de 1 à 3 Ma. Cette rotation fut d'abord mise sur le compte des processus d'obduction (Thomas et al, 1988; Perrin et al, 1994). Plus récemment, Boudier et al (1997) (voir chapitre II) proposent que ces rotations trouvent leur origine à la dorsale téthysienne, dans un environnement de microplaque comparable à Juan de Fuca à l'EPR, où de telles rotations sont actuellement observées (Hooft et al, 1995).

Différents modèles récents s'attachent moins à comprendre l'initiation de l'obduction et visent à comprendre la genèse du métamorphisme UHP du Saih-Hatat et son exhumation (Michard et al, 1994; Mattauer et Ritz, 1996; Chemenda et al, 1996; Hacker et Gnos, 1997).

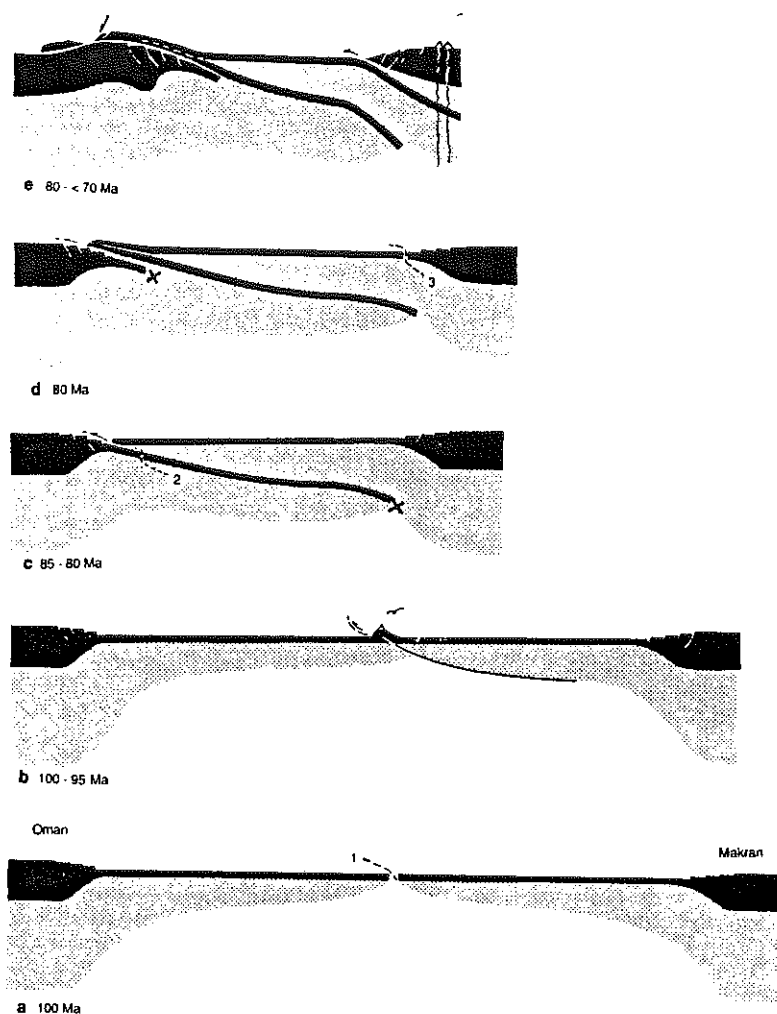


Figure 1.11: modèle de mise en place de l'ophiolite d'Oman ; (1), (2) et (3) : surfaces de détachement successives. a) accréation océanique ; b) lors d'une phase de compression, le détachement s'initie au point le plus faible de l'océan: la ride; mise en place du volcanisme secondaire (V2) ; c) blocage de la subduction océanique, au point (X), du à la rencontre avec une lithosphère plus ancienne et plus épaisse ; d) obduction sur la marge arabe ; e) initiation de la subduction du Makran, surrection de l'autochtone omanais et glissement gravitaire de l'ophiolite. (Nicolas, 1989).

1ère partie

CHAPITRE II

II STRUCTURE GENERALE DE L'OPHIOLITE

La parfaite continuité de la lithologie sur des longues distances, et la bonne préservation des structures acquises à la ride permet non seulement d'établir des relations verticales entre les différentes unités (paragraphe I.3.6), mais aussi de cartographier les variations latérales de structures, et éventuellement de reconstituer l'organisation de la dorsale d'origine. Cette tâche est d'autant plus aisée dans les massifs du Sud de l'ophiolite que l'attitude moyenne du Moho y est proche de l'horizontale ; la cartographie de l'ophiolite peut donc être vue comme celle d'un morceau de lithosphère océanique disséqué par l'érosion.

II.1 Critères de localisation du flanc d'origine à la dorsale

Les principaux critères utilisés pour déterminer de quel flanc de dorsale une région dans l'ophiolite d'Oman dérive, sont le sens de cisaillement dans les péridotites et la structure générale de l'ophiolite (Nicolas, 1989; Nicolas et Boudier, 1995). Nous verrons par la suite que des critères plus fins (orientation détaillée et concentration des filons, pendage local du Moho, présence de linéations parallèles à l'orientation de l'axe) peuvent être utilisés dans le cas de Maqsad (chapitre III). L'expérience a montré que la polarité des éponges figées dans le complexe filonien, et l'analyse des figures sédimentaires dans les gabbros lités étaient des critères peu fiables dans l'ophiolite d'Oman ; ce qui n'exclut pas qu'ils soient adaptés dans d'autres ophiolites (Kidd et Cann (1974) ont utilisé la polarité des éponges figées avec succès dans les ophiolites du Troodos).

II.2 Structures liées à l'écoulement sous l'axe

II.2.1 Les modèles proposés

Trois modèles d'écoulement du manteau sont régulièrement discutés par la communauté scientifique :

- (1) le modèle 2D passif
- (2) le modèle 2D actif
- (3) le modèle 3D actif

L'appellation 2D ou 3D dépend de la répartition du flux mantellaire montant vers la dorsale, continu tout le long de la ride dans le premier cas, localisé dans des diapirs, alignés le long de la

ride, dans le deuxième cas. Le terme passif désigne un flux mantellaire essentiellement entraîné par la divergence des plaques lithosphériques sus-jacentes ; les vitesses d'écoulement dans l'asthénosphère supérieure sont alors obligatoirement inférieures aux vitesses des plaques lithosphériques sus-jacentes. Du fait que dans un modèle passif, la géométrie du flux du manteau dépend surtout de la géométrie de la ride, et que celle ci possède toujours une géométrie approximativement 2D, aucun modèle 3D passif n'a été envisagé à ce jour. Le terme actif désigne un flux mantellaire essentiellement dû à la convection thermique et aux différences de densité et viscosité au sein du manteau ; l'écoulement asthénosphérique est alors susceptible d'avoir des vitesses supérieures aux vitesses des plaques.

II.2.2 Structures liées aux modèles

Dans un modèle 2D, passif, (figure 2.1a), on s'attend à trouver des foliations d'azimut parallèle au complexe filonien, ainsi qu'une concentration des foliations et linéations redressées, surtout à grande profondeur, tout le long de l'axe de la ride. Sur la bordure de l'axe, les foliations et linéations marquant le virage entre le flux montant et le flux horizontal, devraient tourner progressivement, avec un pendage dirigé vers l'axe de la dorsale, comme l'illustrent plusieurs modélisations (eg Parmentier et Phipps Morgan, 1990; Turcotte et Phipps Morgan, 1992; Sparks et al, 1993). Le manteau étant passivement entraîné par la lithosphère sus-jacente, le profil de vitesse de l'écoulement mantellaire doit être décroissant avec la profondeur, et l'axe de la dorsale doit correspondre à la ligne de séparation de sens de cisaillement divergents vers l'extérieur de l'axe.

Dans le cas d'un modèle 2D actif, la répartition des foliations et linéations verticales devrait être la même. Concernant le virage entre les linéations verticales et horizontales, on s'attend à ce qu'il soit plus abrupt, sans pouvoir préciser si les pendages des foliations doivent être dirigés vers l'axe ou vers l'extérieur de la ride. Après ce virage, si la vitesse d'écoulement asthénosphérique est supérieure au demi taux d'expansion de la ride, on s'attend à ce que l'axe corresponde à la limite entre des sens de cisaillement opposés, dirigés vers l'axe, ou bien, si une inversion du sens de cisaillement existe, et qu'on se situe sous la zone d'inversion, à une limite entre des sens dirigés vers l'extérieur, de la même façon que dans le modèle passif (figure 2.1b).

Dans un modèle dit 3D (figure 2.1b), on s'attend à un alignement de diapirs, parallèle à la direction du complexe filonien. C'est dans ces diapirs que se concentrent les foliations et linéations redressées. Les foliations peuvent posséder des azimuts non parallèles à la ride, formant des trajectoires circulaires. Contrairement au cas 2D, on peut imaginer des linéations d'orientation variées autour des zones verticales, avec en particulier des linéations horizontales parallèles à la ride, de façon qu'un diapir alimente tout un segment de ride. Le virage entre linéations verticales et horizontales, ainsi que la disposition des sens de cisaillement par rapport à l'axe de la dorsale,

doivent être similaires au cas du flux 2D actif, avec une symétrie axiale verticale centrée sur le diapir.

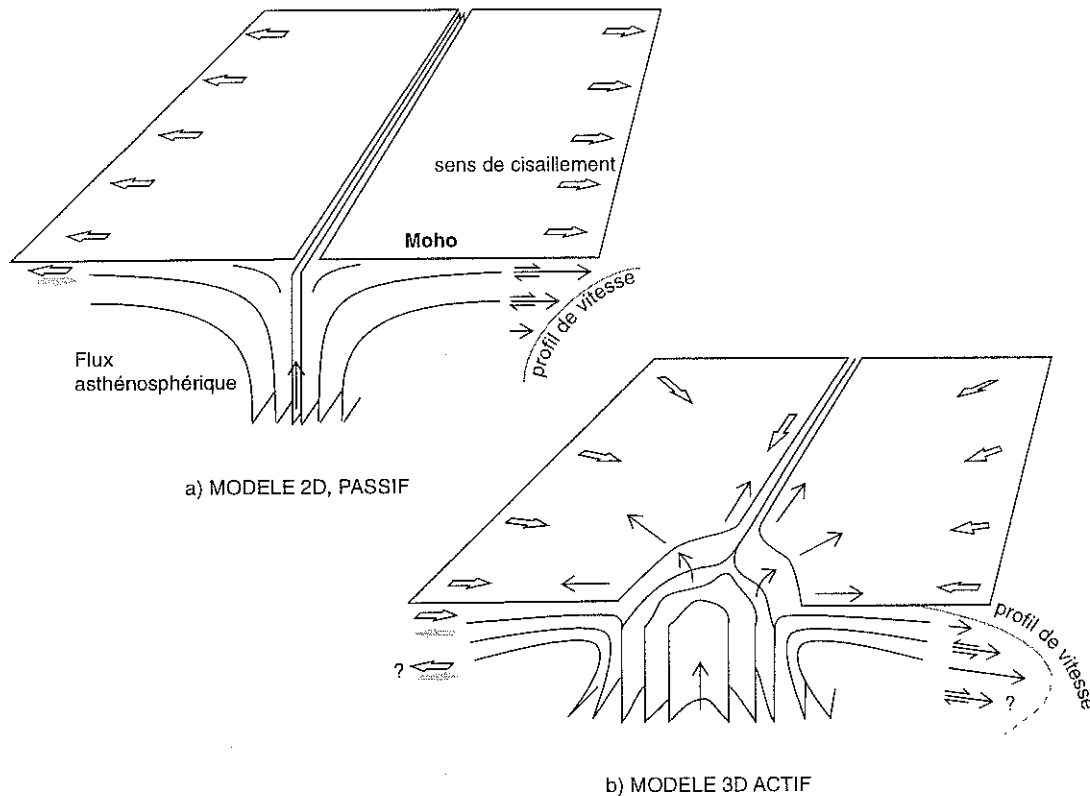


Figure 2.1: plans et lignes d'écoulement mantellaire théoriques pour a) un modèle 2D passif ; b) un modèle 3D actif.

Quelque soit le modèle, on s'attend à ce que les roches liées au flux vertical soient marquées par une forte circulation de liquide magmatique (dunites et filons abondants). La lithosphère à l'axe étant peu épaisse, on peut aussi prévoir une continuité entre les structures verticales et horizontales, contrairement au cas d'un diapir hors axe, décrit dans le paragraphe suivant (II.3) (figure 2.2).

II.3 Structures liées à l'écoulement loin de l'axe

Dans une dorsale océanique rapide, la limite lithosphère asthénosphère est très légèrement pentée vers l'extérieur de la dorsale. En conséquence, si l'on accepte l'idée que l'ophiolite d'Oman est issue d'une dorsale rapide et que l'écoulement asthénosphérique se fait le long de la limite lithosphère asthénosphère, on prédit que, loin de l'axe, les foliations doivent être horizontales, ou légèrement pentées vers l'extérieur de la dorsale. Si la direction de l'écoulement des péridotites est

perpendiculaire à l'axe de la dorsale, comme le suggèrent les données d'anisotropie sismique à l'EPR (Raitt et al, 1969; Nishimura et Forsyth, 1989), les linéations doivent être perpendiculaires à la direction du complexe filonien. Comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, si le flux horizontal est passif, les sens de cisaillement indiquent la direction extérieure à la dorsale, si il est actif, ce sens est dirigé vers l'axe ou vers l'extérieur, selon qu'on se situe respectivement au dessus ou sous une éventuelle zone d'inversion des sens de cisaillement (figure 2.1b).

Imaginons maintenant un diapir de manteau hors de l'axe de la dorsale, alimentant, par exemple, un «seamount». Selon la distance à l'axe, la lithosphère a une épaisseur plus ou moins grande. Par exemple, à 40 km de l'axe, pour un taux d'expansion de 10 cm/a, cette épaisseur sera d'environ 6 km (eg Parsons et Slater, 1977). Deux cas sont alors envisageables (figure 2.2):

- Ce flux vertical stoppe sa montée à la limite lithosphère asthénosphère et ne peut pas être observé à un niveau proche du Moho (figure 2.2a).
- Ce flux vertical perce la lithosphère sus-jacente. On pourrait alors d'observer des structures verticales proches du Moho, juxtaposées à des structures subhorizontales correspondant à la lithosphère percée. Dans ce cas, les trajectoires des foliations et des linéations doivent être discontinues et on peut s'attendre au développement d'un cisaillement intense à la limite entre l'écoulement asthénosphérique HT vertical, et la lithosphère préexistante BT, où le manteau ne flue plus au moment de l'intrusion du diapir (figure 2.2b).

Dans les deux hypothèses, les abords du diapir hors axe devraient être envahis par des filons correspondant aux arrivés de liquides injectés dans la lithosphère.

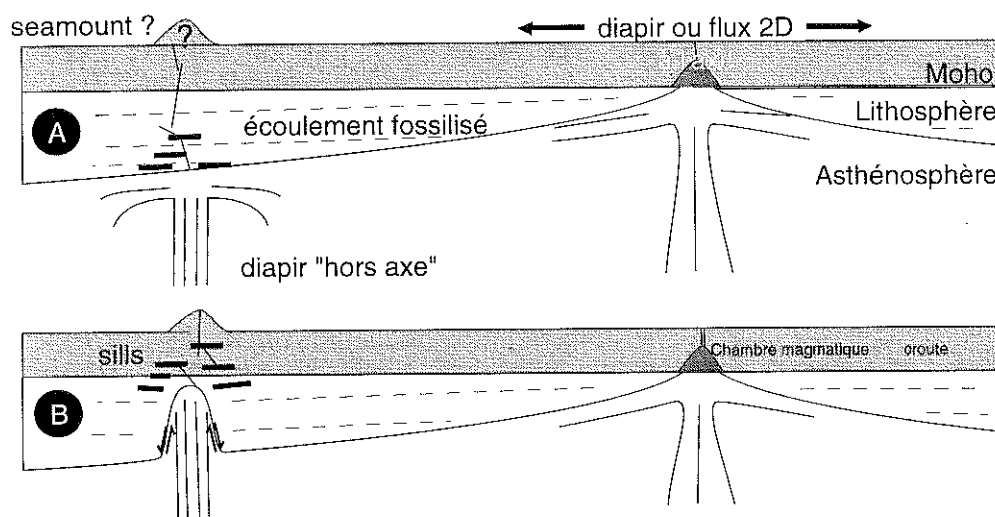


Figure 2.2: différences entre un diapir «hors axe» (où la lithosphère a une épaisseur) et l'écoulement à l'axe (où la lithosphère est absente). Le diapir s'arrête en profondeur (a) ou intrude la lithosphère préexistante (b).

II.4 Structures observées

La somme des données recueillies depuis le début des années 80 permet de considérer qu'à grande échelle, sont connues la répartition des zones où les linéations dans le manteau sont verticales, les directions du sens de cisaillement dans le manteau, les variations d'épaisseur de la zone de transition et de la croûte, ainsi que l'orientation du complexe filonien et des filons dans la section mantellaire.

II.4.1 Structure des massifs du Sud de l'ophiolite

La vue d'ensemble des massifs du Sud de l'ophiolite est décrite dans le deuxième paragraphe de la publication en annexe de ce chapitre (Boudier et al, 1997). Dégageons quelques points mis en évidence dans cette étude à grande échelle, et précisons quelques points supplémentaires.

Deux orientations du complexe filonien, et des filons dans le manteau sous-jacent, sont mesurées de façon continue dans les massifs. La principale est NW-SE, suivant approximativement l'orientation de la chaîne ophiolitique. Cette orientation est la seule présente au coeur des massifs. La deuxième orientation est NE-SW, à peu près perpendiculaire à la première. Elle est en général limitée aux bordures extérieures des massifs. On la trouve parfois recoupée par quelques filons NW-SE, ce qui montre que cette deuxième famille de filons est antérieure à la première. La limite entre les régions où les filons ont des orientations différentes est parfois marquée par des zones de cisaillement BT dans le manteau. Si l'on considère que les différents massifs n'ont pas subi d'importantes rotations les uns par rapport aux autres -hypothèse raisonnable aux vues de la continuité des structures d'un massif à l'autre et des données paléomagnétiques (Shelton, 1984; Thomas et al, 1988; Perrin et al, 1994)- ces observations des filons montrent que la plus grande partie du Sud de l'ophiolite s'est formée à un axe de dorsale orienté NW-SE, échantillonné par l'ophiolite, qui s'est ouvert dans une lithosphère plus ancienne dont l'axe d'origine était orienté NE-SW (figure 1 dans la publication) (Nicolas et Boudier, 1995). La lithosphère NW-SE, la plus récente, s'est développée pendant un temps relativement court puisque environ 25 km de lithosphère se sont créés de part et d'autre de l'axe présumé. Si le taux d'expansion était de 10 cm/an, cette lithosphère correspond à une période de 500 000 ans avant le détachement. Cette remarque met en question la maturité des segments de paléodorsale échantillonnés par l'ophiolite.

L'axe de la paléodorsale orienté NW-SE est repéré par une divergence des sens de cisaillement dirigés vers l'extérieur de l'axe (Nicolas et Boudier, 1995). Cette orientation des sens

de cisaillement ne correspond pas à un comportement passif du manteau. En effet Ildefonse et al (1995) montrent qu'il existe une inversion du sens de cisaillement souvent proche du Moho. L'essentiel des péridotites affleure en fait sous cette zone d'inversion, ce qui explique les orientations observées. La faible profondeur de la zone d'inversion, particulièrement bien illustrée à Maqсад sur la figure 2 de Ildefonse et al (1995), implique que le flux actif provenant de l'axe est concentré et canalisé dans les péridotites les plus supérieures.

L'axe est aussi repéré par un alignement de trois structures verticales dans le manteau, surmontées d'une épaisse zone de transition, le long d'une ligne parallèle au complexe filonien (NW-SE), correspondant approximativement à la limite entre les sens de cisaillement de direction opposée (figure 1). Ces structures verticales sont interprétées comme des diapirs de manteau d'environ 10 km de diamètre alimentant la dorsale. Cette interprétation est renforcée par les cartographies de détail présentées dans les chapitres suivants. En particulier, nous verrons que les diapirs de Maqсад et NakhI ont une structure continue avec l'encaissant, avec un flux radial autour du diapir, créant des linéations qui suivent l'axe sur plus d'une dizaine de kilomètres. Le diapir de Maqсад illustre très bien la rotation progressive des foliations verticales à l'horizontale, via des foliations intermédiaires pentées vers l'extérieur du diapir, formant une sorte de flux en éventail. Ceci suggère une brusque rotation du flux vertical à l'horizontal, au sommet du diapir. Nous verrons que, au contraire, le diapir de Mansah, dont on peut prédire qu'il se situerait hors axe grâce aux orientations des filons, présente une structure discontinue avec l'encaissant, avec des foliations verticales intenses sur ses bordures correspondant sans doute à la limite de l'intrusion de ce diapir dans la lithosphère préexistante, et se particularise par une abondance de sills dans la section mantellaire, à la périphérie des linéations verticales.

L'axe où s'est créée la lithosphère ancienne n'est pas localisé avec grande précision. Nous proposons qu'il soit situé dans la partie SE de l'ophiolite, en tenant compte de la position du diapir de Batin et du passage, progressif dans cette région, des filons NE-SW à une orientation NW-SE, alors que ces orientations sont juxtaposées, sans transition, dans le reste de l'ophiolite.

II.4.2 Structure du massif de Hilti

Le massif de Hilti (massif du centre de l'ophiolite) ne fait pas partie du cadre fixé pour cette thèse, mais il nous paraît important d'en faire une brève description car il complète idéalement les structures explorées au sud, en montrant un écoulement plus distant de la paléoride (Ildefonse et al, 1995).

En effet, la structure relativement simple à grande échelle du massif de Hilti contraste avec celles des massifs du Sud. Ici les foliations sont en général planes: on ne trouve pas plus de 5

linéations dans les péridotites déformées à haute température, dont le pendage soit supérieur à 30° (sur un total d'une centaine de mesures). De plus, l'orientation moyenne des linéations a une orientation proche de la perpendiculaire à l'orientation du complexe filonien. On en déduit qu'au contraire des massifs du Sud, ce massif représente un domaine qui était éloigné de l'axe de la paléodorsale. On y note l'existence d'une zone d'inversion du sens de cisaillement due à l'écoulement actif du manteau provenant des diapirs à l'axe de la paléodorsale (Ildefonse et al, 1995). Cette zone est illustrée sur les cartes où la limite entre les 2 directions opposées du sens de cisaillement suit irrégulièrement le Moho. Ces irrégularités sont interprétées en termes d'écoulements mantellaires formant des chenaux où se concentre un écoulement actif forcé entre des zones relativement plus stagnantes. Les cisaillements en direction de l'ouest étant les plus proches du Moho, on en déduit que l'axe de la paleodorsale, se trouve à l'ouest de ces régions.



ANNEXE DU CHAPITRE II

EPR MICROPLATES, A MODEL FOR THE OMAN OPHIOLITE

F. Boudier, A. Nicolas, B. Ildefonse et D. Jousset

Terra Nova 9, 79-82, 1997.

EPR microplates, a model for the Oman Ophiolite

F. Boudier, A. Nicolas, B. Ildefonse and D. Jousset

Laboratoire de Tectonophysique, CNRS UMR5568, ISTEEM, Université Montpellier II, 34095 Montpellier cedex 05, France

ABSTRACT

Structural mapping in the Southern half of the Oman ophiolite has revealed a palaeoridge organization with similarities to an EPR microplate, forming in superfast spreading conditions. A NW-trending propagator was rapidly opening in a lithosphere no more than 1 Myr older and itself created in a NE-SW ridge system. The NW-trending propagator, underlined by small mantle diapirs, was active or dying when detached as part of a future ophiolite. Local thrusting of the future ophiolite was also

initiated very early, between 1 and 5 Myr after ridge accretion; it was accompanied by a 40° rotation within this time lapse. Such an activity supports the comparison of the Oman palaeoridge system with an oceanic microplate, and provides evidence to suggest the existence of thrusts at active microplates.

Terra Nova, 9, 79–82, 1997

Introduction

The large and well-preserved Oman Ophiolite has been actively studied by several groups over the last 25 years (Coleman and Hopson, 1981; Lippard *et al.*, 1986; Boudier and Nicolas, 1988; Peters *et al.*, 1991). Our group is conducting a systematic structural mapping of the entire belt. With the map now two thirds complete, the main question is how the recognized ridge segments (Nicolas and Boudier, 1995) interfere in the framework of a 500-km-long ridge system. The first results of this synthesis cast an entirely new light on several problems which had so far remained unsolved and support the interpretation that the Oman ophiolite was a microplate much comparable to those which are now well-documented in the fastest part of the East Pacific Rise (EPR), and observed also in back-arc basins like Manus (Martinez and Taylor, 1995). Such microplates seem to appear where the spreading rate exceeds some 120 mm yr⁻¹ (e.g. Schouten *et al.*, 1993; Searle *et al.*, 1993; Hey *et al.*, 1995). The model presented makes no assumption on the site of origin of the Oman ophiolite in the Neotethys, some 95 Ma. It only requires that the ridge of origin was fast spreading, a conclusion reached in Oman by several authors over the years (Tilton *et al.*, 1981; MacLeod and Rothery, 1992; Nicolas *et al.*, 1994). The best evidence for this is the observation of a continuous layered gabbro section over tens of kilometres (e.g. Nicolas *et al.*, 1996). This implies a permanent magma

chamber at the spreading axis of origin, which is only encountered at present day ridges for spreading rates above 6 cm yr⁻¹ (Chen, 1996).

Ridge structure in the SE part of the belt

We summarize here the results obtained in the SE part of the ophiolite belt (Fig. 1) with a density of measurements stations of 1 per km² in the mantle section and 4 per km² in the crustal section. Based on partial results of this detailed mapping, the structure and dynamics of two segments, Maqsad and Nakhl-Rustaq (Nicolas and Boudier, 1995) and that of a mantle diapir, Batin in Wadi Tayin (Ildefonse *et al.*, 1993) have been described. The map of Fig. 1(a) is a synopsis of documents published in these papers and of new data. Several pieces of information have been selected for this map.

Contours of the massifs and thrust limit of the Oman nappe south of Wadi-Tayin and Sumail. Nakhl-Rustaq and Haylayn have been relatively displaced (≈ 3 km) to improve the fit of internal structures and moved together an unknown distance toward Sumail and Wadi-Tayin to account for their separation during the postobduction doming of the Arabian subautochthonous limestones of Jebel Akhdar.

Moho contour inside massifs. As suggested by its contorted contour, the Moho is generally flat-lying ($\leq 30^\circ$ dip). The map can be seen directly as a view of a dissected and nearly horizontal ocean lithosphere.

Orientation of the diabase dykes in the sheeted dyke unit and beneath. Their trend is assumed to indicate the local orientation of the palaeoridge axis. Most faults

(represented in heavy black lines) are parallel to the diabase dykes and correspond to major hydrothermal fractures. Hydrothermal fractures in the crustal section and mafic dykes in the mantle are aligned parallel to the sheeted dyke orientation (Ildefonse *et al.*, 1993; Nicolas and Boudier, 1995). The dotted lines represent the field limit between an area of NE-SW-trending dykes and another of NW-SE-trending dykes.

Lines of 30°, 45° and 60° plunge of stretching lineations in the high-T (1200–1250 °C) mantle. Such high-T lineations are created by plastic flow during the uprise of mantle diapirs below the ridge of origin and their horizontal divergence, after a sharp rotation at Moho level. The iso-plunge lines delineate the contours of mantle diapirs. Dashed lines across such diapirs represent the inferred location of the palaeoridge axis, as discussed by Nicolas and Boudier (1995). This is based on the location of magma chamber axis in the crust, and in the mantle, on the divergence of horizontal flow lines away from the diapir and on the opposite shear sense on each side of the presumed ridge axis: for instance, above the Maqsad diapir West of the dashed line, 91 kinematic measurements indicate a motion top to the West and 17 indicate a motion top to the East; East of the same line, 30 measurements indicate a motion top to the East and 9 indicate a motion top to the West.

Contours of low-T (1100–800 °C) deformation areas in the mantle. At the periphery of the massifs, the large areas of flat-lying low-T deformation relate to the early detachment of the ophiolite. Inside the massifs, low-T deformation is constrained to steeply dipping strike-slip shear zones commonly

Correspondence: Françoise Boudier, Fax: +33/(0)4 6714 3603; E-mail: fran@dstu.univ-montp2.fr

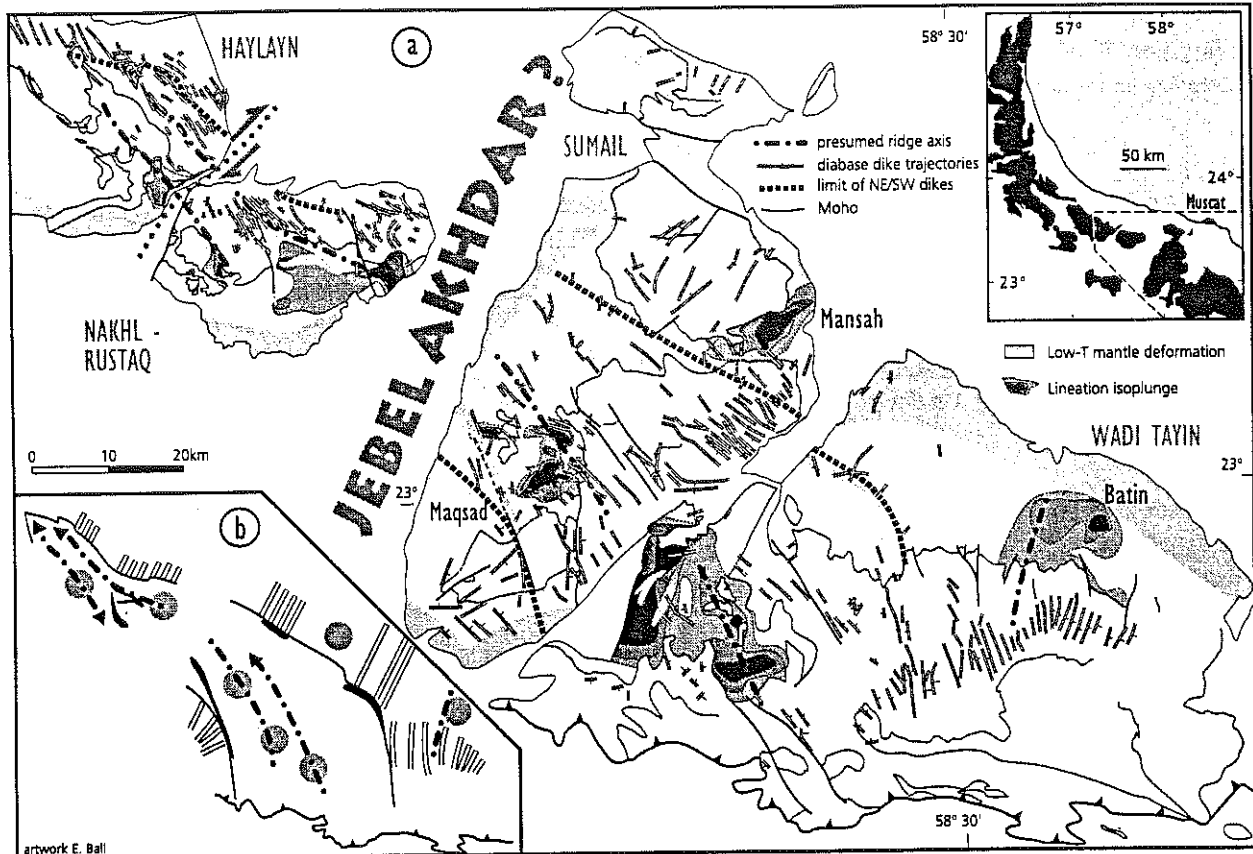


Fig. 1 (a) Synoptic map of the SE massifs of the Oman ophiolite (location in upper right insert). Trajectories of the diabase dykes define a NE–SW and a NW–SE ridge systems. Plunges of mineral lineations in the mantle section help to locate mantle diapirs (grey patterns bounded by lineation isoplunge contours represent areas with steep lineations) and possible location of palaeoridge segments (see text and Nicolas and Boudier, 1995). (b) Interpretative sketch showing how a NW–SE propagator may be opening through a slightly older NE–SW lithosphere (circles: diapirs; dark grey alignments: shear zones).

invaded by mafic dykes which were injected during and soon after the tectonic activity. The pattern of high-T plastic flow rotation in the vicinity of these shear zones suggest that the shear zones were created when the asthenospheric flow in an active ridge segment was coming in contact with a lithospheric wall (Nicolas and Boudier, 1995). The cooling effect of the lithosphere accounts for the lower-T structures and for the local trapping within dykes of the melt circulating inside the active mantle segment.

The sketch of Fig. 1(b) extracts the principal features of the synoptic data of Fig. 1(a). The limit between NE- and NW-trending diabase dykes, which tends to coincide in the mantle sections with low-T shear bands, would be the limit between an older NE ridge system and a younger NW ridge system. This age relation has been established earlier in the Nakhl-Haylayn region (Reuber *et al.*, 1991). There, the younger NW-

trending sheeted dyke complex locally intrudes directly the mantle, a situation ascribed to the tip of a propagator (Nicolas and Boudier, 1995). This NW-trending propagator is fed by four small mantle diapirs, each one possibly underlying small *en-echelon* segments. In the southern extremity of the NW propagator the two dyke directions merge together; the shear zone which separates them in the mantle grades at Moho level into a fault.

Discussion

Three independent lines of evidence are now presented showing that a possible analogue to the Oman accretion system is the rapidly rotating microplate system developed at the EPR.

Analysis of the palaeoridge system

The ridge structure in the SE part of the Oman ophiolite as sketched in Fig. 1

compares well with that of an EPR microplate. In particular, the area in the western part of the Nakhl-Rustaq massif where the NW-trending sheeted dyke roots into the mantle is the only site in Oman where the 2–5-km-thick gabbro section is not present. This should result in a microplate-type bathymetric deep which represents the tip of a propagator such as Pito Deep in Easter (Naar and Hey, 1991) or Endeavour Deep in Juan Fernandez microplates (Larson *et al.*, 1992; Fig. 2).

In Fig. 1, the shear zones separating the NE- and NW-trending ridge systems were active at temperatures around 1000 °C, an estimation confirmed by the structures of the intruding mafic dykes (Nicolas, 1989). This suggests that the lithosphere created by the older NE system was itself at a slightly lower temperature. Thermal models on the cooling of oceanic ridge (Lin and Parmentier, 1989; Pelayo *et al.*, 1994) predict that the 1000 °C isotherm penetrates at a few

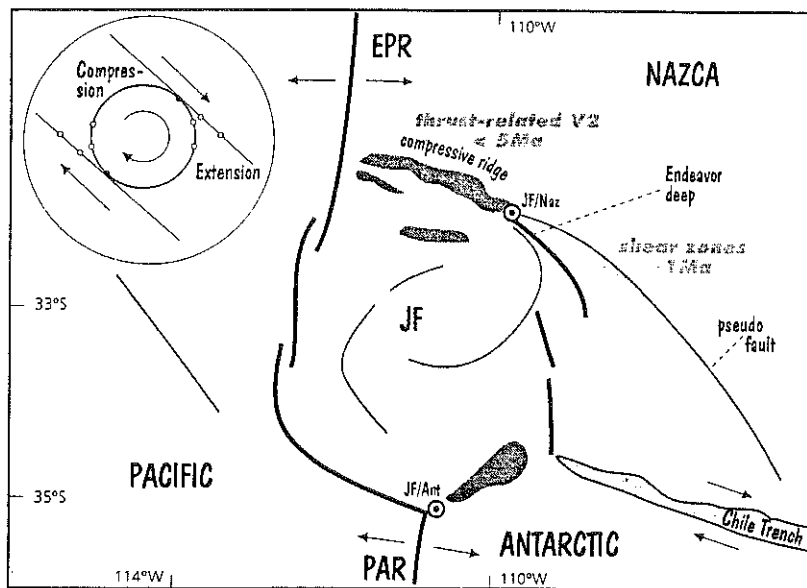


Fig. 2 Simplified sketch after Hooft *et al.* (1995) showing the Juan Fernandez (JF) rotating microplate between the East Pacific Rise (EPR)/Pacific-Antarctic Ridge (PAR) and the Endeavor propagator. Thick segments: ridge axes; thin lines: pseudofaults; decorated areas: transform and compressive zones; JF/Naz and JF/Ant points are the instantaneous rotation axes of JF with respect to the Nazca and the Antarctic plates, respectively (Larson *et al.*, 1992). Insert (after Schouten *et al.*, 1993): motion of the edge-driven model for microplate rotation. In such a model, the area mapped in Fig. 1 would represent an Endeavor-type propagator. Thick grey fonts refer to possible analogy with the Oman ophiolite: shear zones would develop along the eastern pseudofault, and the northern compressive ridges would be thrusts with V2-type volcanics.

kilometres depth below the Moho within 1 Myr. Thus we conclude that the age difference between the NE- and NW-trending systems should be around 1 Myr.

Thrusts and age of thrusting

The kinematics of edge-driven microplates have been studied recently by Schouten *et al.* (1993). Microplates rotate because they are located between propagators as sketched in Fig. 2. A fundamental property is that the microplate rotation around an instantaneous axis located at the tip of each propagator must induce a large thrust on the compressive side, with a surface area comparable to the surface accreted behind the propagator tip on the extensional side of the microplate boundary. In our understanding, the compressive ridges in Fig. 2 should correspond to such thrusts. Because the lithosphere is so young in such environments, the thrust sheet should be only a few kilometres thick, with, as a consequence, a subdued topography and gravimetry anomaly.

Two arguments suggest that in the Oman ophiolite belt, north of the pro-

pagator tip of Fig. 1, the ophiolite has been internally sliced and thrust. First, in this part of the belt, mantle (Boudier *et al.*, 1988) and crustal (Reuber, 1988) sections are cut by numerous internal shear zones and thrusts, all active at high temperatures being in a young lithosphere. This is in sharp contrast with the southern part of the propagator tip (shown in Fig. 1) where the internal structures are intact except along segments boundaries. Secondly, the Lasail-V2 volcanism interpreted as seamounts (Pearce *et al.*, 1981) generated by hydrous secondary melting of the underlying mantle is mostly developed in the northern part of the belt. These V2 volcanics, assumed to be related to the early thrusting of the ophiolite, are separated from the accretion-related V1 or 'Geotimes' volcanics only by m-thick discontinuous metallogenic sediments, another indication of a very short period between accretion and ophiolite thrusting, less than 4 Myr according to biostratigraphic data (Tippit *et al.*, 1981; Beurrier *et al.*, 1987). This is confirmed by the amphibolites from the metamorphic sole at the base of the ophiolite

thrusts which yield ages only 1–5 Myr younger than those of the accretion (Hacker, 1994).

Evidence for internal thrusts north of the propagator tip, together with the near contemporaneity of accretion and thrusting, suggest a system comparable to that of an EPR microplate as sketched in Fig. 2. Because the microplate lithosphere is already partly doubled by the thrusts beyond its two propagator tips, the rest of the microplate could be detached along the two opposite ridge axes. For instance, if we set Oman in the frame of Fig. 2, we may speculate that the EPR axis could be the front of the ophiolite nappe (Fig. 1b). However, it should be clear that a direct comparison with Fig. 2 is misleading and that the overall picture in Oman is far from being understood.

Palaeomagnetic rotations

Palaeomagnetic studies conducted in the northern part of the Oman ophiolite (Shelton, 1984; Thomas *et al.*, 1988; Perrin *et al.*, 1994) indicate a 145° clockwise rotation during the 10–15 Myr of ophiolite obduction towards and onto the Arabic margin. More strikingly, a 40° rotation is already achieved at the time V2 is extruded (fig. 4 in Perrin *et al.*, 1994) that is within 1–5 Myr, suggesting an average rotation rate of 10–50°/Myr. This rotation rate is consistent with EPR microplates where estimated recent rotation rates range from 18°/Myr for Easter (Schouten *et al.*, 1993) to 32°/Myr for Juan-Fernandez (Larson *et al.*, 1992). The high rotation rate calculated for Oman combined with evidence for rift propagation into very young crust constitutes compelling evidence for the comparison of the Oman ophiolite with an edge-driven microplate system.

Conclusions

Origin of the Oman ophiolite in the superfast environment of an EPR-type microplate is proposed. This explains how, in a time lapse which does not exceed 5 Myr, the complex structures of Fig. 1 can be produced and how, during a comparable time lapse, thrusts could have been produced in the northern part of the belt as a consequence of ridge propagation in the southern part of the belt. This interpretation also accounts for the large and very rapid (minimum 10°/Myr) rotation, inferred

from palaeomagnetic data, associated with these thrusts. In our comparison between Oman and Juan Fernandez the propagator of Fig. 1(b) would be the equivalent of the Endeavour segment. This comparison will encourage us to look for thrust evidence in the compressive ridges of EPR microplates.

Acknowledgements

Field work has been possible thanks to an agreement with M. Kassim and Dr H. Al Azri from the Ministry of Mines and Petroleum of Oman and financial support from CNRS-INSU. We thank Tj. Peters and H. Schouten for their review and helpful suggestions. Technical support for thin sections by C. Nevado.

References

- Beurrier, M., Bourdillon de Grissac, C., De Wever, P. and Lescuyer, J.L., 1987. Biostratigraphie des radiolarites associees aux volcanites ophiolitiques de la nappe de Samail (Sultanat d'Oman): consequences tectogenetiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **304**, 907–910.
- 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**, 275–296.
- Boudier, F. and Nicolas, A. (eds), 1988. Special issue: the ophiolites of Oman. *Tectonophysics*, **151**, 1–4.
- Chen, Y.J. 1996. Dynamics of the mid-oceanic ridge plate boundary: Recent observations and theory. *PAGEOPH*, **146**, 621–648.
- Coleman, R.G. and Hopson, C.A. (eds), 1981. Oman ophiolite special issue. *J. geophys. Res.*, **86**, B4.
- Hacker, B.R., 1994. Rapid emplacement of young oceanic lithosphere: argon geochronology of the Oman ophiolite. *Science*, **265**, 1563–1565.
- Hey, R.N., Johnson, P.D., Martinez, F., Korenaga, J., Somers, M.L., Huggett, Q.J., LeBas, T.P., Rusby, R.I. and Naar, D.F., 1995. Plate boundary reorganization at a large-offset, rapidly propagating rift. *Nature*, **378**, 167–170.
- Hoof, E., Kleinrock, M. and Ruppel, C., 1995. Rifting of oceanic crust at Endeavor Deep on the Juan Fernandez microplate. *Mar. Geophys. Res.*, **17**, 251–273.
- Ildefonse, B., Nicolas, A. and Boudier, F., 1993. Evidence from the Oman ophiolite for sudden stress changes during melt injection at oceanic spreading centres. *Nature*, **366**, 673–675.
- Larson, R.L., Searle, R.C., Kleinrock, M.C., Schouten, H., Bird, R.T., Naar, D.F., Rusby, R.I., Hoof, E.E. and Lasthiotakis, H., 1992. Roller-bearing tectonic evolution of the Juan Fernandez microplate. *Nature*, **356**, 571–576.
- Lin, J. and Parmentier, E.M., 1989. Mechanisms of lithosphere extension at mid-ocean ridges. *Geophys. J. Int.*, **96**, 1–22.
- Lippard, S.J., Shelton, A.W. and Gass, I.G., (eds), 1986. The ophiolite of northern Oman. *Mem. Geol. Soc. London*, **11**.
- 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* (L.M. Pars, B.J. Murton and P. Browning, eds). *Spec. Publ. Geol. Soc. London* **60**, 39–63.
- Martinez, F. and Taylor, B., 1996. Backarc spreading, rifting, and microplate rotation, between transform faults in the Manus basin. *Mar. Geophys. Res.*, **18**, 203–224.
- Naar, D.F. and Hey, R.N., 1991. Tectonic evolution of the Easter Microplate. *J. geophys. Res.*, **96**, 7961–7993.
- Nicolas, A. 1989. *Structures of Ophiolites and Dynamics of Ocean Lithosphere* Kluwer, Dordrecht, 367 pp.
- Nicolas, A. and Boudier, F., 1995. Mapping oceanic ridge segments in Oman ophiolites. *J. geophys. Res.*, **100**, 6179–6197.
- 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 crustal thickness in the Oman ophiolite: Implication for oceanic crust. *J. geophys. Res.*, **101**, 17,941–17,950.
- Pallister, J.S. and Hopson, C.A., 1981. Samail ophiolite plutonic suite; field relations, phase variation, cryPart ic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber. *J. geophys. Res.*, **86**, 2593–2644.
- 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. A*, **300**, 299–317.
- Pelayo, A.M., Stein, S. and Stein, C.A., 1994. Estimation of oceanic hydrothermal heat flux from heat flow and dePart hs of midocean ridge seismicity and magma chambers. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 713–716.
- Perrin, M., Prevot, M. and Bruere, F., 1994. Rotation of the Oman ophiolite and initial location of the Ridge in the hotspot reference frame. *Tectonophysics*, **229**, 31–42.
- Peters, T., Nicolas, A. and Coleman, R.G. (eds), 1991. *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*. Kluwer, Dordrecht.
- 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.
- Reuber, I., Nehlig, P. and Juteau, T., 1991. Axial segmentation at a fossil oceanic spreading centre in the Haylayn block (Semail nappe, Oman): off-axis mantle diapir and advancing ridge tip. *J. Geodyn.*, **13**, 253–278.
- Schouten, H., Klitgord, K.D. and Gallo, D.G., 1993. Edge-driven microplate kinematics. *J. geophys. Res.*, **98**, 6689–6701.
- Searle, R.C., Bird, R.T., Rusby, R.I. and Naar, D.F., 1993. The development of two oceanic microplates: Easter and Juan Fernandez microplates, East Pacific Rise. *J. Geol. Soc. London*, **150**, 965–976.
- Shelton, A.W., 1984. Geophysical studies on the northern Oman ophiolite. Unpubl. doctoral dissertation. Open University, Milton Keynes, UK, 353 pp.
- Thomas, V., Pozzi, J.P. and Nicolas, A., 1988. Paleomagnetic results from Oman ophiolites related to their emplacement. *Tectonophysics*, **151**, 297–321.
- Tilton, G.R., Hopson, C.A. and Wright, J.E., 1981. Uranium-lead isotopic ages of the Samail ophiolite, Oman, with applications to Tethyan ocean. *J. geophys. Res.*, **86**, 2763–2775.
- Tippit, P.R., Pessagno, E.A. and Smewing Jr, J.D., 1981. The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Samail ophiolite. *J. geophys. Res.*, **86**, 2756–2762.

Received 29 November 1996; revision received 13 April 1997; accepted 9 June 1997

1ère partie

CHAPITRE III

III LA REGION DE MAQSAD

III.1 Introduction

La région dite de Maqsad, occupe la partie sud-centrale du massif de Sumail sur environ 20X25 km. Elle est aujourd'hui couverte par plus de 500 stations de mesure (figure 3.1).

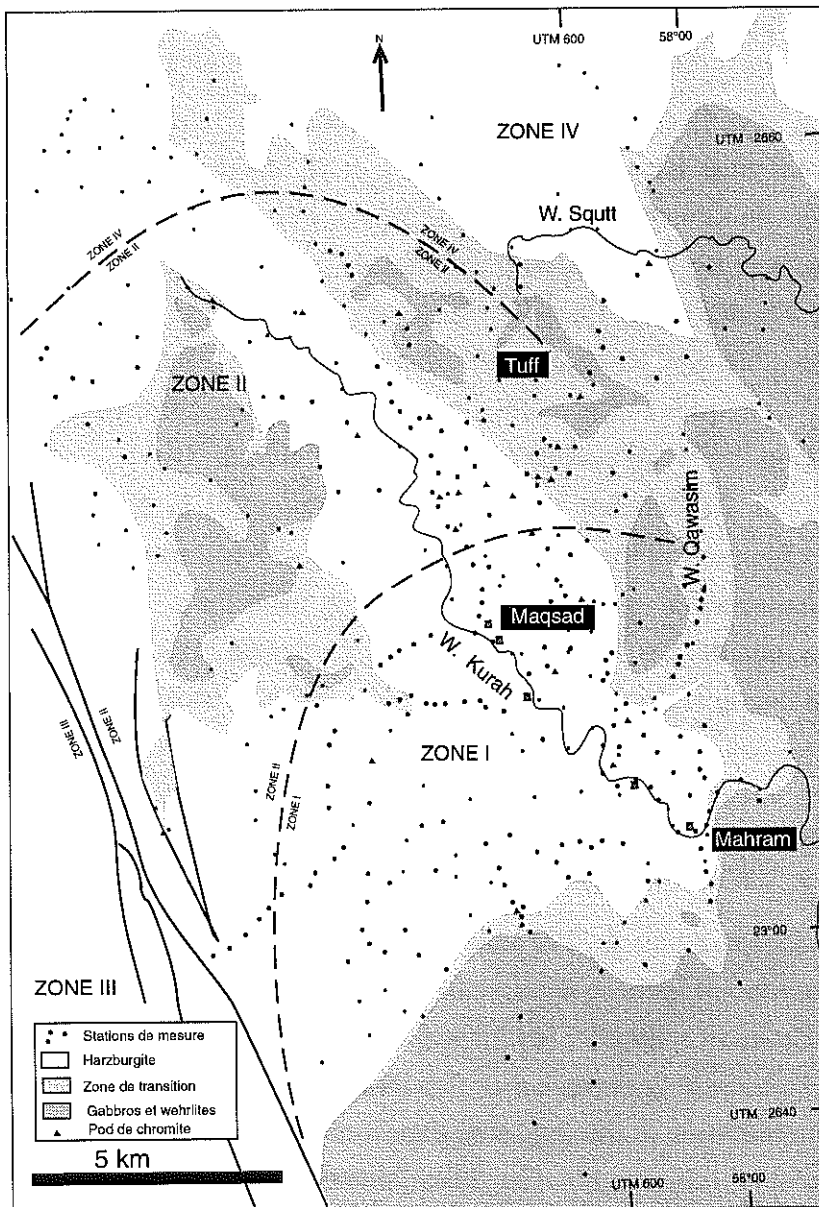


Figure 3.1: carte des stations de mesure de la région de Maqsad.

Son exploration fut d'abord motivée par la découverte de plusieurs importants gisements de chromite dans la région, car les études structurales faites précédemment dans les ophiolites des Philippines avaient montré que les importants gisements de chromite sont corrélés avec la présence de linéations verticales, attribuées à des diapirs de manteau (Nicolas et Violette, 1982). Et la région de Maqsad fut, en effet, la première en Oman dans laquelle furent découvertes des linéations asthénosphériques verticales. Comme aux Philippines, ces premiers travaux de cartographie conduisirent à l'hypothèse que ces structures verticales étaient l'image fossilisée d'un diapir de manteau capable d'alimenter un segment de ride (Ceuleneer, 1986; Rabinowicz et al, 1987; Ceuleneer et al, 1988; Nicolas et al, 1988; Nicolas, 1989). A cette époque, seulement 77 mesures de foliations et 82 mesures de linéations couvrent la région. 4 grandes zones furent définies pour faciliter l'étude de cette région (figure 3.1). La zone I, centrée sur l'oasis de Maqsad, comprend l'essentiel du flux vertical. La zone II est à la périphérie de la première ; il s'y écoule un flux horizontal sortant du diapir. La zone III au SW des zones I et II, est limitée par la zone de cisaillement de Muqbariah allant du Sumail Gap à l'oasis de Sayma ; cette zone de cisaillement est un accident majeur, séparant le bloc NE auquel appartient Maqsad, et où l'orientation du complexe filonien est NW-SE, du bloc SW dans lequel des formations distinctes sont observées, avec une orientation du complexe filonien NE-SW (Beurier, 1987; Ceuleneer, 1991, Boudier et al, 1997). La zone IV au nord et au NW des zones I et II, comprend le Wadi Squtt et correspond à un flux horizontal, sur le flanc est de la paleodorsale centrée sur le diapir de Maqsad.

Au début des années 90, les données océaniques (essentiellement la bathymétrie et la gravimétrie) (eg Lin et Phipps Morgan, 1992), ainsi que plusieurs modélisations (eg Parmentier et Phipps Morgan, 1990), conduisirent à un modèle d'écoulement mantellaire 2D. A la même période, en s'appuyant sur un total de 226 stations de mesures, Ceuleneer (1991) et Ceuleneer et Rabinowicz (1992) suggèrent que la région de Maqsad corresponde à un écoulement mantellaire 2D. A partir d'environ 300 stations de mesures dans la section mantellaire auxquelles s'ajoutent une synthèse de 366 mesures structurales dans les gabbros au NE et au SW de la région de Maqsad, Nicolas et Boudier (1995) arrivent à des conclusions inverses, rétablissant et renforçant le modèle diapirique.

Notre étude a permis d'ajouter plus de 200 stations de mesures sur une région comprise entre la zone de cisaillement de Muqbariah et le Wadi Squtt (correspondant approximativement aux zones I et II précédemment définies). Ce travail a permis une cartographie très précise de la zone à flux vertical, démontrant très clairement l'existence d'un flux mantellaire 3D. La plus grande partie de ces données, de leur interprétations et discussion, sont exposées dans l'article soumis à JGR qui fait l'objet du prochain paragraphe (III. 2). Les principaux points de cette étude sont repris en français dans le paragraphe suivant, avec 3 cartes complémentaires présentant les données à l'état brut, avant d'exposer quelques données supplémentaires dans le dernier paragraphe de ce chapitre.

III.3 Cartographie détaillée du diapir de Maqsad

**DETAILED MAPPING OF A MANTLE DIAPIR BELOW A PALEO-
SPREADING CENTER IN THE OMAN OPHIOLITE**

D. Jousselin, A. Nicolas, et F. Boudier

Article sous presse à J.G.R.

(accepté avril 1998)

Paper number 98JB01493

Detailed mapping of a mantle diapir below a paleo-spreading center in the Oman ophiolite

David Joussetin, Adolphe Nicolas and Françoise Boudier
Laboratoire de Tectonophysique, Centre National de Recherche Scientifique, ISTEEM, Université Montpellier II, Montpellier, France

Abstract. Detailed mapping of the well-exposed Maqsad area in the Oman ophiolite addresses the question of accretion mechanisms at oceanic ridges. Steep peridotite lineations are interpreted as a three-dimensional mantle diapir below a paleo-fast spreading ridge. The uppermost part of the diapir reveals three heads covering 100 km² in area. The main head (30 km²) displays warped vertical foliation trajectories. Cross sections show that the vertical flow rotated to the horizontal below the Moho within a 500-m-thick melt-impregnated transition zone. Penetrative structures dip outward from the diapir, and the Moho bulges upward several hundred meters above this area. The ridge axis is ascribed to a 1- to 3-km wide-corridor of lineations parallel to the sheeted dike trend, which crosses the main diapir head. Mass balance calculations show that this diapir could account for the formation of a 25-km-long crustal segment, provided that the upward flow velocity is ≈ 10 times the ridge spreading rate. The narrow space left for the horizontal flow at the outskirts of the diapir implies active divergent flow from the diapir center with velocities 1 order of magnitude faster than the spreading rate. Accordingly, the horizontal foliations display the strongest fabrics. The calculations predict that the diverging flow should become passive 10 km past the diapir limits, as suggested by field data. The mechanisms making possible the sharp flow rotation at the top of the diapir are discussed.

1. Introduction

Since the discovery of mantle diapirs in ophiolitic peridotites [Nicolas and Violette, 1982] the presence of diapirs beneath oceanic ridge segments has been proposed to explain ridge discontinuities [Crane, 1985; Whitehead *et al.*, 1984] and the focusing of magmatic and tectonic activity within a few kilometers on either side of a ridge [Buck and Su, 1989; Rabinowicz *et al.*, 1984; Scott and Stevenson, 1989; Sotin and Parmentier, 1989]. Diapirs a few tens of kilometers in diameter seem consistent with the large and circular mantle Bouguer anomalies recorded at slow spreading ridges [Kuo and Forsyth, 1988; Lin *et al.*, 1990; Tolstoy *et al.*, 1993]. On the other hand, the fast spreading East Pacific Rise (EPR) is associated with smooth topography and much smaller variation in along-axis mantle Bouguer anomalies. How the mantle contributes to gravity anomalies is still under discussion [Cormier *et al.*, 1995; Madsen *et al.*, 1990; Magde *et al.*, 1995; Wilson, 1992], and two main models of mantle upwelling below fast spreading ridges have been proposed. Continuous upwelling along strike (two dimensional (2-D) model) has been advanced by Lin and Phipps Morgan [1992], Parmentier and Phipps Morgan [1990], Sparks *et al.* [1993], and Barnoin-Jha *et al.* [1997] to explain the attenuated gravimetric signal at the EPR, as well as the less abrupt segmentation that occurs at slow spreading ridges. In these models the topography and gravity variations reflect only crustal features. Alternatively, a focused 3-D mantle flow model has been developed by combining the gravity data [Wang and Cochran, 1993] with a new analysis of seismic reflection data [Barth and Mutter, 1996; Wang *et al.*, 1996]. In this model the EPR is fed by mantle diapirs, no larger than 20 km across, which are located in the central part of ridge segments and which are associated with local thinning of the crust. This question remains open because geophysical techniques still lack the necessary resolution to map patterns of mantle flow and melt production below ridges.

Another approach to this question is to map ophiolites and their mantle structures. Several studies have concluded that the Oman ophiolite, originally part of the Neothethys seafloor, was similar to fast spreading ridges, mainly because of its continuous magmatically deformed gabbro section [e.g., Boudier and Nicolas, 1985; MacLeod and Rothery, 1992; Nicolas, 1989; Tilton *et al.*, 1981]. An accurate reconstruction of the paleo-spreading geometry has been possible in the Oman ophiolite because of its excellent exposures where a record of high-temperature and ridge-related tectonic activity is preserved [e.g., Nicolas *et al.*, 1988a; Boudier *et al.*, 1997]. Initiation of obduction by oceanic detachment occurred at, or very close to, the ridge. This has been shown by the conclusions of (1) structural analysis showing that detachment occurred in a hot and locally active lithosphere [Boudier *et al.*, 1988, 1997] and (2) radiometric dating showing that there is no significant age difference between the last stages of magmatic activity at the ridge and the first detachment-

related basal metamorphism [*Hacker, 1994; Montigny et al., 1988*]. Systematic structural mapping over the southern half of the Oman ophiolite has revealed a paleoridge organization that resembles an EPR microplate forming in superfast spreading conditions [*Boudier et al., 1997*]. This situation may explain why spreading centers have been fossilized within the ophiolite. We identified several areas of steep lineations and interpreted them as mantle diapirs underlying the paleo-ridge axis [*Nicolas, 1989; Nicolas and Boudier, 1995; Nicolas et al., 1988a*]. The best example has been found in the Maqsad area [*Ceuleneer, 1986; Ceuleneer et al., 1988; Nicolas and Boudier, 1995; Rabinowicz et al., 1987*], the focus of this study, which represents the central part of a segment that was created by a large propagator that was active at the initiation of oceanic thrusting. *Ceuleneer [1991]* and *Ceuleneer and Rabinowicz [1992]* found a dominant azimuth of steep foliations parallel to the ridge in contradiction with a narrow pipe-like axial upwelling picture. Still they found radial lineations. They equated the ridge axis with a dunite horizon that contains a local area of weak deformation and also separates westward and eastward shear senses in horizontal foliations. Finally, they claimed that dikes are restricted to the periphery of the upwelling. Following further structural study of the area, *Nicolas and Boudier [1995]* used new criteria to locate the ridge axis and concluded that the patterns of foliation trajectories are better fitted by a pipe-like model.

To address the important issue of mantle flow below a ridge axis, we undertook new mapping of this Maqsad area, the most suitable in the Oman ophiolite and possibly in the world. This study extends beyond the previous ones in three respects: (1) The scale of structural mapping of dikes, foliations, and lineations is finer, with 230 new field stations, in addition to the 310 previous ones; the scale of mapping now corresponds to one field station every 100 m in the areas where highly variable foliation and lineation directions are observed. (2) The mantle deformation and its anisotropy are quantified by using 16 crystallographic fabric measurements and a systematic comparison with 250 new thin sections. (3) The problem of the rotation from vertical to horizontal flow in mantle peridotites has been specially addressed in five detailed cross sections. Other cross sections allowed us to specify the variations in thickness of the Moho transition zone in areas of upward flow. Estimations of mantle flow velocities are also deduced from these cross sections. Assuming they apply to fast spreading ridges such as the EPR, our conclusions should help to orient future geophysical campaigns aimed at understanding ridge segmentation and upwelling dynamics in fast spreading ridges.

2. Structural Methods

Since the principles of structural analysis in ophiolites with special references to peridotites have been previously presented [Nicolas, 1989], we recall only the basis of our method.

2.1. Reference Frame

First, one needs to determine the paleohorizontal and the direction of the paleoridge axis. To determine a paleohorizontal, we assume that the contact between mantle peridotites and the crustal section (paleo-Moho) was approximately horizontal and that the sheeted dike complex was vertical. We also assume that the ridge trend is parallel to the sheeted dike complex; this hypothesis is confirmed by observations in fracture zones [Auzende *et al.*, 1989].

2.2. Analysis of Flow Structures in the Mantle Section

Several measurements of foliations and lineations in the peridotites are made at every field station, and at least one oriented sample is taken. In the laboratory, field measurements are checked on bleached and saw-cut samples. The foliation plane corresponds to the plane of mineral flattening, which is the X, Y plane of the strain ellipsoid. A mineral or mineral aggregate lineation is usually parallel to X , the long axis of the strain ellipsoid. Foliations and lineations are represented in maps by individual measurements and by their trajectories. In areas of flat lying foliations the foliation trajectory map is a poor representation, and in contrast, the lineation map is most informative; the opposite is true when foliations and lineations are steep.

The analysis of plastic flow structures in thin sections has two purposes: (1) constraining qualitatively the temperature of deformation from textures and (2) deducing the flow geometry from the fabrics (kinematic analysis). High- T deformation (1200°-1250°C) [Nicolas and Poirier, 1976], ascribed to asthenospheric flow, is characterised by coarse grained structures with well-recovered substructures; low- T deformation, ascribed to lithospheric flow, (1100°C) is reflected by porphyroclastic structures, with a varying recrystallization in fine-grained neoblasts. Kinematic analysis relies on relating crystal shape to the lattice fabric. Because of the large shear strain commonly experienced by the peridotites, foliations and lineations have only a slight obliquity with the flow plane and the flow line, respectively [Nicolas and Poirier, 1976]. This obliquity allows us to determine the shear sense, but for the sake of simplicity we consider that the flow planes and the foliations are subparallel.

3. The Sumail Massif

The Maqsad area belongs to the Sumail massif, an area about 70X30 km between Jebel Akhdar to the west and the Saih Hatat to the northeast (Figure 1). The eastern structures of this massif are contiguous

with those of the adjacent Wadi Tayin massif to the SE, especially the dike trajectories [Boudier *et al.*, 1997]. This contiguity shows that no significant relative displacement has taken place along NNE-SSW Wadi Andam, which separates the two massifs. The west side of the Maqsad district (16X22 km) is bounded by the high-*T* Muqbariah shear zone, beyond which a structurally distinct mantle formation is observed [Beurrier, 1987; Ceuleneer, 1991; Nicolas and Boudier, 1995].

Several studies recognize the Maqsad area as the spreading ridge that formed at least a part of the Sumail massif, mainly because of the occurrence of steep peridotite lineations [Boudier *et al.*, 1997; Ceuleneer, 1991; Ceuleneer *et al.*, 1996; Ceuleneer and Rabinowicz, 1992; Nicolas and Boudier, 1995] and the structural continuity, at the scale of several tens of kilometers, of the flow structures, which is incompatible with off-axis features such as a mantle diapir feeding a seamount [Nicolas and Boudier, 1995]. One of the most remarkable features of the Maqsad district is a local thick Moho transition zone between the harzburgitic mantle and a continuous gabbro section. This transition zone is composed of pure dunites interlayered with plagioclase- and clinopyroxene-impregnated dunites, gabbro lenses, and relics of harzburgite; it represents a level of magmatic exchange between the asthenospheric mantle and the accreting crust [Boudier and Nicolas, 1995]. The dunite formed in situ by dissolution of the orthopyroxenes by the circulating melt [Cassard *et al.*, 1981; Kelemen, 1990; Leblanc *et al.*, 1980; Loomis and Gottschalk, 1981; Nicolas and Prinzhofer, 1983; Sinton, 1977]. Some of this percolating melt crystallized diopside and plagioclase beads in the dunite matrix. The transition zone thickness varies from a few meters in rare places to a maximum of 500 m (see cross sections and maps presented further below). Similar thick transition zones, elsewhere in the Oman ophiolite, are always overlying regions of vertical mantle flow [Boudier and Nicolas, 1995]. The crustal section in the Maqsad area is remarkably rich in wehrlite intrusions, making it sometimes difficult to locate the Moho with precision.

Most of the ophiolite is rather continuous along its 500-km length, and paleomagnetic data [Perrin *et al.*, 1994; Thomas *et al.*, 1988] show that all massifs were emplaced as a single block with limited internal rotation. In several publications it has been stressed that distinguishing ridge structures from younger ones was possible considering the temperature at which they have been formed [e.g., Nicolas, 1989; Nicolas and Boudier, 1995]. With this consideration in mind it can be proved that most folds observed in the gabbro unit have been formed below the ridge and that faults are indeed ridge-related hydrothermal veins. A spectacular example lies in a gabbro outcrop near Mahram (Figure 2), where the Moho remains subhorizontal, and it can be checked directly in the field and in thin sections that microstructures are magmatic, even those at the contact between discordant layers. This finding shows that this deformation is ridge related. Similarly, faults mapped by aerial photographs, which are often parallel to the sheeted dike complex

orientation, are shown in the field to be hydrothermal veins with limited displacement.

The Sumail and Wadi Tayin massifs occupy a 100 km across synform basin between the Jebel Akhdar and the Saih Hatat autochthonous domes, as confirmed by the shape of the basement imaged by gravimetric maps and modeling [Ravaut *et al.*, 1997]. These autochthonous domes, which have 3 km of relief, have tilted the ophiolite massifs during their Cenozoic uplift. This deformation is not at the local scale (10-20 km) considered here and should not affect the locally observed flat lying crustal structure. Harzburgites crop out in the NW part of the Sumail massif, and upper gabbros and sheeted dike complex crop out in the south and SE, suggesting that the massif has a slight tilt to the SE. The Moho near Maqsad is located at various elevations and presents variable orientations from $80^{\circ}\text{S}35^{\circ}$ (azimuth, dip direction, dip) in the south to $0^{\circ}\text{E}15^{\circ}$ in the east, warping around an area of steep lineations, as will be presented in section 5. Considering (1) the thickness of the Sumail massif (up to 7 km) [Ravaut *et al.*, 1997] which should make it difficult to be disrupted during and after emplacement, (2) the near-vertical attitude of dikes, and (3) the absence of evidence for any internal tectonic rotation, we conclude that these orientations are not due to the obduction or Cenozoic uplift, but rather that the Moho was not strictly horizontal at the spreading ridge. These orientations could be a record of fluctuations of the Moho level at the ridge axis as proposed by Nicolas *et al.* [1996] and Barth and Mutter [1996]. If this is correct, it is difficult to give a precise measurement of the general tilt ($\leq 10^{\circ}$) of the Sumail massif at the Maqsad area. Because all measurements of the paleo-Moho are nearly horizontal, it is possible to get a fair idea of the flow orientation by simply looking at the maps.

4. Dike Pattern

The diabase sheeted dike complex is best exposed in Wadi Andam about 15 km SE of the village of Maqsad, where it has an average orientation of $140^{\circ}\text{N}80$ [MacLeod and Rothery, 1992; Nicolas and Boudier, 1995]. Following previous studies [Ceuleneer, 1991; Ceuleneer *et al.*, 1996; Nicolas, 1989; Nicolas *et al.*, 1994], we have measured numerous dikes of various natures in the mantle section (Figures 3 and 4). Depending on the temperature of the host mantle rocks when they were injected, these dikes range from diabases with no chilled margins to coarse-grained gabbros locally rimmed by a dunite reaction zone. The average dike orientation is constant, whatever the dike facies, implying that in this region the stress field remained constant during cooling from 1200°C to 700°C , the host rock temperature estimated for diabase dikes without chilled margins. In agreement with Ceuleneer's [1986] map, but in contradiction with his more recent one [Ceuleneer, 1996], we could not find any large area devoid of dikes, in particular in the area of upward mantle flow

(see next section). The average dike orientation swings from an orientation near 160° in the western part of the massif to an orientation near 110° in its eastern part (Figure 3).

5. Structural Maps

The shape of the Maqsad diapir is best revealed by contouring isodips of steep foliations and lineations. These isodips define three distinct closely spaced areas (Figure 5). The main area of steep lineations is triangle shaped and covers 30 km^2 south of the village of Maqsad (Figures 5a and 6b). It includes 77 steep peridotite lineations, from a few meters, down to 600 m below the Moho. Locally, we observe at the margin of this main diapir that the steep structures cross cut the harzburgite-dunite horizon and continue into the dunite until a sharp rotation occurs very near below the Moho. The sharp rotation is illustrated by closely spaced isodips in the Moho transition zone (Figure 5b) and by the cross sections presented below.

Within this diapiric area, steep foliation trajectories warp around the main upwelling zone, with a sharp closure in the northern end. The stereonet of the steep dipping foliations (Figure 6a) illustrates these orientations, with only 40% of the foliations subparallel to the ridge trend ($140^\circ \pm 30^\circ$). Further northwest, some foliations remain steep with azimuths parallel to the ridge trend, but they do not belong to the diapir because they carry horizontal lineations. Away from the diapir, subhorizontal foliations vary in orientation, a majority dipping to the west on the western side of the diapir and to the east on the eastern side.

Horizontal lineations are slightly diverging from this diapir center, especially on the west side of Wadi Kurah where they rotate from a direction parallel to the NW-SE dike trend to an E-W direction with a moderate plunge westward (Figure 6c). This divergence is not present on the eastern side, where there is an abrupt change from lineations parallel to the ridge trend to a homogeneous E-W flow, plunging on average eastward (Figure 6d).

Two outliers that include more than 10 steep lineation measurements, each within less than 10 km^2 in area, are found a few kilometers north on each side of the ridge. These steep lineations are observed across the limit between harzburgites and the transition zone, from a few meters to 400 m below the Moho, illustrating again that the steep diapiric flow breaks through the horizontal transition zone limit and rotates to the horizontal very close to the Moho. These diapir heads do not produce a divergence of lineations nor do they modify the lineation trajectories issued from the "main feeding center." Between the three vertical areas, several horizontal measurements lie at low topographic elevations, indicating that, at least near the Moho, these three diapir heads are separated from one another.

Another interesting feature is the changing attitude of the Moho. It is dipping 15° to the east near Tuff oasis, 30° to the SE near Mahram, and 35° to the south, SW of Mahram, following the shape of the diapiric flow as shown by Figure 5c. These different orientations, measured at elevations between 700 and 1300 m, suggest a bulge of the Moho of at least 500 m above the main zone of steep lineations, where the transition zone is not exposed. In the absence of evidence for late deformation we interpret this bulge as a ridge feature.

6. Cross Sections Through the Diapir

Several cross sections (Figure 7) illustrate how sharply the steep lineations rotate to the horizontal, although the erosion that exposes the harzburgites at the center of the diapir has removed the transition zone and most sites of rotation above the vertical flow. Locations of the cross sections of Figure 7 are shown in Figure 8a, where the thickness of the transition zone has been estimated thanks to complementary cross sections. All cross sections show that the rotation occurs in the upper 500 m below the Moho, in dunites and in some of the uppermost harzburgites. It may even occur in the upper 100 m, as it is commonly observed that some of the steep lineations get very close to the Moho (Figures 5b and 7b). In most cases, no curved hinges are observed, and the foliation planes are fan shaped, dipping outward from the diapir (Figures 7a and 7c). This finding suggests a sharp corner flow, except in one location, where inward dipping foliations and lineations have been observed (Figure 7d). In the zone of rotation the crystallographic fabrics in peridotites vary from moderate to strong, except in a few areas, where traces of local intense melt circulation, such as chromite pods and plagioclase and/or clinopyroxene impregnations, are observed and no foliation is found; we call these "undeformed" or "untransposed" areas (Figures 7b and 7c). Foliations and gabbro lenses sometimes have nonconcordant orientations as in Figure 7e. The Moho is locally an irregular surface where the gabbro layering may not be parallel to the Moho (Figure 7d). From the different cross sections we have built a synoptic cross section that summarizes all observations (Figure 7f).

7. Fabrics and Plastic Strain

Although it is not known yet how to quantify the strain in peridotites, the strength of crystallographic fabrics allows a qualitative estimate, sufficient to map the distribution of strong and weak deformations. Twelve new crystallographic fabrics have been measured by using the universal stage and have been added to the four fabrics published by *Boudier and Nicolas* [1995]. They are representative of typical areas and structural situations. A fabric strength index (J) was calculated for each sample (Figure 7) by using a method developed by

Bunge [1982]. The index J increases with axial strain and simple shear [Mainprice and Silver, 1993], ranging from 5 for the least deformed sample to 20 for the most deformed one (Figure 8a). In a second step these samples were used as a reference to estimate the fabric strength in other samples by a simple comparison of thin sections.

The strongest fabrics ($J > 9$) are found in the transition zone, associated with horizontal foliations, in contrast with weak fabrics ($5 < J < 7$) which are mainly found in the diapiric area (Figure 8b). Four undeformed samples ($J < 5$) have been found in the untransposed areas, which never exceed 0.5 km^2 . Next to these areas the fabric strength is moderate to strong. The rarity and the limited size of undeformed areas suggest that they are not permanent stationary features beneath an active ridge.

8. Discussion

8.1. Main Features of the Maqsad Diapir

We summarize here and in Figure 9 our new observations dealing with the Maqsad diapir. The diapir is defined by three distinct areas of steep lineations. Altogether they define a broad zone covering about 100 km^2 . The main area is 7 km across the ridge axis and 6 km along this axis; the two others are smaller. The main area of steep foliations is also characterized by warped trajectories of the steep foliations. The Moho seems to follow the same shape and to bulge above the diapir and a thick Moho transition zone. Subhorizontal lineations tend to diverge from the main upwelling center with radial orientations becoming parallel and dominantly E-W, 6 to 8 km away from the diapir center. Lineations oriented parallel to the ridge trend (NW-SE) are found within a 1- to 3-km-wide band crossing the diapir. Lineations plunge outward from the main diapir, eastward on the eastern side, and westward on the western side. Apart from four small localized "undeformed" zones the fabric is always clearly pronounced. Steep lineations are correlated with areas of weak to moderate fabrics, whereas horizontal lineations are correlated with areas of moderate to strong fabrics. Finally, the pattern of mafic dikes in the mantle is also related to the main diapir as they strike at about 160° on its western side and at 110° on its eastern side.

8.2 Relation of the Maqsad Diapir with a Paleoridge

On the basis of a supposed concentric zoning of various dike types in the mantle section, centered on the diapir and suggesting emplacement at progressively greater distances from an active spreading center, it has been suggested that the Maqsad diapir was younger than parts of the surrounding crust and mantle [Ceuleneer, 1991; Ceuleneer et al., 1996]. Although we concur with this conclusion, our detailed mapping did not confirm such a distribution (Figure 4), and we interpret

the occurrence of reactive veins, gabbro dikes, and diabases, definitely together in the same areas, as a consequence of the progressive in situ cooling of the paleoridge. The alignment of the Maqsad diapir with other diapirs along a NW-SE direction [Boudier *et al.*, 1997] and the continuity of structures of uppermost peridotites and overlying gabbros strongly suggest that all belong to a NW-SE ridge segment centered on these diapirs. Mapping at the scale of the ophiolite [Nicolas *et Boudier*, 1995; Boudier *et al.*, 1997] shows that the NW-SE ridge opened in a slightly older oceanic lithosphere accreted along a NE-SW ridge. As the NE-SW ridge system is bounding the massif at about 25 km on each side of the Maqsad segment, we suggest that the NW-SE segment was active during 300,000 years to 1 My. (with spreading rates of 15-5 cm/y. respectively). The ridge-centered diapirs contrast with the Mansah diapir (NE part of the Sumail massif), which displays vertical shear zones on its sides and large diabase intrusions in the older and altered crust overlying the diapir, suggesting that it was intruding and injecting melt in a cooling lithosphere [D. Joussetin *et al.*, manuscript in preparation, 1998], as predicted by its off-axis location [Boudier *et al.*, 1997].

8.3. Ridge Axis Location in the Maqsad Area

The main criterion used so far to locate a paleoridge axis is that it should correspond to the limit between opposing shear senses in the mantle peridotite [Nicolas, 1989]. On this basis Ceuleneer [1991] and Ceuleneer and Rabinowicz [1992] located the ridge axis east of Wadi Kurah within the NW-SE elongated transition zone band (Figure 5), which also contains undeformed chromite pods, suggesting that it was an axial undeformed zone.

Other independent ways to locate the axis have been proposed by Nicolas and Boudier [1995]. The simplest suggestion is that it should be parallel to the sheeted dike complex and cross the diapir center; another is that it should coincide with the line of convergence of foliations in upper gabbros because this line should correspond to the roof of the magma chamber above the diapir [Chenevez *et al.*, 1998; Nicolas *et al.*, 1988b]. It could also be equated with the zone of intense diking, assuming that the ridge is fed through the diapir and has cooled in situ. These various criteria resulted in similar axis locations [Nicolas and Boudier, 1995].

As exemplified by studies of the Hilti massif [Ildefonse *et al.*, 1995], it is commonly observed in the Oman ophiolite that horizontal peridotite lineations strike perpendicular to the sheeted dike complex orientation, and rarely parallel. Because of coupling between the active asthenospheric mantle flow and the flow induced by lithospheric drift, lineations issued from the diapir should be progressively rotated into parallelism with the spreading direction at distance from the diapir, thus restricting to the vicinity of the ridge axis the presence of lineations that are parallel to the ridge trend. The observation of a band of horizontal lineations parallel to the ridge trend running through the

main diapir center leads us to locate the ridge axis 4 km SW of the previous location proposed by *Ceuleneer* [1991] and *Nicolas and Boudier* [1995] (Figure 5). For these authors the diapir center, placed further east, was partly concealed below the transition zone, a possibility that two new observations tend to discard. First, steep lineations are commonly found, high into the transition zone, near the Moho, an observation that shows that the transition zone cannot entirely conceal the uprising flow pattern of a diapir. Second, the center of the main diapir head fits with the center of divergence of horizontal lineations. Another element revealed by the fabric map is that strong fabrics occur along the ridge axis location previously proposed, showing that it does not correspond to an axial undeformed zone.

Our new axis is no longer the limit between opposite shear senses on each side of the ridge. However, we note that regions that were previously unexplored have eastward shear senses on the west flank and westward shear senses on the east flank. Therefore it becomes difficult to draw a sharp limit between areas with different shear directions. Other elements reinforce the new location of the ridge axis. This axis corresponds to the limit between lineations dominantly plunging to the west on the western side and to the east on the eastern side (figure 6). The average mantle dike azimuths on each side of this axis are different too. Thus this new axis appears to be a major structural limit between two different zones.

8.4. Two-Dimensional or Three-Dimensional structure

In the 2-D mantle flow model the expected steep foliation trajectories should be oriented parallel to the ridge trend with no closure along strike [*Ceuleneer*, 1991; *Ceuleneer and Rabinowicz*, 1992], resulting in an orientation stereonet similar to the ones of the dikes. The warped trajectory of foliations (Figures 5a and 6a) is more in agreement with a 3-D model. The warped Moho surface, the divergence of lineations, and the orientation of some lineations parallel to the ridge trend are additional evidences showing that the mantle flow at the paleoridge was 3-D. Another conclusion is that the mantle uprise was inhomogeneous in the diapiric area itself. Instead of one diapir with a vertical axial symmetry, three distinct heads are distinguished. Melt was inhomogeneously delivered, as illustrated by variations in the transition zone thickness. The thick transition zone has a limited extension along axis, probably reflecting the size of the melt source.

Finally, we noted previously that the dike pattern was different on each side of the paleoridge, thus departing from a 2-D symmetry. This pattern may reflect a 3-D stress field in the upper mantle during the last stages of the ridge accretion and the subsequent in situ cooling, in contrast with the remarkably uniform orientation of the overlying sheeted dike complex, which implies that the crustal lithospheric stress is more uniform than the underlying asthenospheric stress.

8.5. Mantle Flow Pattern at Greater Depth

The 3-D structure beneath the ridge governs the focusing of magmatic and tectonic activity and the interaction between the mantle and the crust forming above. It does not rule out the possibility that a more 2-D pattern or a larger diapir could exist at greater depth in the mantle, governing the ridge dynamics at a larger scale. At fast spreading centers, topography and seismic observations indicate that the crust attains its full thickness in no more than a few kilometers from the neovolcanic zone [e.g., *Detrick et al.*, 1987]. If melt delivery was not strongly focused, we would expect the crust to thicken continuously far from a ridge. This important point is confirmed in many ophiolites and particularly in Oman by the observation that mafic dikes cutting through the layered gabbros are rather uncommon. If melt was still actively expelled away from the ridge, the gabbros, once crystallized on the sides of the magma chamber, should be cut by numerous dikes. Decompression melting becomes sufficiently important to form a melt connected network and make possible its extraction by porous flow and/or hydrofracturing at a depth of around 50 km [e.g., *McKenzie*, 1984; *Nicolas*, 1986]. Several authors [e.g., *Rabinowicz et al.*, 1984; *Scott and Stevenson*, 1989; *Sotin and Parmentier*, 1989; *Su and Buck*, 1993] have suggested that focused melt delivery is driven by focused upwelling flow (either 2-D or 3-D). Other processes causing lateral movement of melt toward the ridge axis, resulting in focused melt delivery, have been suggested [e.g. *Phipps Morgan et al.*, 1987; *Sparks and Parmentier*, 1991; *Spiegelman and McKenzie*, 1987]; though these processes may contribute to focusing melt into a narrow zone, we do not consider them in the following reasoning. In this end member scenario the 50 first km of lithosphere have to be formed by mantle material that has been rising through a narrow conduit below the ridge. We assume that the Maqsad diapir corresponds to such a structure and consider that this diapir feeds the crust, and accrete 45 km of depleted mantle. A simple mass balance calculation of this situation provides some general constraints on the volume of the ascending flow and its velocity. Parameters used in these calculations are reported in Figure 10.

8.5.1. Velocity of the mantle flow in the diapir. The melt flux (ϕ_m) produced by the diapir can be approximately calculated by

$$\phi_m = f (S_d V_d) \quad (1)$$

where V_d is the upwelling flow velocity, S_d is the diapir area in planform, and f is the percentage of melt produced in the ascending diapir. On the other hand, a ridge segment, with a length L , a crustal thickness e , and a spreading rate w , has a "crustal flux" (ϕ_c) expressed as

$$\phi_c = Lew \quad (2)$$

As the crust is only created from the melt produced by our diapir, we have $\phi_m = \phi_c$ and $V_d = (L.e.w)/(f.S_d)$. Diapirs in Oman seem to be spaced at

intervals of 20 to 30 km [Boudier *et al.*, 1997]. Referring to marine situations, they may correspond to small segments of the order of 3, limited by overlapping spreading centers, or to segments of the order of 4, limited by devals [MacDonald *et al.*, 1991]. Almost certainly, the three diapir heads in Maqsad are connected and derive from a large single diapir with a surface of about 100 km². Crustal thickness is in the range of 4 km in Oman [Nicolas *et al.*, 1996] to 6 km at the EPR [Detrick *et al.*, 1987; Vera *et al.*, 1990; Wang *et al.*, 1996] and f in the range of 10% to 20% [e.g., Klein and Langmuir, 1987; Niu and Hékinian, 1997; Presnall *et al.*, 1979]. This gives a vertical flow velocity from 6 to 15 times the ridge spreading rate.

8.5.2. Thickness of the lithosphere that can be created by the diapir diverging flow. A similar mass balance can be made between the harzburgite flux produced by the diapir structure (ϕ_d) and the flux of peridotite flowing away on each side of the ridge (ϕ_π). If we assume that, tens of kilometers away from the ridge, the average flow velocity of the peridotite expelled from the diapir is close to the ridge half spreading rate (a point discussed in the next paragraph), we have

$$\phi_d = S_d V_d \quad (3)$$

$$\phi_\pi = L h w \quad (4)$$

where h is the thickness of the zone of outward flow and thus is the thickness of the lithosphere that can be formed by the peridotite coming from the diapir. This result gives $h = (S_d V_d) / (L w)$. Using the same values as those in section 8.5.1, we find that h is 25 to 60 km, which is in the range of the 45 km predicted by our initial assumptions.

These two estimations show that the Maqsad diapir can account for the formation of a 25-km-long crustal segment if the upward flow extends over the entire region where steep structures can be found, and if the upward flow velocity is about 10 ± 5 times the ridge spreading rate. This velocity is inversely proportional to the surface of the upwelling zone. We note that this 3-D model compares well with the 2-D model proposed by Su and Buck [1993].

8.6. Horizontal Flow Velocities Near the Moho, at the Rim of the Diapir

The geometry of the upwelling flow in maps and cross sections shows that the diverging flow expelled from the diapir is constrained along its rim to the upper 500 m of the mantle before it fans to fill the space between the thickening lithosphere and the horizon at 50-km depth, where it merges with the large-scale mantle flow (Figure 10). Therefore the velocity of the horizontal flow in the immediate vicinity of the diapir must be sufficiently high to keep the balance between the vertical and the diverging flows. A rough estimate of the average flow velocity in this zone is now presented. The diapir flux is given by

equation (3). The horizontal flux from the diapir to the outside is given by

$$\phi_h = d h' V_h \quad (5)$$

where dh' is the surface of discharge (d is the perimeter of the diverging layer, and h' is its thickness) and V_h is the average horizontal flow velocity. By equating (3) and (5) we deduce

$$V_h = S_d V_d / dh'$$

S_d , d , and h' can be estimated: S_d is in the range of 100 km², $d=60$ km, and $h'=500$ m. V_d is taken in the range of 10 times a ridge spreading rate of 10 cm/yr. This calculation gives $V_h=270$ cm/yr.

This may be an overestimation, as it does not take into account all the complexity of the diapir features, such as its three-headed structure at the top. However, this estimation shows that the horizontal velocity of the expelled material at the outskirts of the diapir is much higher than the ridge spreading rate. This high velocity must induce a forced flow and a high plastic strain in the transition zone and upper harzburgite; this explains the strong fabrics generally observed in the upper horizontal mantle flow, contrasting with the weaker fabrics in the diapir and the lower zone of diverging flow, with dips over 30°.

It has been suggested that shear direction inversions documented below the Moho in Oman and other ophiolites at depths not exceeding 2 km [Girardeau and Nicolas, 1981; Hoxha, 1993; Ildefonse et al., 1995; Prinzhofer et al., 1980] result from a forced flow, which is responsible for velocity profiles such that the maximum velocity corresponds to the point of shear direction inversion (Figure 10). This interpretation and previous field data from the Maqsad area [Ceuleneer, 1986; Ceuleneer et al., 1988] have inspired an active mantle diapirism model [Rabinowicz et al., 1984, 1987] which is bolstered by our new data. It explains why, near the Moho in the Maqsad area, the shear sense is a poor criterion to locate the ridge axis. Finally, another clear indication of forced flow is derived from the parallel orientation of the magmatic lineations in the basal layered gabbros with the plastically developed lineations in the upper mantle rocks [Chenevez et al., 1998; Ildefonse et al., 1995; Nicolas, 1989; Nicolas and Boudier, 1995; Pallister and Hopson, 1981; this study]. This observation has been attributed to mechanical coupling with the underlying flowing mantle dragging the overlying magmatic gabbros.

The horizontal flow velocity rapidly decreases with the distance from the diapir, as the surface of discharge increases. V_h decreases to 5 cm/yr (i.e., the half spreading rate) at 10 km away from the diapir, where d is roughly 120 km, and the diverging layer thickness (h') is around 12 km if the flow follows a slope of 50° along its lower limit. This finding means that at this distance from the ridge axis the mantle flow becomes passive and coupled to the lithospheric plate motion. Thus 10 km from the diapir, lineations should turn into parallelism with the spreading direction. The overall E-W trend of lineations (Figure 6) 6 to 8

km from the diapir core suggests that the spreading direction at the Maqsad ridge was oblique to the NW-SE axis direction.

8.7. The Flow Rotation on Top of the Diapir

The sharp rotation of the lineations at the top of the Maqsad diapir has been previously described by *Ceuleneer et al.* [1988], *Ceuleneer and Rabinowicz* [1992], and *Boudier and Nicolas* [1995]. These studies favor a simple model that consists of a vertical flow up to about 500 m below the Moho, with a sharp bend to horizontal flow in the transition zone. The sharp rotation is made possible by a drop of 4 orders of magnitude in viscosity within the last 2 km below the Moho [*Rabinowicz et al.*, 1987]. The viscosity drop is due to the intense melt circulation, which destroys the peridotite solid framework and incidentally turns the harzburgite into a dunite. In this interpretation the peridotite loses its fabric at the top of the diapir before being channeled in a fast moving horizontal flow, where it acquires a new fabric by compaction and shear flow.

Our study confirms many elements of this model. We observe a sudden 90° rotation of the ascending flow at the top of the diapir, inducing a forced horizontal flow. However, there is no compelling evidence that the peridotites lost their fabrics at any time: the fabric is always clearly pronounced, except in the four local areas described above, where the fabric is very weak ($J < 5$). We offer two explanations for the sharp rotation that still assume a decrease of viscosity but without destruction of the plastic flow-induced fabrics. The first explanation is that the peridotite solid framework at the top of the diapir was only dismembered along a magma network, separating solid lenses. The lenses, generated at any scale, could freely slip one on the other, but the fabrics would be preserved and still visible at the sample scale. This interpretation could explain the nonconcordant and discontinuous structures in Figure 7e and account for the presence of some harzburgites within the zone of rotation; as melt would concentrate around the lenses, they would have escaped being transformed into dunites. When magmatic plagioclase and clinopyroxene are present (5% to 20%), they are always distributed in elongated beads parallel to the foliation and the lineation, without any destruction of the solid framework. Such textures are observed in the horizontal transition zone [*Boudier and Nicolas*, 1995; *Jousselin et al.*, 1996] and also occasionally in the uppermost steeply dipping depleted harzburgites. This observation leads to our second suggestion: the viscosity of the dunite may be reduced a few orders of magnitude with the introduction of a melt component distributed parallel to the penetrative structures, thus with no destruction of the solid framework. *Hirth and Kohlstedt* [1995] show that at a melt fraction of 7% the strain rate is enhanced by a factor of 25 relative to melt free (viscosity decrease of 1.4 orders of magnitude). In the crystallizing and flowing gabbros of the crustal section above the

diapir, *Nicolas and Ildefonse* [1996] suggest a drop of viscosity of 3 orders of magnitude with respect to solid gabbros, within a suspension flow with a low melt fraction and strong fabrics. They conclude that melt may promote this viscosity drop by a dissolution process. Similar processes may occur within the underlying transition zone, where the viscosity should also be comparable in order to account for the mechanical coupling between the two units evoked above. These propositions are open for further investigations.

As *Ceuleneer and Rabinowicz* [1992] pointed out, another interesting feature of the diapir lies in its open downward fan shape, which we found in several cross sections (Figures 7a, and 7c). *Ceuleneer and Rabinowicz* [1992] interpret this form as the result of focusing of the upward flow toward the ridge axis, due to the viscosity decrease. We agree with this conclusion but not with their schematic cross sections showing curved dunite bodies in the hinge between vertical and horizontal flow, the inward dipping foliations, and the progressive thinning of the transition zone away from the diapir.

9. Comparison With Marine Geophysical Data

Recent interpretations of gravity and topography at the EPR suggest the presence of a 10-km-wide across the ridge, 30- to 70-km-deep region of buoyant mantle [*Magde et al.*, 1995; *Wang and Cochran*, 1993; *Wilson*, 1992] containing a few percent melt. Focused upwelling and melting have been inferred. The weak variation of gravity and topography along axis is interpreted either as 2-D mantle structure or as 3-D mantle structure with very efficient along-axis transport of crustal material [*Cormier et al.*, 1995]. *Wang et al.* [1996] and *Barth and Mutter* [1996] point out the difficulty in interpreting these data in the absence of seismic constraints on the crustal thickness. They propose that the combination of thin crust, bathymetric high, and mantle gravity low is the signature of a diapiric upwelling beneath the EPR, near 9°40' to 9°50'. Although more constraints would be necessary, especially along axis, the dimensions of upwelling inferred from these studies fit well with those of the diapiric area we found. We recall that a compilation of crustal thickness in Oman has resulted in the conclusion that crust was about 2 km thinner above diapirs [*Nicolas et al.*, 1996], a common point with *Wang et al.* [1996] and *Barth and Mutter* [1996].

Other constraints can be derived from the results of seismic tomography experiments, which reveal variations in velocity and azimuthal anisotropy. Three-dimensional images show an axially segmented low-velocity volume in the crust at depths of 1-3 km [*Toomey et al.*, 1990] and in the mantle within 4 km of the Moho [*Dunn and Toomey*, 1997]. These results imply that the rise axis is thermally segmented on the 10-km scale and suggest that this scale of segmentation is imposed by the dynamics of melt generation and transport [*Solomon and Toomey*,

1992; *Toomey et al.*, 1990]. This phenomenon alone does not prove the presence of diapirs with shapes similar to Oman, but it is in favor of a 3-D mechanism for focused melt transport to the ridge. At first sight the seismic anisotropy, showing a regular pattern of fast mantle velocities parallel to the spreading direction, is more consistent with 2-D mantle flow diverging from the rise [*Dunn and Toomey*, 1997] than with a 3-D model in which some radial flow is expected. Near the main diapir head of Maqsad, apart from the 3-km-wide corridor of lineations parallel to the rise axis, the lineations rotate in a homogenous direction (Figure 6) assumed to be the spreading direction at a relatively short distance (6 to 8 km) from the diapir. Thus the anisotropy recorded at the EPR may not contradict a 3-D upwelling flow model.

Conclusion

The paleospreading center of Maqsad was fed by a 3-D mantle diapir with a weak vertical axial symmetry. As summarized in Figure 8, our detailed structural study has resulted in a much sharper image of this fundamental feature of an oceanic ridge. The main diapir head, where the lineations diverge, has a diameter of 6 km and is accompanied by smaller heads, together covering a diapiric region of about 100 km². The zone of divergence of lineations from the main diapir is 12 km wide, with a 1- to 3-km-wide corridor of lineations parallel to the ridge axis and a well-pronounced preferred direction on each flank, possibly corresponding to the paleospreading directions. Trends and dips of the uppermost mantle structures and of the Moho define an upward bulge in the Moho of a few hundred meters, reflecting the shape of the diapir.

Melt at the top of the diapir may have been delivered all along the Moho transition zone, which extends about 8 km past the diapir limits. We propose that the association of thick transition zones and diapirs is due to melt being delivered by focused mantle upwelling, at least in the uppermost mantle. The dunite of the transition zone might have contained as much as 10% melt that may have decreased the rock viscosity, so that the transition zone constituted not only a compositional but also a rheological transition between peridotites and gabbros. This viscosity drop could have allowed the sharp rotation of flow from vertical to horizontal, as is recorded close to the Moho. Mass balance estimates point to a vertical flow velocity within the diapir 5 to 15 times larger than the spreading rate, thus allowing focusing below the ridge and providing enough melt to feed the crust. This, in turn, induced a forced horizontal flow, also with a high velocity, to which are ascribed the strong fabrics in the horizontal structures. The coupling of gabbro structures with mantle structures is also ascribed to this active flow. The flow velocity decreased outward, until at a distance of 6 to 8 km from

the diapir it had fallen to the spreading velocity. Beyond that, no more lineation divergence is observed, and passive flow should have dominated.

Acknowledgments. This work is based on numerous field data acquired together with successive members of our group: G. Ceuleneer, K. Benn, V. Thomas, I. Reuber, E. Gnos, and B. Ildefonse, who also helped through discussions. We thank B. Hacker, P. Kelemen, and R.T. Gregory for very thorough and profitable reviews. Technical assistance for the thin sections has been provided by C. Nevado. This study was possible thanks to the hospitality of M. Kassim and H. Al Azri from the Ministry of Mines and Petroleum of Oman and financial support from CNRS-INSU and a governmental doctoral fellowship.

References

- Auzende, J.M., D. Bideau, E. Bonatti, M. Cannat, J. Honnorez, J. Malavieille, V. Marnoloukas-Frangoulis, and C. Mevel, Direct observation of a section through slow-spreading oceanic crust, *Nature*, 337, 726-729, 1989.
- Barnoin-Jha, K., E.M. Parmentier, and D.W. Sparks, Buoyant mantle upwelling and crustal production at oceanic spreading centers: On-axis segmentation and off-axis melting, *J. Geophys. Res.*, 102, 11,979-11,989, 1997.
- Barth, G.A., and J.C. Mutter, Variability in oceanic crustal thickness and structure: Multichannel seismic reflection results from the northern East Pacific Rise, *J. Geophys. Res.*, 101, 17,951-17,975, 1996.
- Beurrier, M., Géologie de la nappe ophiolitique de Semail dans les parties orientale et centrale de l'Oman, Ph.D. thesis, Univ. Paris VI, 1987.
- Boudier, F., and A. Nicolas, Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 84-92, 1985.
- Boudier, F., and A. Nicolas, Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite, *J. Petrol.*, 36, 777-796, 1995.
- Boudier, F., G. Ceuleneer, and A. Nicolas, Shear zones, thrusts and related magmatism in the Oman ophiolite: Initiation of thrusting on an oceanic ridge, *Tectonophysics*, 151, 275-296, 1988.
- Boudier, F., A. Nicolas, B. Ildefonse, and D. Jousset, EPR microplates: A model for the Oman ophiolite, *Terra Nova*, 9, 79-82, 1997.
- Buck, W.R., and W. Su, Focused mantle upwelling below mid-ocean ridges due to feedback between viscosity and melting, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 641-644, 1989.
- Bunge, H.J., *Texture Analysis in Materials Science.*, 593 pp., Butterworths, London, 1982.
- Cassard, D., A. Nicolas, M. Rabinowicz, M. Moutte, M. Leblanc, and A. Prinzhofer, Structural classification of chromite pods in southern New Caledonia, *Econ. Geol.*, 76, 805-831, 1981.
- Ceuleneer, G., Structure des ophiolites d' Oman: Flux mantellaire sous un centre d'expansion océanique et charriage à la dorsale, thèse de doctorat, Univ. de Nantes, 1986.
- Ceuleneer, G., Evidence for a paleo-spreading center in the Oman ophiolite: Mantle structures in the Maqsad area, in *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic lithosphere*, edited by T. Peters, A. Nicolas, and R.G. Coleman, pp. 147-173, Kluwer Acad. Norwell, Mass., 1991.
- Ceuleneer, G., M. Monnereau, and I. Amri, Thermal structure of a fossil diapir inferred from the distribution of mafic cumulates, *Nature*, 379, 149-153, 1996.
- Ceuleneer, G., A. Nicolas, and F. Boudier, Mantle flow patterns at an oceanic spreading centre: the Oman peridotites record, *Tectonophysics*, 151, 1-26, 1988.
- Ceuleneer, G., and M. Rabinowicz, Mantle flow and melt migration beneath oceanic ridges: models derived from observations in ophiolites, *AGU Geophys. Monogr.* 71, pp. 123-154, 1992.
- Chenevez, J., P. Machetel, and A. Nicolas, Numerical models of magma chambers in the Oman ophiolite, *J. Geophys. Res.*, in press.
- Cormier, M.H., K.C. Macdonald, and D.S. Wilson, A three-dimensional gravity analysis of the East Pacific Rise from 18° to 21°30'S, *J. of Geophys. Res.*, 100, 8063-8082, 1995.
- Crane, K., The spacing of rift axis highs: Dependence upon diapiric processes in the underlying asthenosphere?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72, 405-414, 1985.
- Detrick, R.S., P. Buhl, E. Vera, J. Mutter, J. Orcutt, J. Madsen, and T. Brocher, Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise, *Nature*, 326, 35-41, 1987.
- Dunn, R.A., and D.R. Toomey, Seismological evidence for three-dimensional melt migration beneath the East-Pacific Rise, *Nature*, 388, 259-262, 1997.
- Girardeau, J., and A. Nicolas, Structures in two of the Bay of Islands (Newfoundland) ophiolite massifs: a model for oceanic crust and uppermantle, *Tectonophysics*, 77, 1-34, 1981.
- Hacker, B.R., Rapid emplacement of young oceanic lithosphere: Argon geochronology of the Oman ophiolite, *Science*, 265, 1563-1565, 1994.

- Hirth, G., and D.L. Kohlstedt, Experimental constraints on the dynamics of the partially molten upper mantle: Deformation in the diffusion creep regime, *J. of Geophys. Res.*, *100*, 1981-2001, 1995.
- Hoxha, M., Etude structurale et pétrologique de l'ophiolite de Kukes (Albanie): Cinématique de la déformation et géométrie de la ride, thèse, Univ. de Nancy, 1993.
- Ildefonse, B., S. Billiau, and A. Nicolas, A detailed study of mantle flow away from diapirs in the Oman ophiolite, in *Mantle and Lower Crust Exposed in Oceanic Ridges and in Ophiolites*, edited by R.L.M. Vissers and A. Nicolas, pp. 163-177, Kluwer, Norwell, Mass., 1995.
- Jousselin, D., D. Mainprice, and F. Boudier, Structure, seismic velocities, and anisotropy of the mantle at fast-spreading ridges, *Eos Trans. AGU*, *77* (46), Fall Meet. Suppl., F665, 1996.
- Kelemen, P.B., Reaction between ultramafic rock and fractionating magma, 1, Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite, *J. Petrol.*, *31*, 51-98, 1990.
- Klein, E.M., and C.H. Langmuir, Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness, *J. Geophys. Res.*, *92*, 8089-8115, 1987.
- Kuo, B.Y., and D.W. Forsyth, Gravity anomalies of the ridge-transform system in the south Atlantic between 31 and 34.5°S: Upwelling centers and variations in crustal thickness, *Mar. Geophys. Res.*, *10*, 205-232, 1988.
- Leblanc, M., C. Dupuy, D. Cassard, J. Moutte, A. Nicolas, A. Prinzhofer, M. Rabinovitch, and P. Routhier, Essai sur la genèse des corps podiformes de chromite dans les péridotites ophiolitiques: Etude des chromites de Nouvelle Calédonie et comparaison avec celles de la Méditerranée orientale, Proceedings of International Ophiolite Symposium, *Geol. Surv. Dep., Cyprus*, 691-701, 1980.
- Lin, J., and J. Phipps Morgan, The spreading rate dependence of three-dimensional mid-ocean ridge gravity structure, *Geophys. Res. Lett.*, *19*, 13-16, 1992.
- Lin, J., G.M. Purdy, H. Schouten, J.C. Sempéré, and C. Zervas, Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic Ridge, *Nature*, *344*, 627-632, 1990.
- Loomis, T.P., and R.R. Gottschalk, Hydrothermal origin of mafic layers in Alpinetype peridotites: Evidence from the Seiad Ultramafic complex, California, U.S.A., *Contrib. Mineral. Petrol.*, *76*, 1-11, 1981.
- MacDonald, K.C., D.S. Scheirer, and S.M. Carbotte, Mid-ocean ridges: Discontinuities, segments and giant cracks, *Science*, *253*, 986-994, 1991.
- MacLeod, C.J., and D.A. Rothery, Ridge axial segmentation in the Oman ophiolite: Evidence from along-strike variations in the sheeted dyke complex, in *Ophiolites and Their Modern Oceanic Analogues*, edited by L.M. Parson, B.J. Murton, and P. Browning, *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, *60*, 39-63, 1992.
- Madsen, J., R.S. Detrick, J.C. Mutter, P. Buhl, and J.A. Orcutt, A two- and three-dimensional analysis of gravity anomalies associated with the East Pacific Rise at 9°N and 13°N, *J. Geophys. Res.*, *95*, 4967-4987, 1990.
- Magde, L.S., R.S. Detrick, and T. Group, Crustal and upper mantle contribution to the axial gravity anomaly at the southern East Pacific Rise, *J. Geophys. Res.*, *100*, 3747-3766, 1995.
- Mainprice, D., and P.G. Silver, Interpretation of SKS-waves using samples from the subcontinental lithosphere, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *78*, 257-280, 1993.
- McKenzie, D.K., The generation and compaction of partially molten rock, *J. Petrol.*, *25*, 713-765, 1984.
- Montigny, R., O. Le Mer, R. Thuizat, and H. Whitechurch, K-Ar and 40Ar/39Ar study of metamorphic rocks associated with the Oman ophiolite: Tectonic implications, *Tectonophysics*, *151*, 345-362, 1988.
- Nicolas, A., A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites, *J. Petrol.*, *27*, 999-1022, 1986.
- Nicolas, A., *Structures in Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*, 367 pp., Kluwer Acad., Norwell, Mass., 1989.
- Nicolas, A., and F. Boudier, Mapping oceanic ridge segments in Oman ophiolites, *J. Geophys. Res.*, *100*, 6179-6197, 1995.

- Nicolas, A., and B. Ildefonse, Flow mechanism and viscosity in basaltic magma chambers, *Geophys. Res. Lett.*, *23*, 2013-2016, 1996.
- Nicolas, A., and J.P. Poirier, *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*, 444 pp., John Wiley, New York, 1976.
- Nicolas, A., and A. Prinzhofer, Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: Structural evidence, *J. Petrol.*, *24*, 188-206, 1983.
- Nicolas, A., and J.F. Violette, Mantle flow at oceanic spreading centers: Models derived from ophiolites, *Tectonophysics*, *81*, 319-339, 1982.
- Nicolas, A., G. Ceuleneer, F. Boudier, and M. Misseri, Structural mapping in the Oman ophiolites: Mantle diapirism along an oceanic ridge, *Tectonophysics*, *151*, 27-56, 1988a.
- Nicolas, A., F. Boudier, and G. Ceuleneer, Mantle flow patterns and magma chambers at ocean ridges: Evidence from the Oman ophiolite, *Mar. Geophys. Res.*, *9*, 293-310, 1988b.
- Nicolas, A., F. Boudier, and B. Ildefonse, Dike patterns in diapirs beneath oceanic ridges: The Oman ophiolite, in *Magmatic Systems*, edited by M.P. Ryan, pp. 77-95, Academic, San Diego, Calif., 1994.
- Nicolas, A., F. Boudier, and B. Ildefonse, Variable crustal thickness in the Oman ophiolite: Implication for oceanic crust, *J. of Geophys. Res.*, *101*, 17,941-17,950, 1996.
- Niu, Y., and R. Hékinian, Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges, *Nature*, *385*, 326-329, 1997.
- Pallister, J.S., and C.A. Hopson, Semail ophiolite plutonic suite: Field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber, *J. Geophys. Res.*, *86*, 2593-2644, 1981.
- Parmentier, E.M., and J. Phipps Morgan, Spreading rate dependence of three-dimensional structure in oceanic spreading centres, *Nature*, *348*, 325-328, 1990.
- Perrin, M., M. Prevot, and F. Bruere, Rotation of the Oman ophiolite and initial location of the ridge in the hotspot reference frame, *Tectonophysics*, *229*, 31-42, 1994.
- Phipps Morgan, J., E.M. Parmentier, and J. Lin, Mechanisms for the origin of mid-ocean ridge axial topography: implications for the thermal and mechanical structure of accreting plate boundaries, *J. Geophys. Res.*, *92*, 12,823-12,836, 1987.
- Presnall, D.C., J.R. Dixon, T.H. O'Donnell, and S.A. Dixon, Generation of mid-ocean ridge tholeiites, *J. Petrol.*, *20*, 3-35, 1979.
- Prinzhofer, A., A. Nicolas, D. Cassard, J. Moutte, M. Leblanc, P. Paris, and M. Rabinovitch, Structures in the New Caledonia peridotite-gabbros: Implications for oceanic mantle and crust, *Tectonophysics*, *69*, 85-112, 1980.
- Rabinowicz, M., A. Nicolas, and J.L. Vigneresse, A rolling mill effect in asthenosphere beneath oceanic spreading centers, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *67*, 97-108, 1984.
- Rabinowicz, M., G. Ceuleneer, and A. Nicolas, Melt segregation and flow in mantle diapirs below spreading centers: Evidence from the Oman ophiolite, *J. Geophys. Res.*, *92*, 3475-3486, 1987.
- Ravaut, P., R. Bayer, R. Hassani, D. Rousset, and A. Al Yahya'ey, Structure and evolution of the northern Oman margin: Gravity and seismic constraints over the Zagros-Makran-Oman collision zone, *Tectonophysics*, *279*, 253-280, 1997.
- Scott, D.R., and D.J. Stevenson, A self-consistent model of melting, magma migration and buoyancy-driven circulation beneath mid-ocean ridges, *J. Geophys. Res.*, *94*, 2973-2988, 1989.
- Sinton, J., Equilibration history of the basal alpine-type peridotite, Red Mountain, New Zealand, *J. Petrol.*, *18*, 216-246, 1977.
- Solomon, S.C., and D.R. Toomey, The structure of mid-ocean ridges, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *20*, 329-364, 1992.
- Sotin, C., and E.M. Parmentier, Dynamical consequences of compositional and thermal density stratification beneath spreading centers, *Geophys. Res. Lett.*, *16*, 835-838, 1989.
- Sparks, D.W., and E.M. Parmentier, Melt extraction from the mantle beneath spreading centers, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *105*, 368-377, 1991.
- Sparks, D.W., E.M. Parmentier, and J. Phipps Morgan, Three-dimensional mantle convection beneath a segmented spreading center: implications for along-axis variations in crustal thickness and gravity, *J. Geophys. Res.*, *98*, 21,977-21,995, 1993.
- Spiegelman, M., and D.P. McKenzie, Simple 2-D models for melt extraction at mid-ocean ridges and island arcs, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *83*, 137-152, 1987.

-
- Su, W., and R. Buck, Buoyancy effects on mantle flow under mid-ocean ridges, *J. Geophys. Res.*, *98*, 12,191-12,205, 1993.
- Thomas, V., J.P. Pozzi and A. Nicolas, Paleomagnetic results from Oman ophiolites related to their emplacement, *Tectonophysics*, *151*, 297-321, 1988.
- Tilton, G.R., C.A. Hopson, and J.E. Wright, Uranium-lead isotopic ages of the Samail ophiolite, Oman, with applications to Tethyan ocean, *J. Geophys. Res.*, *86*, 2763-2775, 1981.
- Tolstoy, M., A.J. Harding, and J.A. Orcutt, Crustal thickness on the Mid-Atlantic Ridge: Bull's eye gravity anomalies and focused accretion, *Science*, *262*, 726-729, 1993.
- Toomey, D.R., G.M. Purdy, S.C. Solomon, and W.S.D. Wilcock, The three-dimensional seismic velocity structure of the East Pacific Rise near latitude 9°30'N, *Nature*, *347*, 639-645, 1990.
- Vera, E., J.C. Mutter, P. Buhl, J.A. Orcutt, A.J. Harding, M.E. Kappus, R.S. Detrick, and T.M. Brocher, The structure of 0- to 0.2- m.y.-old oceanic crust at 9°N on the East Pacific Rise from expanded spread profiles, *J. Geophys. Res.*, *95*, 15,529-15,556, 1990.
- Wang, X., and J.R. Cochran, Gravity anomalies, isostasy, and mantle flow at the East Pacific Rise Crest, *J. Geophys. Res.*, *98*, 19,505-19,531, 1993.
- Wang, X.J., J.R. Cochran, and G.A. Barth, Gravity anomalies, crustal thickness, and the pattern of mantle flow at the fast spreading East Pacific Rise, 9°-10° N: Evidence for three-dimensional upwelling, *J. of Geophys. Res.*, *101*, 17,927-17,940, 1996.
- Whitehead, J.A.J., H.J.B. Dick, and H. Schouten, A mechanism for magmatic accretion under spreading centres, *Nature*, *312*, 146-148, 1984.
- Wilson, D.S., Focused upwelling beneath mid-ocean ridges: Evidence from seamount formation and isostatic compensation of topography, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *113*, 41-55, 1992.

Figure 1. Simplified map of the Oman ophiolite. The box is the location of the studied area. Light gray, crustal section; dark gray, mantle section.

Figure 2. Drawing of a gabbro outcrop in the Maqsad area. This outcrop is situated 1 km NE of Mahram. It is exceptional for its complex magmatic deformation.

Figure 3. Stereonets of dike intrusions. Lower hemisphere stereographic projections of poles to dikes. (a) All dikes (contours at 0.5%, 1%, 2%, 4%, 8%, and 16%); (b), (c), dikes at the SW and NE of the "central zone" (between dotted lines on Figure 4) (contours at 1%, 2%, 4%, 8%, and 16%); respectively; and (d) dikes of the "central zone" (contours at 0.5%, 1%, 2%, 4%, 8%, and 16%).

Figure 4. Map of dike intrusions.

Figure 5a. Maps of planar structures including 509 individual measurements of foliation planes. Ridge axis locations correspond (1) to the location published by *Ceuleneer* [1991] and *Nicolas and Boudier* [1995], and (2) to that proposed in this study.

Figure 5b. Maps of linear structures including 460 individual measurements of lineations. Shear sense is indicated by arrows on trajectories and individual measurements. Plunge of lineations is indicated by dots at the tip of individual measurements. A "main feeding center" and two "outliers" are distinguished.

Figure 5c. Map of the Moho. Same legend as that in figure 5a and 5b. The contour of the 30° lineation plunge is reported. Double bars correspond to Moho measurements, and single bars correspond to foliation measurements. Corresponding dips and Moho altitudes are indicated.

Figure 6. Stereonets of penetrative structures. Lower hemisphere projection of poles to foliation planes and spinel lineations (contours at 1%, 2%, 4%, 8%, and 16%). (a) Foliations in the central zone of isodip >45° (Figure 5a); (b) lineations in the central zone of isodip >45° (figure 4b); and (c) and (d) lineations in the southwest and northeast domains, respectively, as defined in Figure 2.

Figure 7. Cross sections (localization on figure 7a). White, harburgite; light gray, dunite; gray, gabbro; darker gray, wehrlite; black, chromite; solid lines, foliation planes; the cross sections are parallel to lineations' azimuth; and dashed lines, inferred structures.

Figure 8a. Fabric map and cross sections situation. The calculated fabric strength of 16 samples is reported (boxes). Five classes of fabric strength were distinguished in comparison with these samples: lower than 5 corresponds to very weak, between 5 and 7 is weak, between 7 and 9 is moderate (not pictured), between 9 and 11 is strong, and higher than 11 is very strong. The main zones with weak fabrics are circled. The Moho transition zone thickness is also reported in bold letters.

Figure 8b. Three examples of fabrics. Lower hemisphere equal area projections (contours at intervals of 1 times uniform, lowest contour X1). Structural reference system: foliation vertical, N-S, lineation vertical, N-S.

Figure 9. Sketch of the main features of the mantle Maqsad diapir. Same legend as that in Figure 4.

Figure 10. Schematic sketch of the mantle flux in relation to the overlying crust and the lithosphere. Symbols are as follows: w , spreading rate; e , crust thickness; S_d , surface occupied by the diapir; d , contour of the diverging flow layer; V_h , vertical flow velocity within the diapir; V_x , flow velocity in the diverging flow; h , thickness of the lithosphere which can be formed by the diverging flow material; and h' , thickness of the diverging flow layer. The velocity profile illustrated at the top of the mantle section (left side) is inferred from shear senses measured in the Maqsad and Hilti areas.



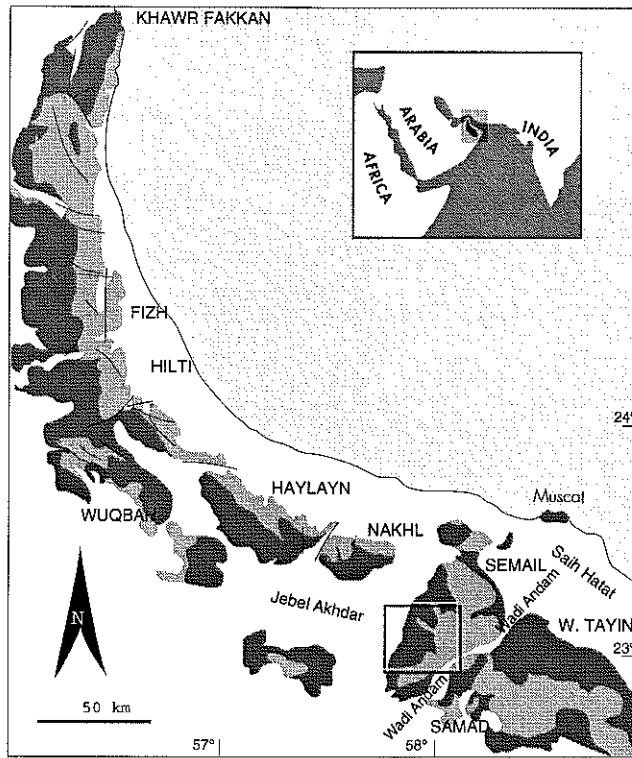


Figure 1
Jousselin et al, 97

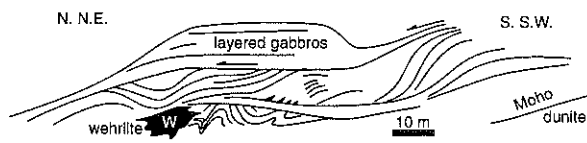


figure 2
Jousselin et al, 1997

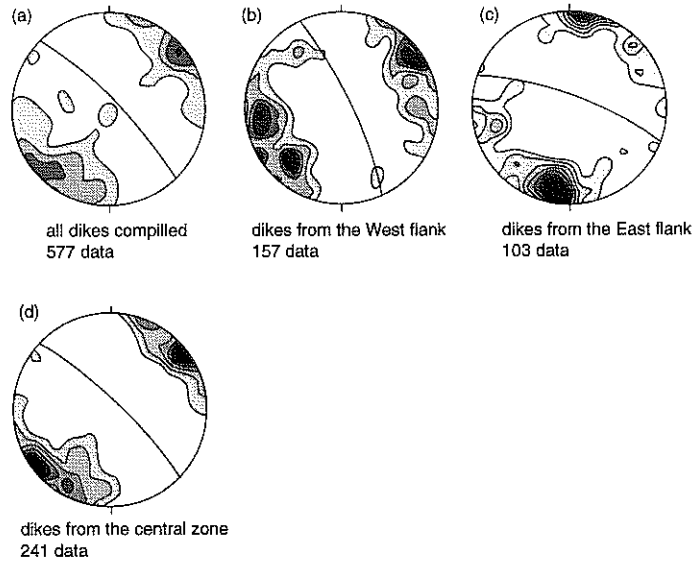


Figure 3

Jousselin et al, 97

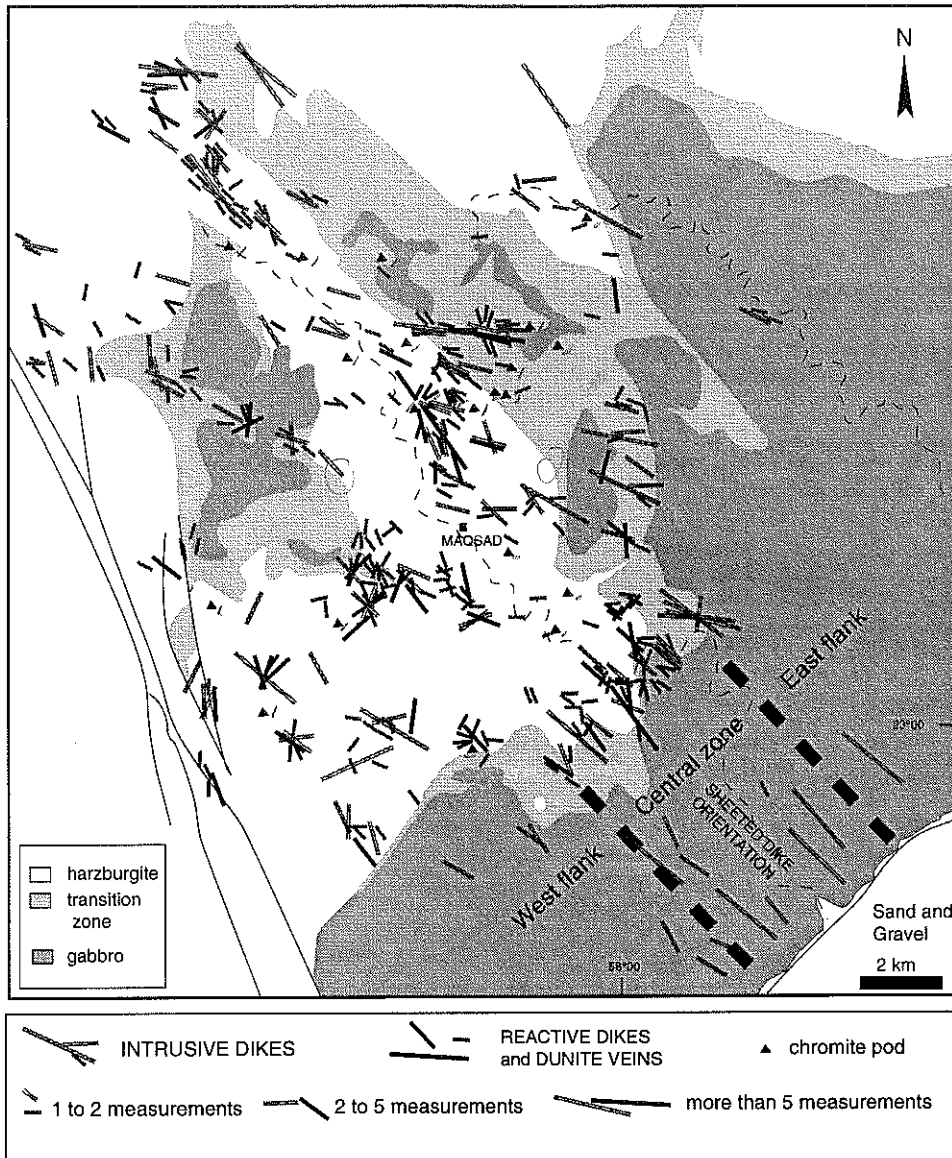


Figure 4

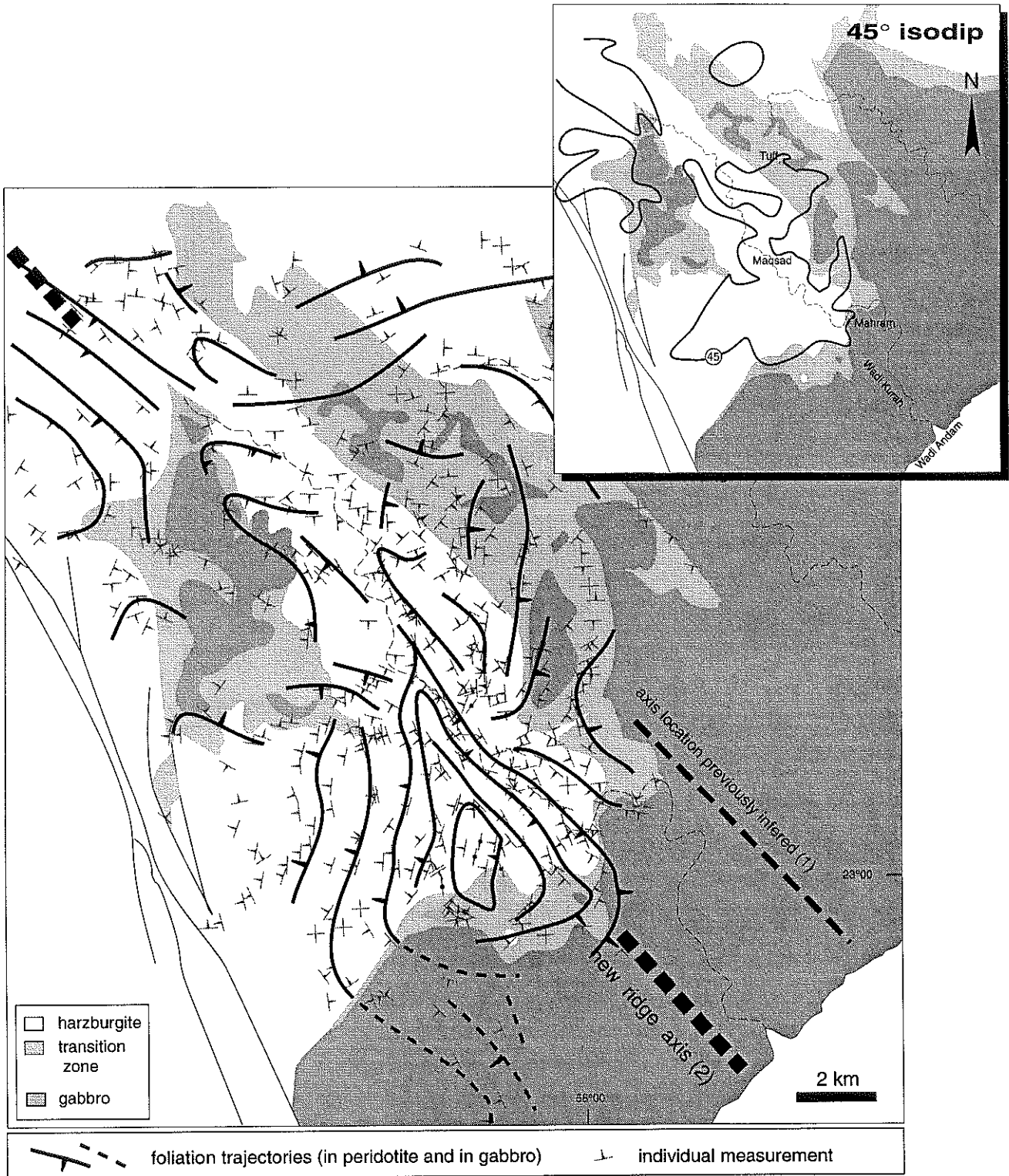


FIGURE 5a
 Jousselin et al, 97

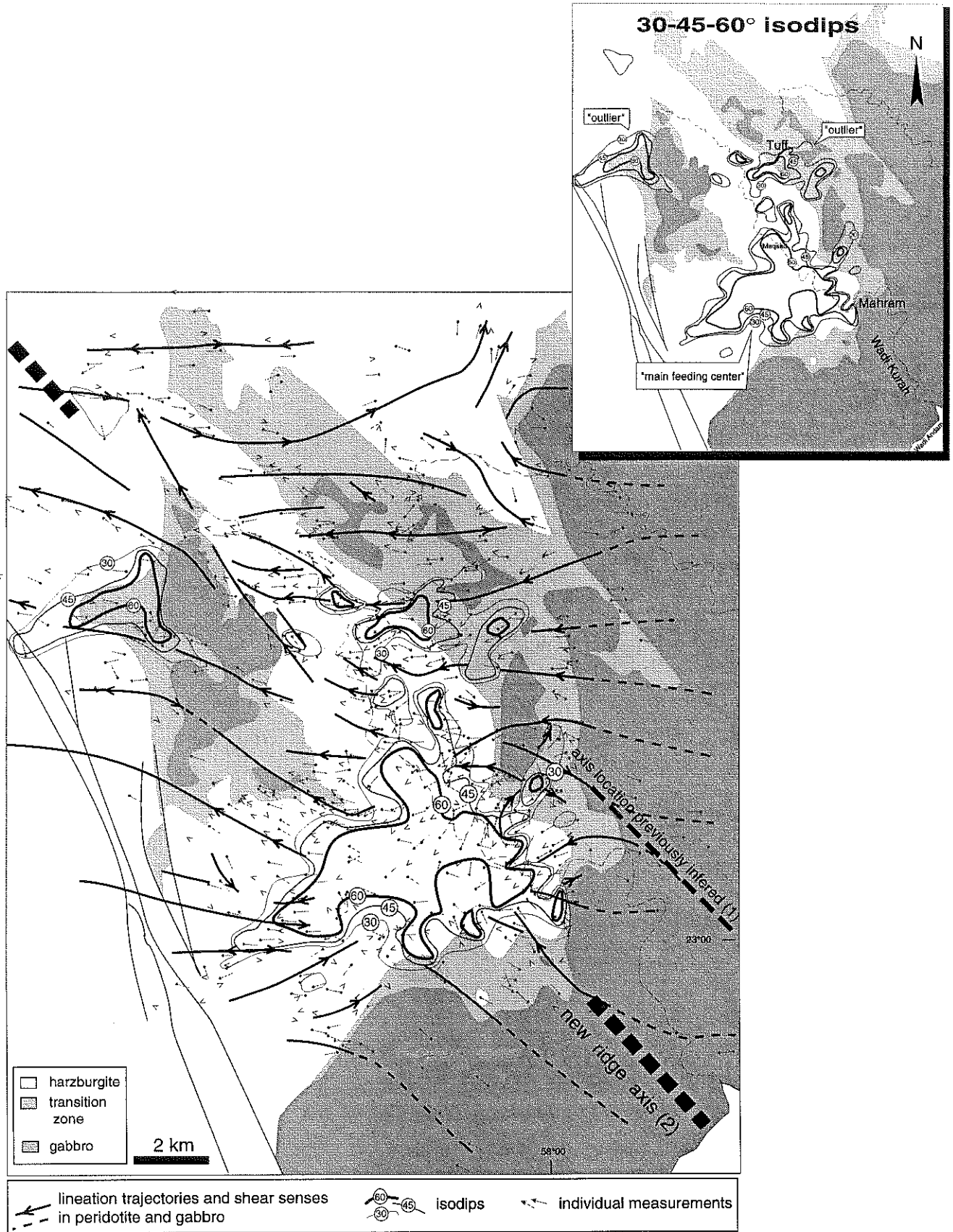


FIGURE 5b
Jousselin et al, 97

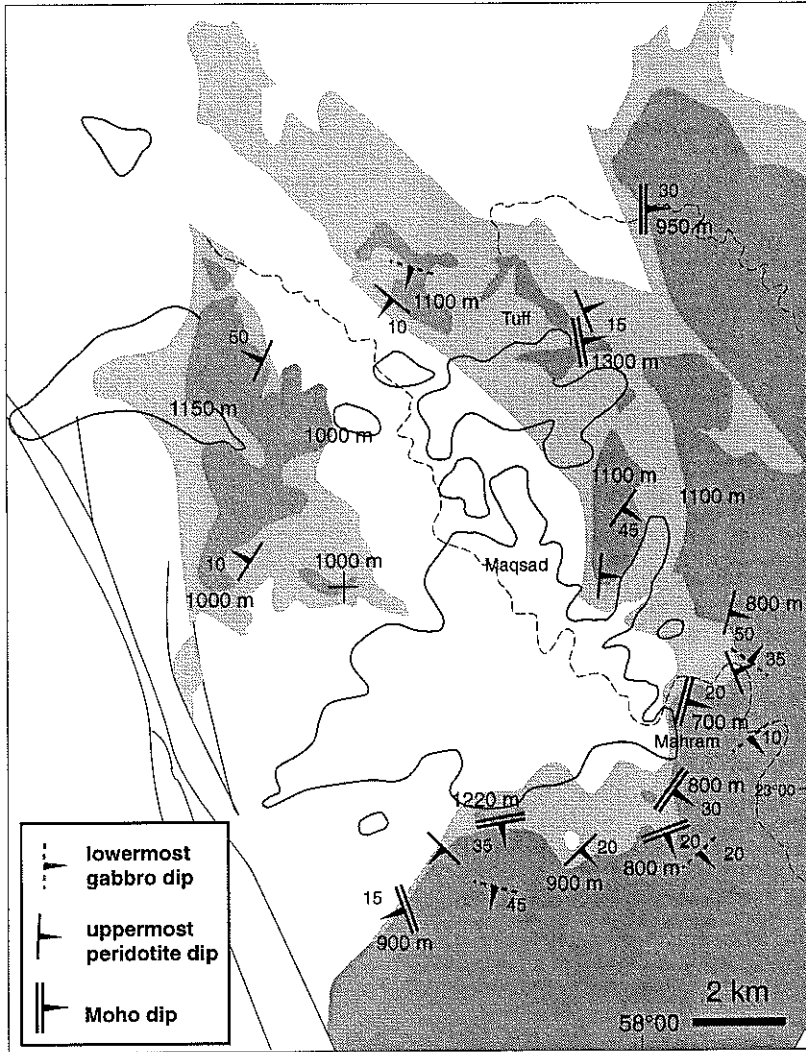
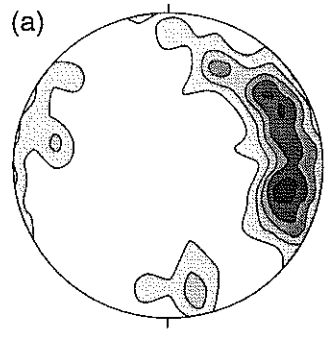
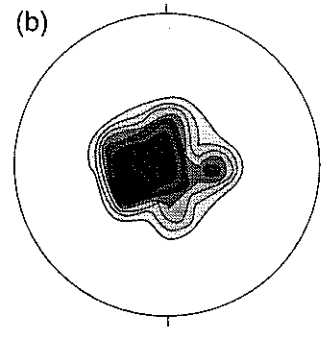


Figure 5C

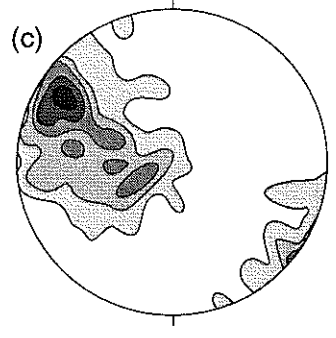
Jousselin et al, 97



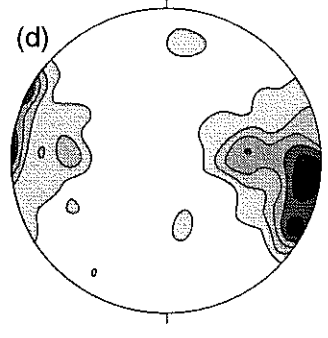
steep foliations 91 data



steep lineations 77 data



lineations, West flank 182 data



lineations, East flank 140 data

*U_{ent} ≈ 400
+ ridge / 500*

Figure 6

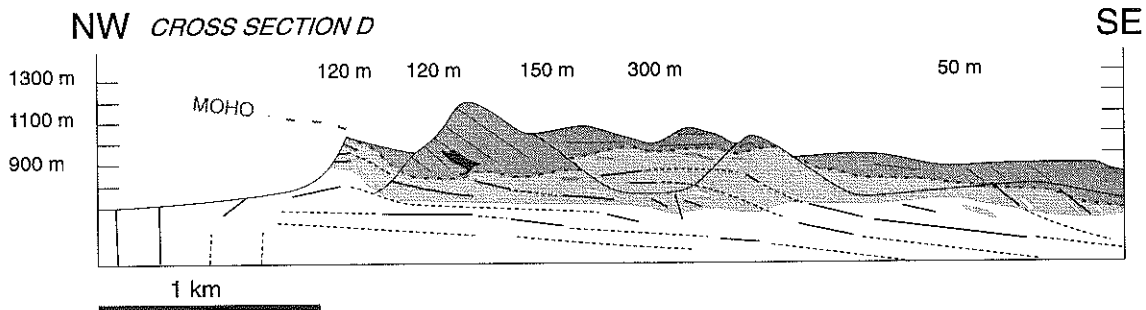
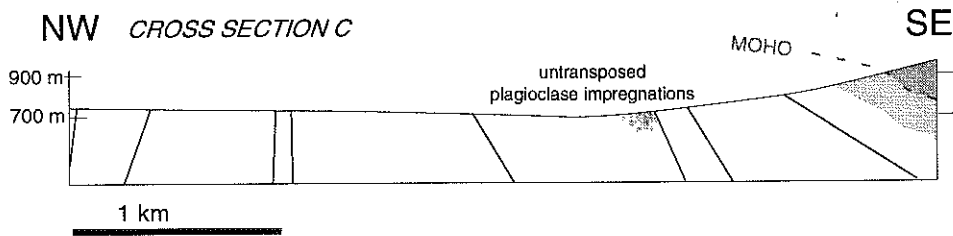
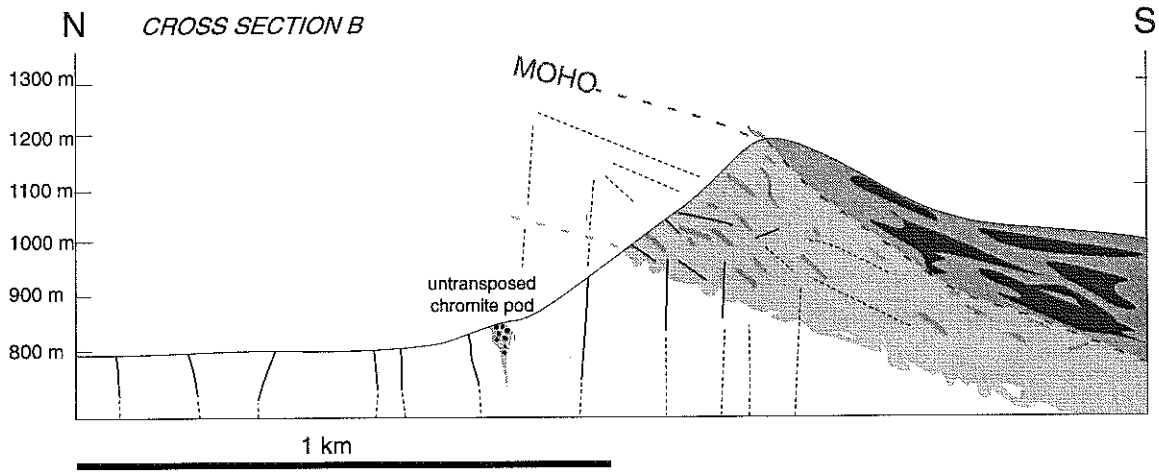
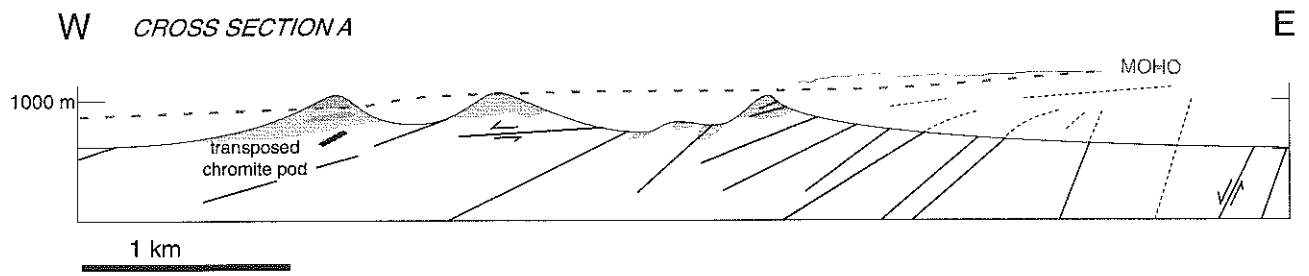


Figure 7

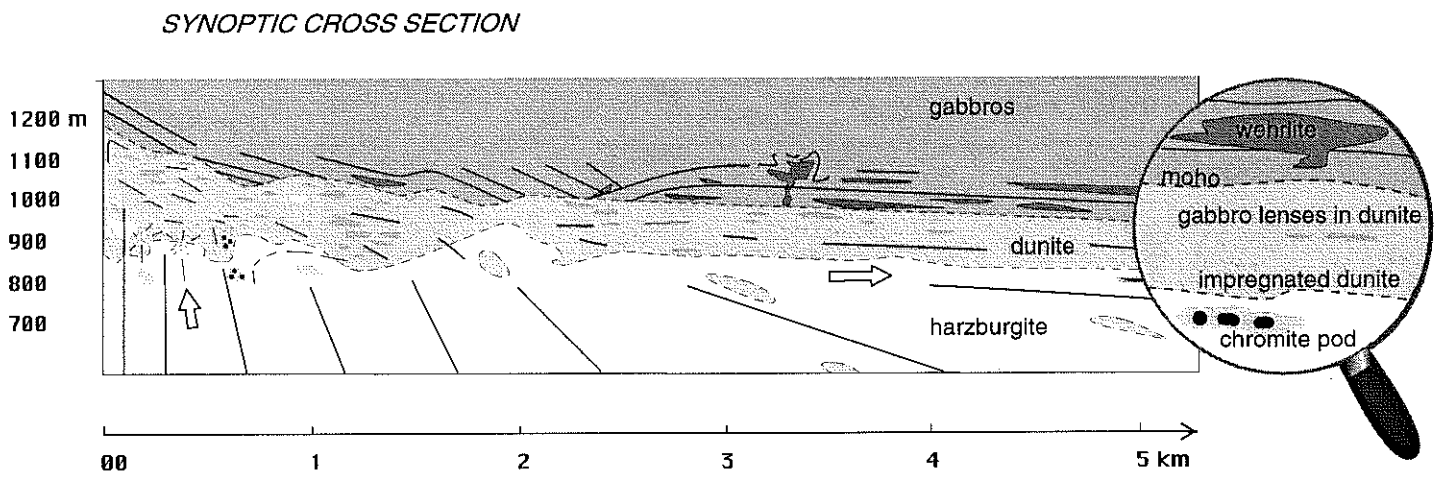
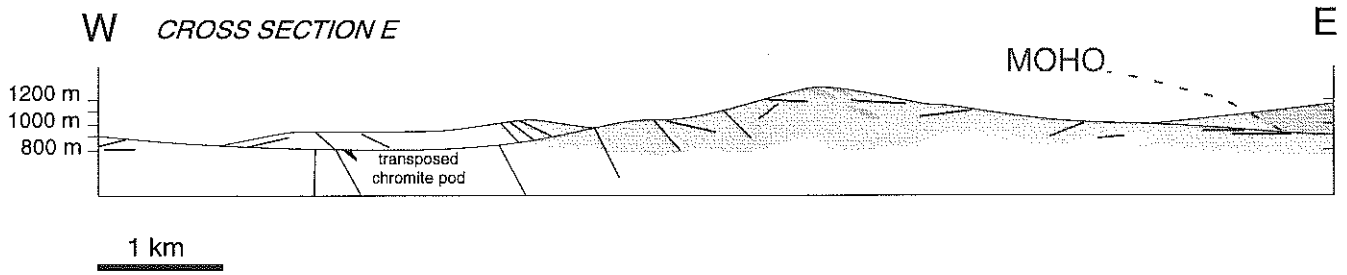


Figure 7

Jousselin et al, 97

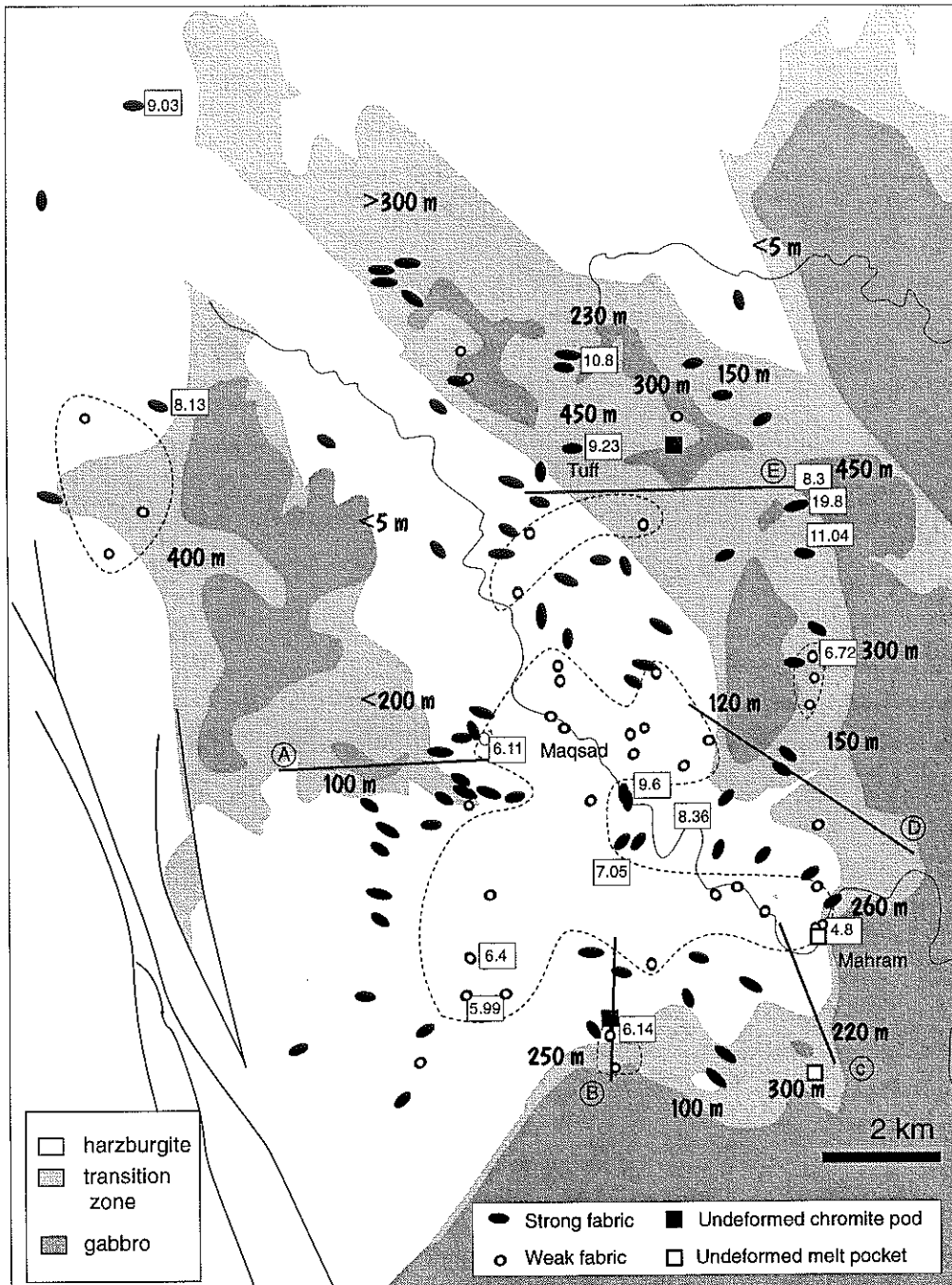
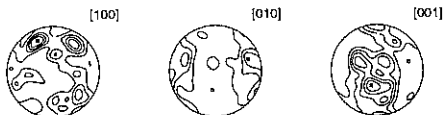


figure 8a

95OD171 IMPREGNATED DUNITE, OLIVINE CRYSTALLOGRAPHIC FABRIC



Fabric strength index: 4.8
Fabric in an undeformed "melt pocket"

95OD121 IMPREGNATED DUNITE, OLIVINE CRYSTALLOGRAPHIC FABRIC



Fabric strength index : 6.14
Weak fabric

91OA133 IMPREGNATED DUNITE, OLIVINE CRYSTALLOGRAPHIC FABRIC



Fabric strength index : 19.8
Strong fabric

figure 8b

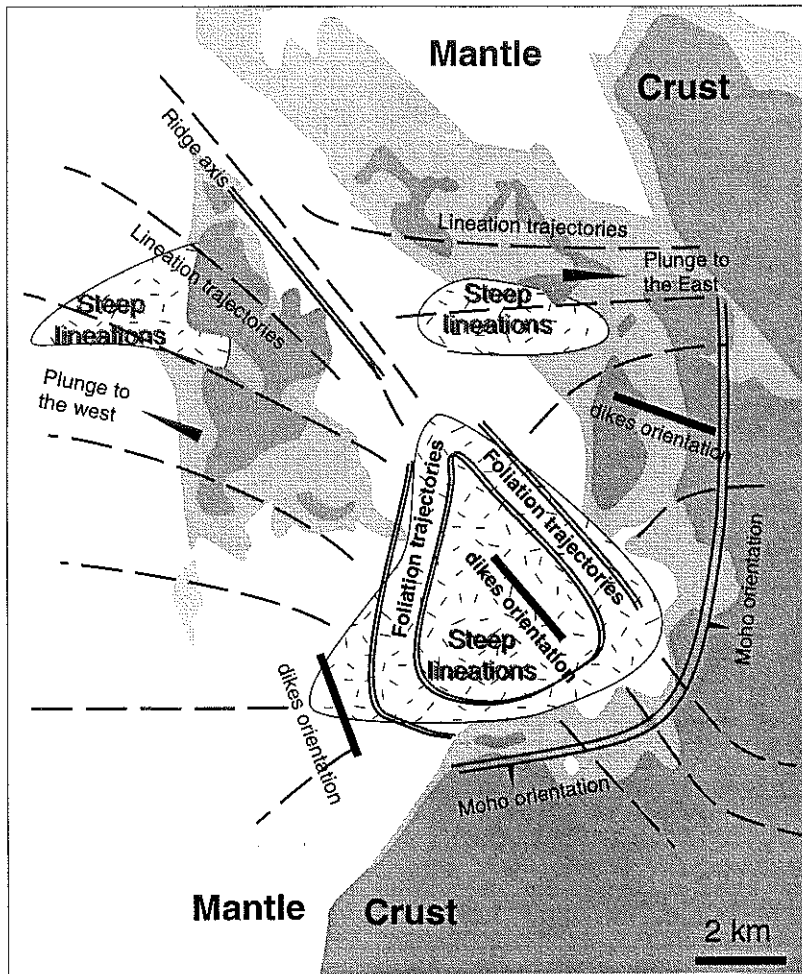
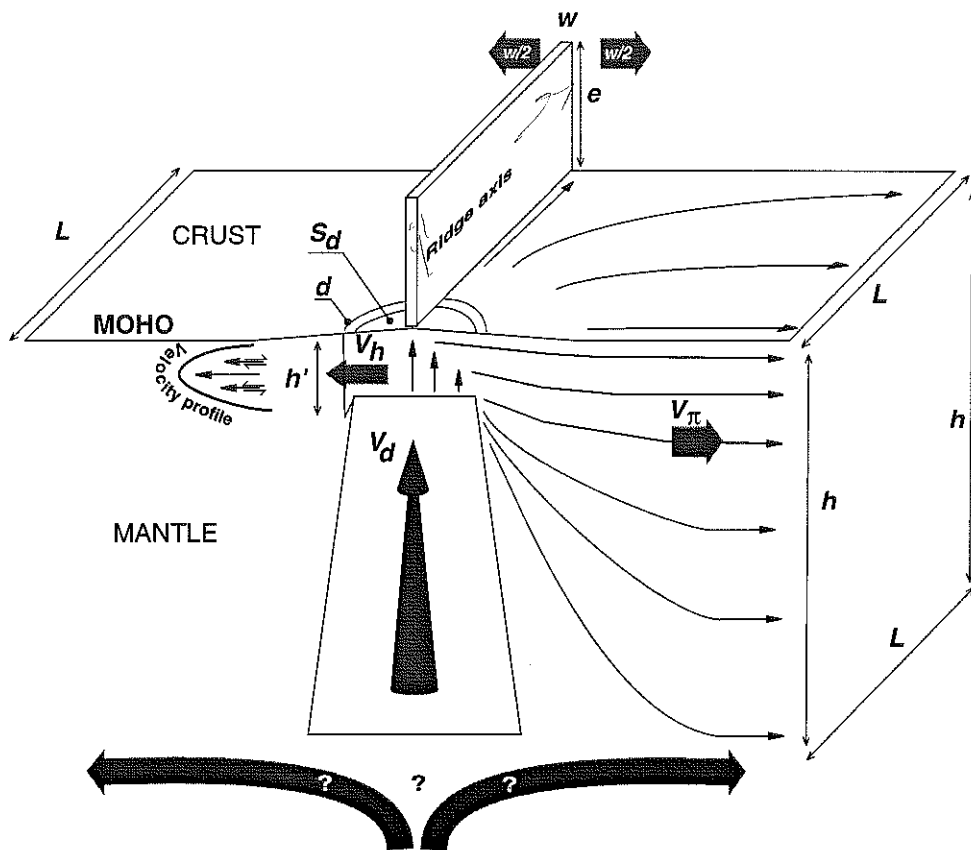


Figure 9

Jousselin et al, 97



$$SA \sim 100 = \pi R^2$$

$$\Rightarrow R^2 \sim 33$$

$$R \sim 6$$

$$L \sim 60 = 2\pi R$$

$$\Rightarrow 20 = 2R$$

Figure 10

Jousselin et al, 97

III.3 Principaux caractères du diapir de Maqsad

L'article précédent détaille la structure du diapir de Maqsad. Nous en synthétisons ici les principaux points (en faisant appel aux figures de l'article) avant d'ajouter quelques données supplémentaires. Les cartes des données brutes (foliations, linéations, sens de cisaillement) (figures 3.2, 3.3 et 3.4) qui ont permis d'établir les cartes d'isopendages et de trajectoires sont présentées à la fin de ce paragraphe. Les fabriques dont l'intensité a été calculée sont présentées dans la deuxième partie de la thèse.

Vue en carte

Le diapir est définie comme une région regroupant plusieurs zones distinctes où les linéations verticales ont une forte densité. Dans une vue simplifiée, on définit 3 zones à linéations verticales (figure 9). La principale, considérée comme le coeur du diapir, est comprise entre Maqsad et Mahram, la deuxième est au N-NE de la première, juste au sud de Tuff, la troisième est au NW. L'ensemble couvre environ 100 km². Les foliations, dans la zone principale à linéations verticales, forment des trajectoires "fermées", à la manière d'un tube vertical de section triangulaire (figure 5a). Le Moho semble épouser cette structure, en formant un bombement au dessus du diapir et de l'épaisse zone de transition au sommet du diapir (figure 5c). Dans les autres zones verticales les trajectoires de foliation sont moins régulières.

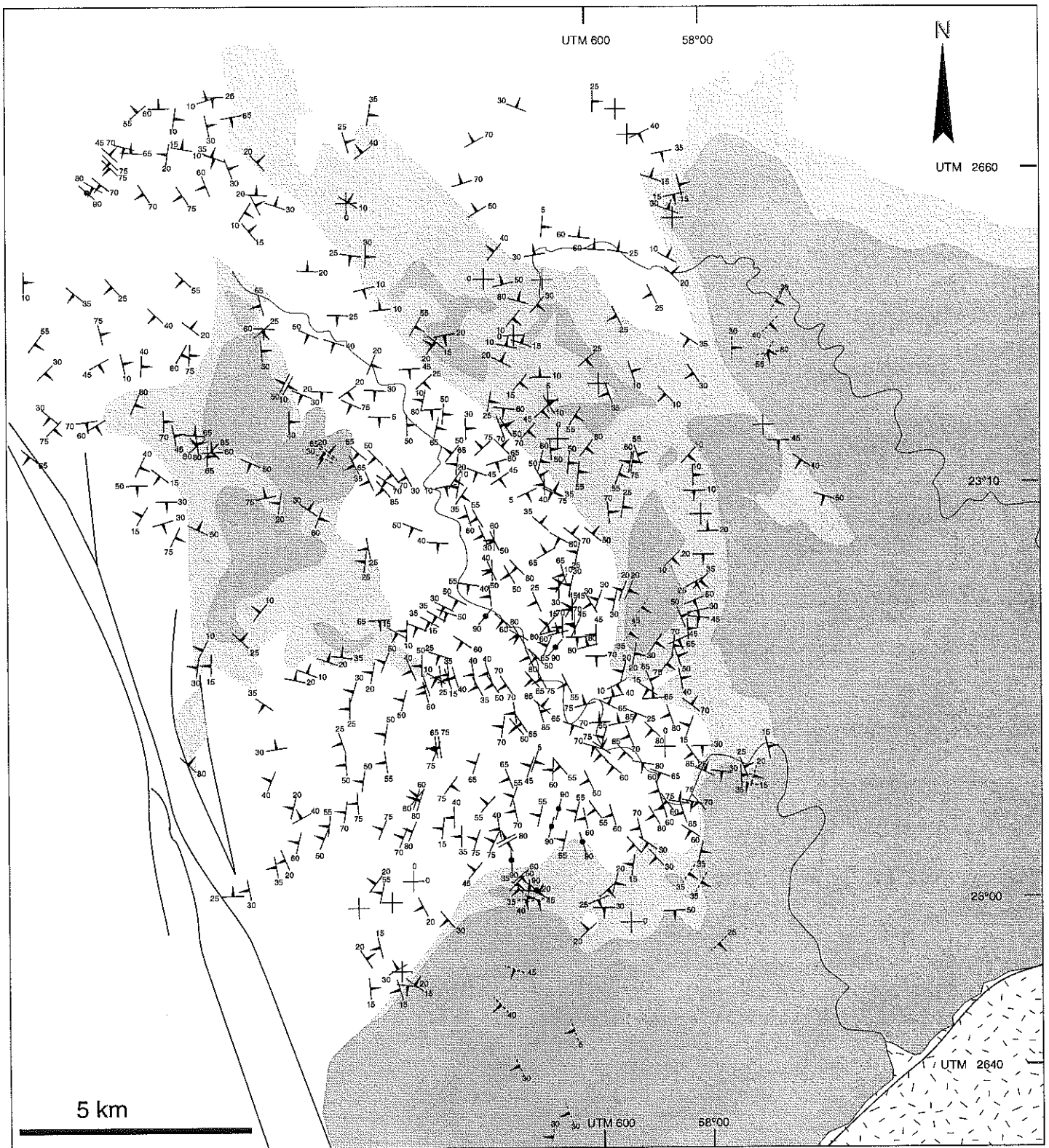
Aux linéations subhorizontales sont associées les fabriques cristallographiques les plus fortes (figure 8a). Ces linéations ont une orientation radiale, divergente à partir du coeur du diapir (figure 5b). Ces linéations dirigées tous azimuts tournent progressivement lorsqu'on s'éloigne du coeur du diapir, jusqu'à une distance d'environ 8 km de celui-ci. Au delà, les linéations acquièrent une orientation régulière, environ E-W, correspondant sans doute à la paleo-direction d'extension.

L'axe présumé de la paleodorsale est centré sur le coeur du diapir, et est associé à une étroite zone (1 à 3 km de large) où les linéations horizontales sont parallèles à l'orientation NW-SE du complexe filonien. Cette orientation atypique des linéations serait due, non seulement à l'écoulement divergent issu du diapir, mais peut être aussi à l'atténuation de l'effet d'entraînement des plaques quand on se situe à l'axe même. De part et d'autre de cet axe, foliations et linéations ont un léger pendage vers l'extérieur de la paleoride (figure 6). Alors que le complexe filonien a une orientation régulière, les filons intrusifs dans le manteau ont une orientation qui varie en azimut de 160 à l'ouest de l'axe présumé de la paleodorsale, à 110 à l'est de cet axe, en passant par une orientation intermédiaire 135 le long de l'axe (figures 3 et 4).

Vue en coupe

Toutes les coupes (figure 7) montrent clairement la persistance des linéations verticales jusqu'à moins de 500 mètres sous le Moho. Le passage des structures verticales à l'horizontale se

fait généralement par l'intermédiaire de structures de pendage moyen, orientées vers l'extérieur du coeur du diapir, formant une sorte d'éventail, sans qu'il soit possible d'observer de charnière avec une courbure vers l'intérieur du diapir. Ceci suggère une rotation très abrupte du flux mantellaire, de la verticale à l'horizontale, dans un écoulement "en coin". Un tel écoulement ne peut être possible que grâce à une forte baisse de la viscosité au sommet du diapir, due à l'intense circulation de liquide magmatique dans la zone de transition. Le flux vertical montant et passant à travers une large surface doit être égal au flux sortant, qui passe par une faible surface; ceci implique une vitesse d'écoulement horizontal d'un ordre de grandeur plus élevé que celle de l'écoulement vertical (figure 10) donc un flux forcé, illustré par l'inversion des sens de cisaillement.






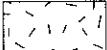




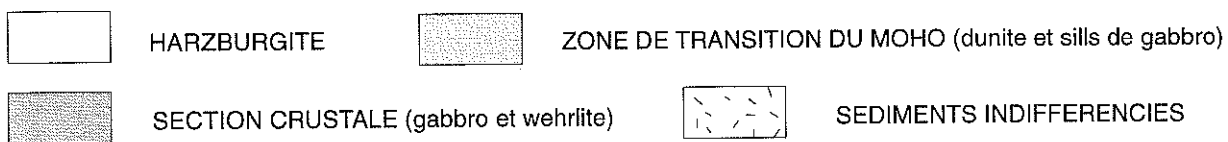
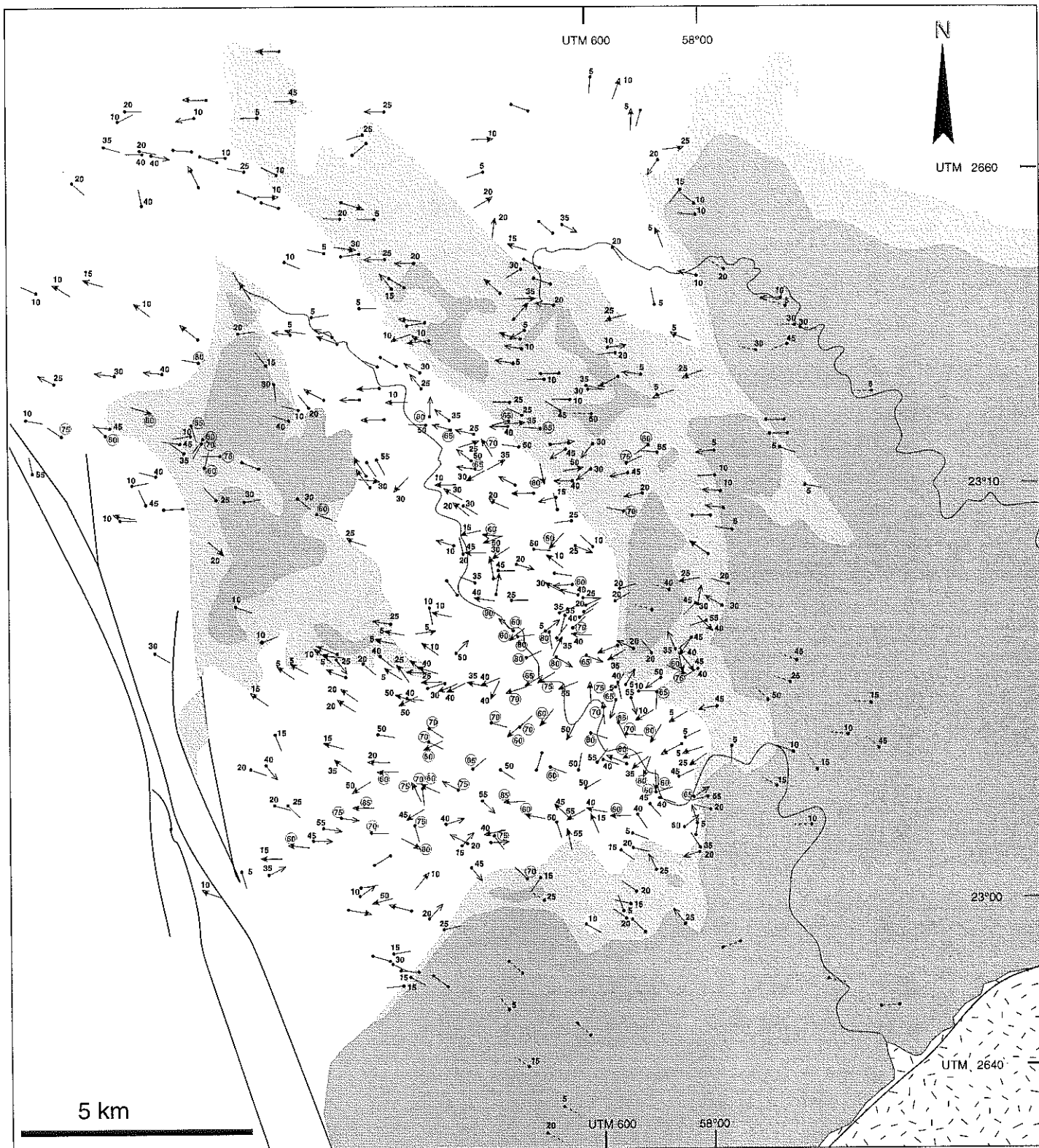
- | | | | |
|---|--|---|--|
|  | HARZBURGITE |  | ZONE DE TRANSITION DU MOHO (dunite et sills de gabbro) |
|  | SECTION CRUSTALE (gabbro et wehlite) |  | SEDIMENTS INDIFFERENCIES |
|  | Foliations dans les péridotites (avec indication de pendage) | | |
|  | Foliation horizontale |  | Foliation verticale |
|  | Foliation dans les gabbros | | |

Figure 3.2 : carte des foliations de la région de Maqsad







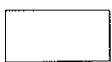
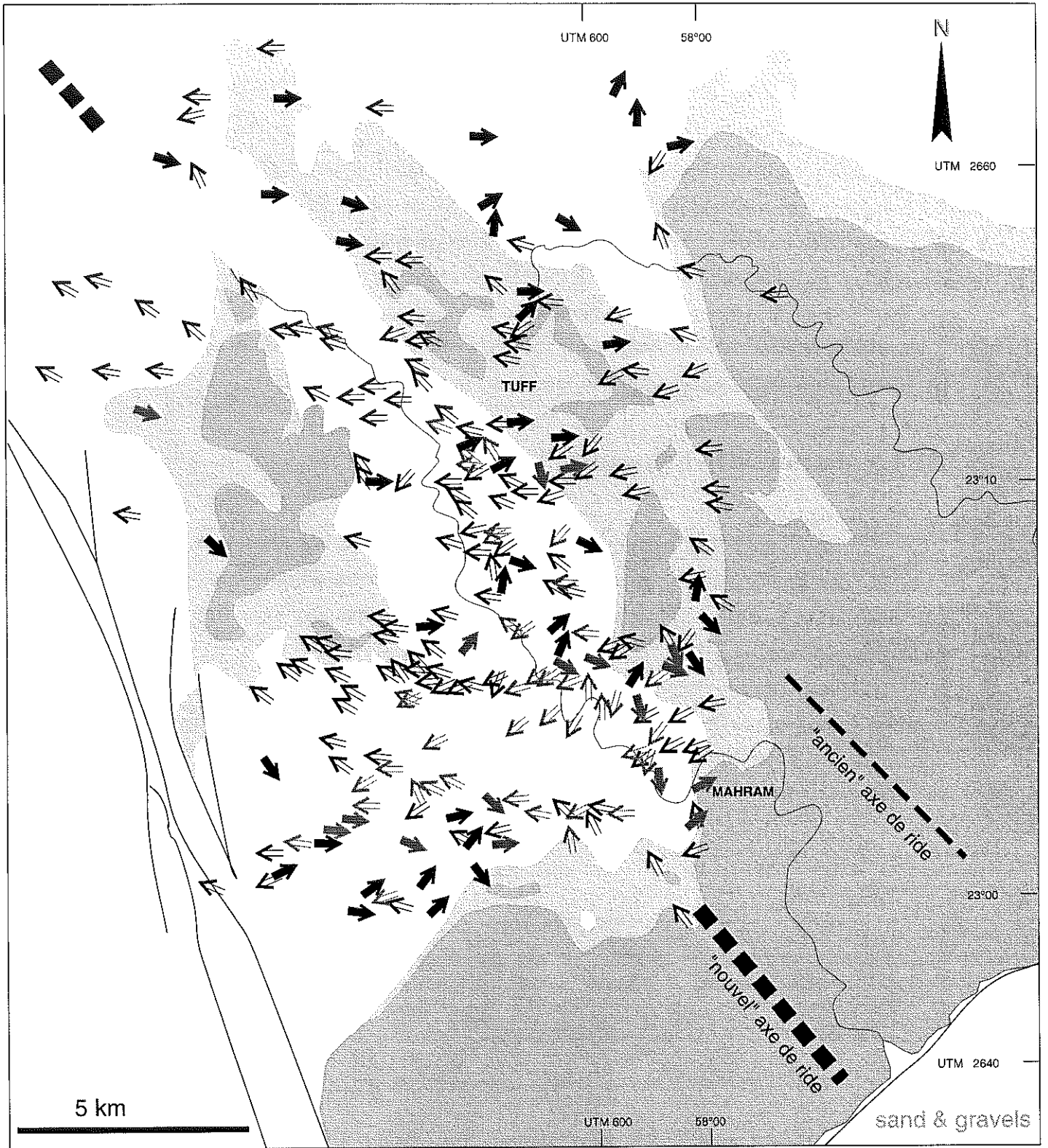
-  Linéation dans les péridotites (les linéations subverticales sont encadrées)
-  Linéation horizontale  Linéation et sens de cisaillement
-  Linéation dans les gabbros

Figure 3.3 : carte des linéations de la région de Maqsad



HARZBURGITE



ZONE DE TRANSITION DU MOHO (dunite et sills de gabbro)



SECTION CRUSTALE (gabbro et wehrlite)



Sens de cisaillement pour les linéations de pendage $>45^\circ$



vers l'est



vers l'ouest



Sens de cisaillement pour les linéations de pendage $\leq 45^\circ$



vers l'est



vers l'ouest

Figure 3.4 : carte des sens de cisaillement de la région de Maqsad

III.4 Données complémentaires

Vu le "flux en éventail" formé par le diapir, et le sens de cisaillement qui reste constant, de l'écoulement vertical à l'horizontal sous la zone d'inversion, il est impossible de savoir où se situe la limite entre flux montant et flux sortant du diapir. Nous avons vu que le virage abrupt du flux mantellaire était sans doute possible grâce à une forte proportion de liquide au sommet du diapir. Ce liquide transforme une partie de la harzburgite en dunite dans la zone de transition, on suppose que dans le reste de la harzburgite, la circulation de liquide a pu entraîner des variations de faciès visibles en lame mince. Nous avons donc recherché sur 130 échantillons une corrélation entre des paramètres texturaux et pétrologiques et le pendage des linéations.

III.4.1 Faciès de l'enstatite

La transformation de harzburgite en dunite se fait grâce à une réaction de dissolution des enstatites par le liquide. On peut supposer que pour les harzburgites qui sont passées à l'horizontale, le liquide n'a pu que partiellement réagir en entraînant des modifications dans le faciès des enstatites.

L'enstatite se présente à Maqsad sous quatre faciès principaux:

- faciès 1: enstatites rassemblées en longs agrégats, traversant toute la lame mince avec de nombreux grains recristallisés autour de grands porphyroclastes allongés (figure 3.5).

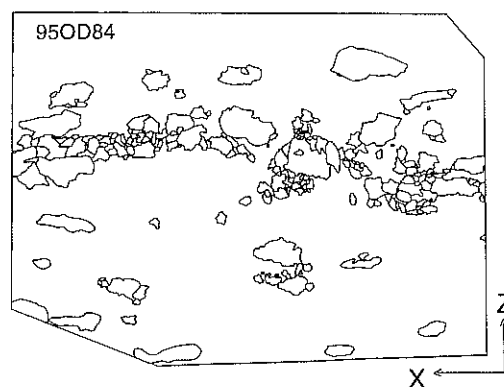


Figure 3.5: lame mince XZ de l'échantillon 95OD84 (environ 4 cm X 2.5 cm), seules les enstatites sont dessinées. Illustration du faciès 1.

- faciès 2: enstatites rassemblées en agrégats de forme ovoïde, nombreux grains recristallisés, et/ou grands porphyroclastes allongés (figure 3.6)

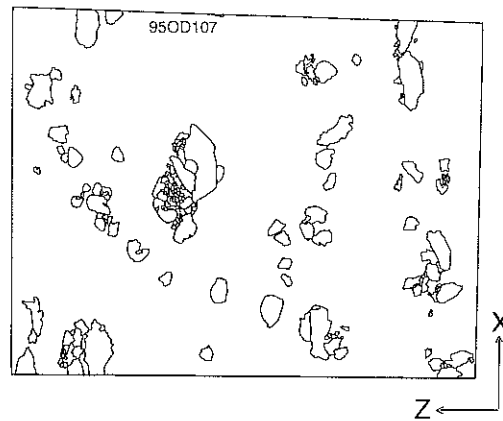


Figure 3.6: lame mince XZ de l'échantillon 95OD107 (environ 4 cm X 2.5 cm), seules les enstatites sont dessinées. Illustration du faciès 2.

- faciès 3: enstatites de formes rondes, aux contours souvent dentelés (grains corrodés par du liquide magmatique) rassemblées en agrégats de forme ovoïde; peu ou pas de grains recristallisés (figure 3.7).
- faciès 4: enstatites de formes rondes, en contours souvent dentelés, isolées; peu ou pas d'agrégats; peu ou pas de grains recristallisés (figure 3.7).

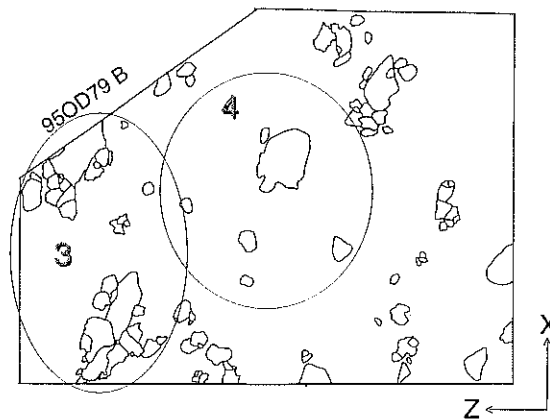


Figure 3.7: lame mince XZ de l'échantillon 95OD79B (environ 4 cm X 2.5 cm), seules les enstatites sont dessinées. Illustration des faciès 3 et 4.

Dans certaines lames, les faciès de l'enstatite s'écartent de ces 4 faciès types avec des porphyroclastes allongés et isolés, des agrégats allongés et peu de grains recristallisés, ou d'autres riches en enstatite, sans organisation reconnaissable. Une lame mince peut aussi contenir plusieurs faciès.

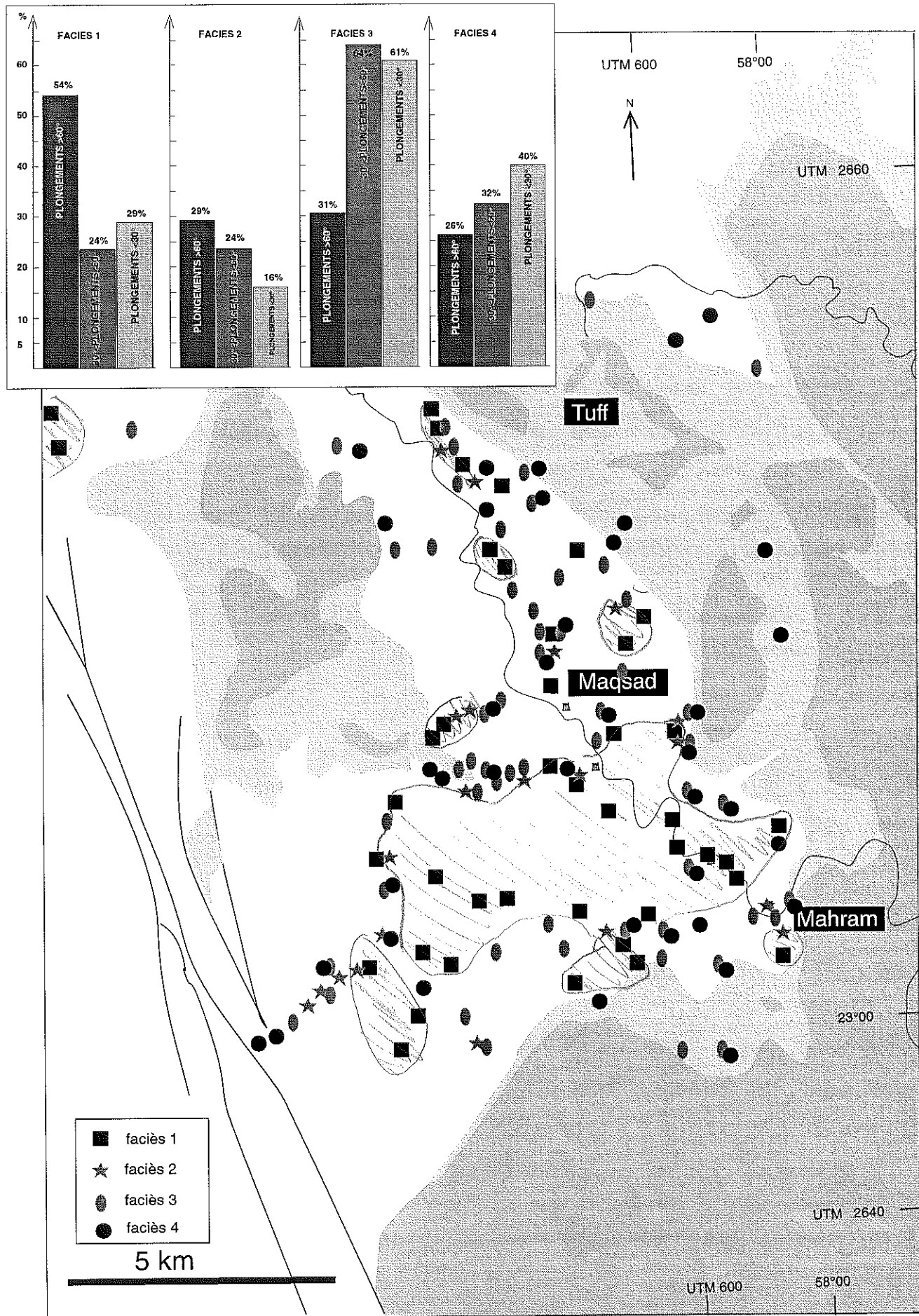


Figure 3.8: répartition des faciès de l'enstatite pour la région de Maqsad.

La répartition des faciès est présentée sur la figure 3.8. Les faciès 1 et 2 sont assez bien corrélés avec les pendages supérieurs à 60° au coeur du diapir, ce qui suggère qu'ils correspondent au flux montant. Au contraire, les faciès 3 et 4 sont corrélés avec les pendages faibles et intermédiaires. Les variations de faciès pourraient être liées à la circulation de liquide au sommet du diapir, qui, à l'échelle microstructurale, déstructurerait les agrégats d'enstatite et les corroderait, avant de les dissoudre complètement. Cette étude qualitative, et statistiquement imparfaite, suggère que les structures associées aux pendages intermédiaires, proches de celles du flux horizontal, sont liées au flux sortant du diapir.

III.4.2 Taux d'exsolution dans les enstatites

On peut s'attendre à ce que la harzburgite qui prend le virage au sommet du diapir, puisse avoir une composition plus réfractaire si elle a réagi avec le liquide. Elle devrait donc présenter moins d'exsolution de clinopyroxène dans l'enstatite. Le taux d'exsolution de clinopyroxène dans les enstatites a été grossièrement estimé en définissant un indice de 0 à 4. 4: toutes les enstatites ont des plans d'exsolution visibles. 3: plus de la moitié des enstatites ont des plans d'exsolution visibles. 2: moins de la moitié des enstatites ont des plans d'exsolution visible. 1: plans d'exsolution rares. 0: pas de plan d'exsolution visibles.

Pour les échantillons dont le plongement de la linéation est inférieur à 30° , la valeur moyenne de cet indice est de 1.3 ; il passe à 1.4 pour les échantillons aux linéations de plongement entre 30 et 60° , et à 2 pour les linéations de plongement supérieur à 60° .

Ces données suggèrent qu'avant de transformer les harzburgites en dunites pour former la zone de transition, le liquide pourrait dissoudre le clinopyroxène. La dispersion des agrégats d'enstatite (paragraphe précédent), correspondrait à un stade plus avancé vers une dunite. Comme dans le cas précédent, les échantillons de plongement intermédiaire possèdent les mêmes caractères que les échantillons du flux horizontal, ce qui semble indiquer que seul les linéations à fort plongement font partie du flux montant du diapir.

III.4.3 Relation entre spinelle et enstatite

Les spinelles ont une distribution variable. Ils sont parfois uniquement associés à l'enstatite, qui semble se résorber à leur profit, quand on s'approche des veines de dunites (figure 3.9) (Leblanc et al, 1979). L'association enstatite-spinelle peut aussi provenir de la transformation, à environ 70 km de profondeur, des grenats en agrégats orthopyroxène-clinopyroxène-spinelle (Smith, 1977; Berger, 1977; Reid et Woods, 1978). Un indice "d'association" entre spinelle et enstatite a été défini comme suit: 4: tous les spinelles sont en contact avec des enstatites; 3: forte "association" entre enstatites et spinelles; 2: "association" moyenne; 1: "association" faible; 0:

“ association” nulle, tous les spinelles sont aux joints de grains des olivines ou en inclusion dans des grains d’olivine.

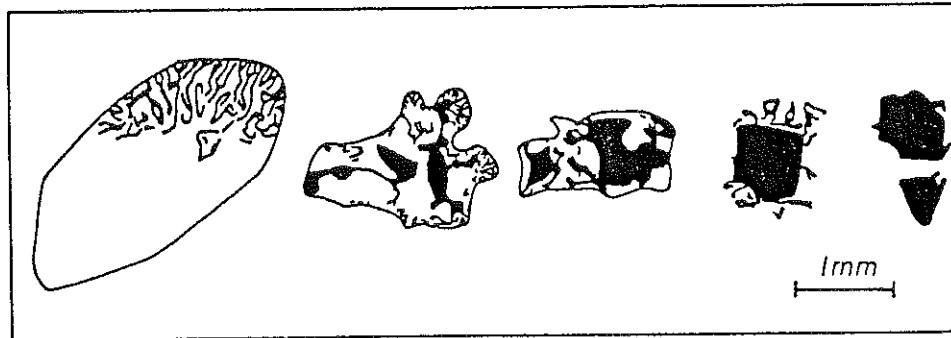


Figure 3.9: résorption de l’orthopyroxène et recristallisation du spinelle en chromite à travers une transition de quelques mètres, de la harzburgite (gauche) à une veine de dunite (droite).

L’indice moyen est de 2.1 dans les cas de fort pendage de linéation, et de 2 dans les cas des linéations de pendage intermédiaire ou faible. Cet indice ne varie pas suffisamment pour distinguer flux montant et flux divergent.

III.4.4 Caractères géochimiques de la région de Maqsad

III.4.4.1 Introduction

On dispose de peu d’observations directes du virage entre le flux vertical et le flux horizontal. Notre modèle repose sur la présence d’une zone fortement imprégnée, où la percolation du liquide entraîne une transformation de la harzburgite en dunite et/ou des transformations de faciès, avec ou sans perte de la fabrique, et où la faible viscosité permet un brusque virage du flux mantellaire.

Afin de tester ce modèle, et, si possible de préciser le flux de magma à travers le diapir, nous avons étudié la composition en terres rares de 23 échantillons (17 harzburgites, 6 dunités) de la région de Maqsad (figure 3.10). Ce travail s’inscrit dans le cadre plus large d’une collaboration avec J.L Bodinier et M. Godard, qui vise à caractériser la géochimie des péridotites d’Oman. Les premiers résultats portent sur la région de Maqsad. Les analyses et le traitement des données ont été faits par M. Godard.

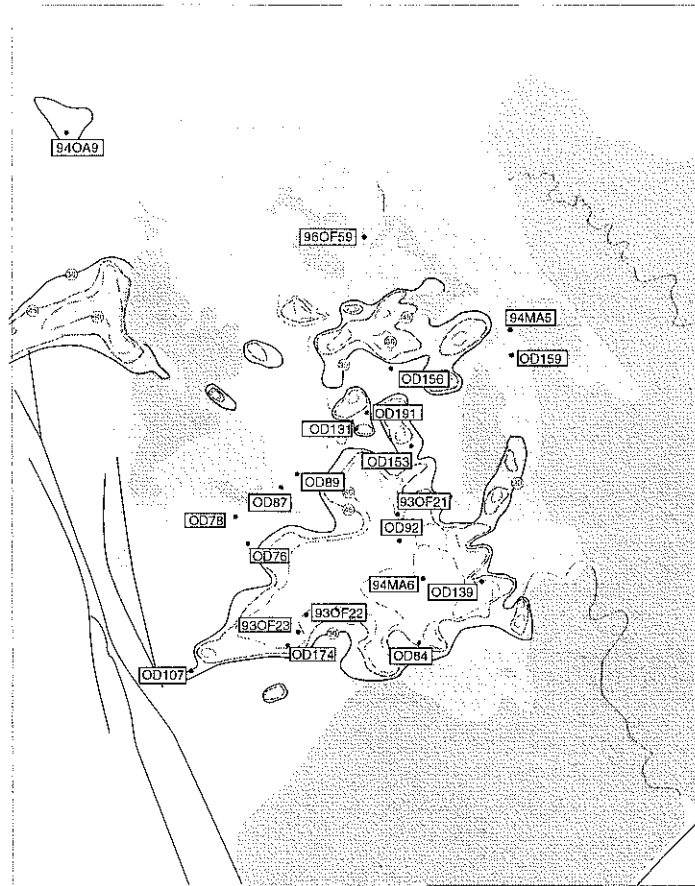
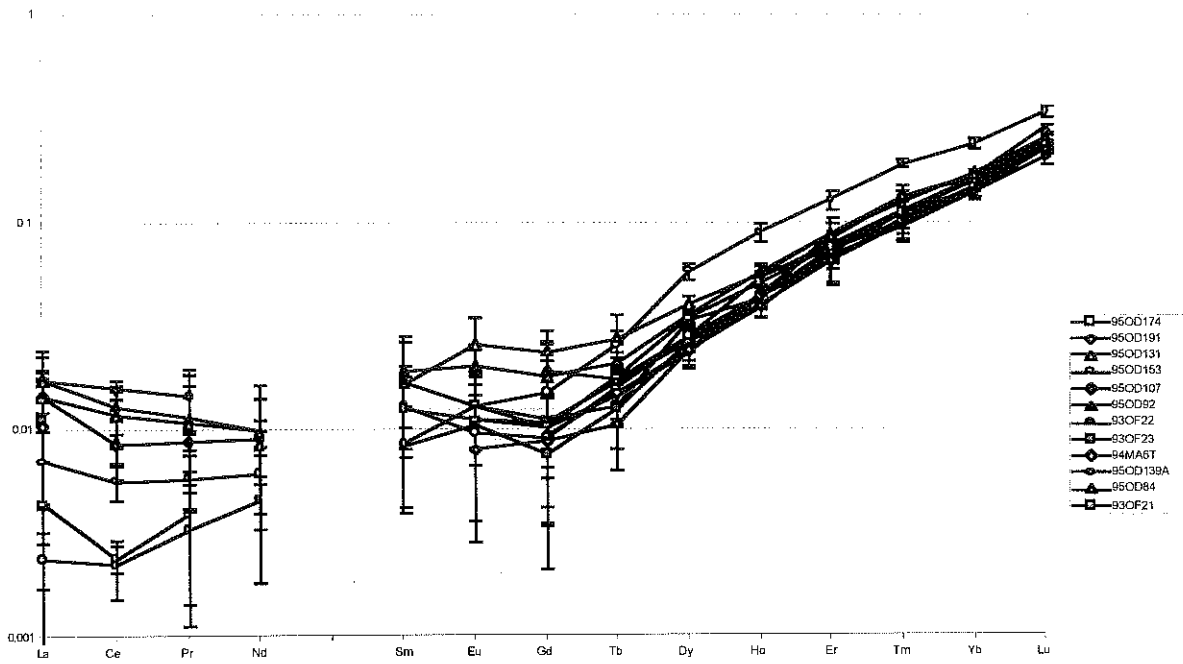


Figure 3.10: répartition des échantillons analysés, et isoplongements des linéations dans la région de Maqsad.

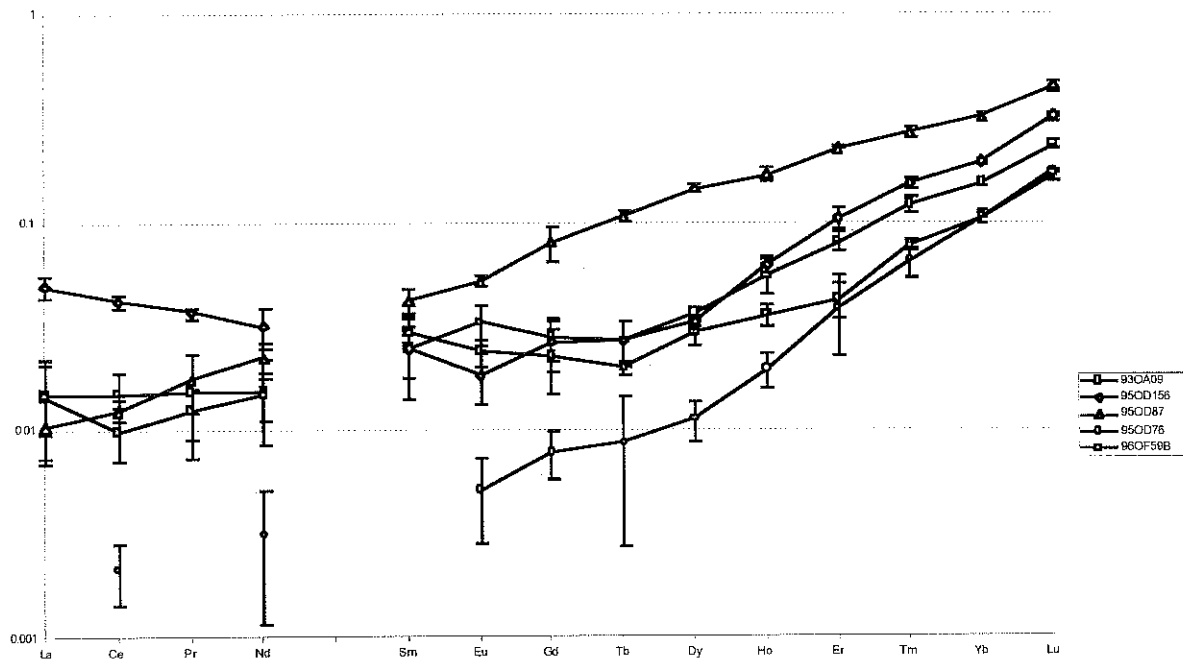
III.4.4.2 Analyse des profils de terres rares

Les péridotites de la région de Maqsad présentent des profils de terres rares très déprimés, en forme de cuillère (figure 3.11). De tels profils ne sont pas compatibles avec un processus simple de fusion partielle ; ils seraient plutôt liés à la superposition des effets de fusion et d'extraction et des interactions roche-liquide (Godard et al, en préparation).

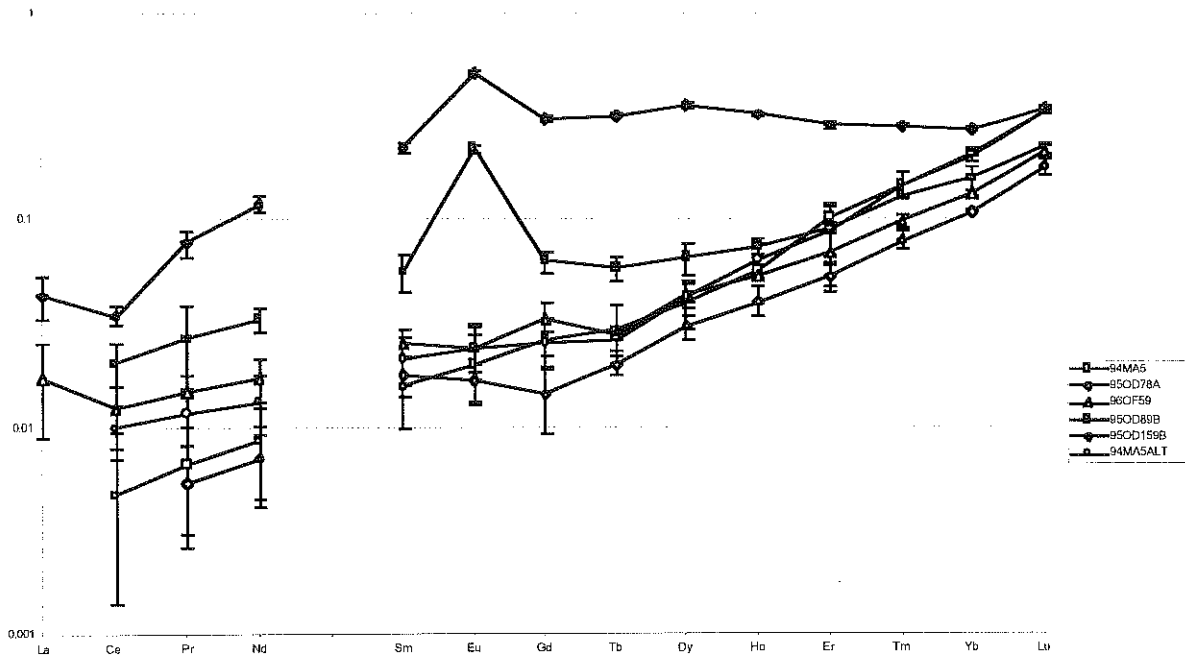
Les variations de profils ne sont pas corrélés avec des variations de compositions modales, mais plutôt avec les limites d'isoplongement. Les échantillons aux linéations de fort plongement sont plus déprimés en terres rares et leur profils sont plus homogènes par rapport aux autres (figure 3.11a), ce qui indique davantage d'interactions roche-liquide (Van der Wal et Bodinier, 1996). Une modélisation de l'évolution de ces profils en fonction des interactions roche-liquide est en cours pour comprendre les relations entre l'écoulement vertical et l'écoulement horizontal, et déterminer si le diapir représente un état stationnaire à la ride, ou un phénomène transitoire.



A: harzburgites à plongement supérieur à 30°



B: harzburgites à plongement inférieur à 30°



C: dunites et dunites imprégnées

Figure 3.11: profils de terres rares de 23 échantillons, répartis sur 21 stations de mesure de la région de Maqsad.

1ère partie

CHAPITRE IV

IV LA REGION DE NAKHL

IV.1 Introduction

La région de Nakhl occupe la partie située à l'est du Wadi Al Abyad dans le massif de Nakhl-Rustaq. La région est traversée par une grande faille: la faille de Khatum, orientée NW-SE (subparallèle à l'orientation du complexe filonien). Elle ne semble pas fortement décaler le Moho, elle met cependant en contact une zone de transition épaisse coté est, avec une zone de transition mince coté ouest (figure 4.1).

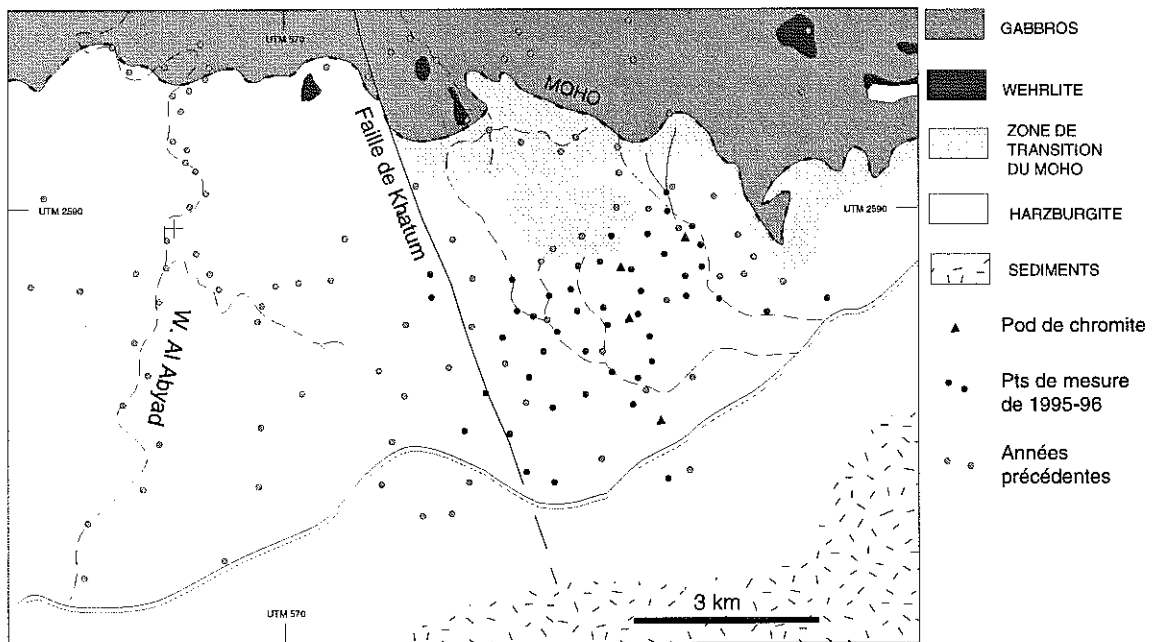


Figure 4.1: carte géologique et répartition des stations de mesure dans la région de Nakhl.

IV.2 Section crustale

Le complexe filonien affleure dans la partie nord, avec une orientation moyenne NW-SE, bien définie sur projection stéréographique (figure 4.2) (Nicolas et Boudier, 1995), qui montre que cette région fait partie de la "nouvelle" lithosphère créée le long de la paléodorsale orientée NW-SE passant par Maqsad (voir paragraphe II.4.1 et chapitre III). Cette situation conduit à l'hypothèse que le massif de Nakhl-Rustaq était en continuité avec celui de Sumail avant la surrection du Djebel Akhdar (Boudier et al, 1997, chapitre II). Les quelques linéations d'écoulement magmatique mesurées dans les épontes figées des diabases ont des forts plongements, plus élevés que dans la partie ouest du massif de Nakhl-Rustaq (Nicolas et Boudier, 1995). Cette indication montre que la source est relativement proche à l'aplomb de ces filons (Staudigel et al, 1992).

La section des gabbros est relativement mince, avec une épaisseur variant de 2 à 3.4 km (Nicolas et al, 1996). Cette section gabbroïque est dépourvue de gabbro-norite (Yaouancq et Boudier, communication pers.) et présente plusieurs intrusions de wehrlite, de tailles métriques à kilométriques. Les gabbros sont affectés par des plis, et des failles listriques, magmatiques, d'échelle décamétrique à hectométrique, injectés de diabases d'orientation N-S. Nicolas et Boudier (1995) suggèrent que ces structures sont liées au fonctionnement du propagateur de Mansuhr Deep (figure 4.3), au moment où les gabbros, grâce au diapir sous-jacent (voir paragraphes suivants) étaient encore suffisamment chauds et riches en liquide pour être déformés à l'état magmatique.

Alors qu'à l'ouest de la faille de Khatum les linéations magmatiques ont une orientation E-W homogène, elles ont à l'est de cette faille une orientation plus perturbée, devenant N-S dans la partie la plus SE de la section des gabbros (figure 4.3) (Nicolas et Boudier, 1995).

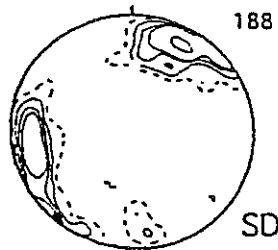


Figure 4.2: orientations du complexe filonien relevées dans la région de Nakhl (188 mesures, projection stéréographique sur hémisphère inférieur) (Nicolas et Boudier, 1995)

IV.3 Section mantellaire

Comme dans le cas de Maqсад, quelques gisements de chromite avaient laissé présager de l'existence d'un diapir asthénosphérique. Les premières explorations de la section mantellaire de cette région (1990-1991) relevèrent en effet 5 linéations de plongement élevé (supérieur ou égal à 60°) sur un total d'une vingtaine de mesures, associées à une zone de transition épaisse à l'est de la faille de Khatum. La même région est maintenant couverte par plus de 60 mesures de foliation et de linéations, formant une maille régulière ; 23 foliations et 13 linéations sont de pendage supérieur à 60° (figure 4.4).

Les foliations de pendage élevé forment des trajectoires courbes, avec parfois un azimuth perpendiculaire à l'orientation du complexe filonien, relayé de part et d'autre par des azimuths à peu près parallèles à l'orientation du complexe filonien (NW-SE à N-S) (figure 4.5a). Les isopendages de foliations supérieurs à 45° s'étendent sur la quasi totalité du manteau à l'est de la faille de Khatum, où seulement une vingtaine de mesures pendent à moins de 45° (figure 4.4a).

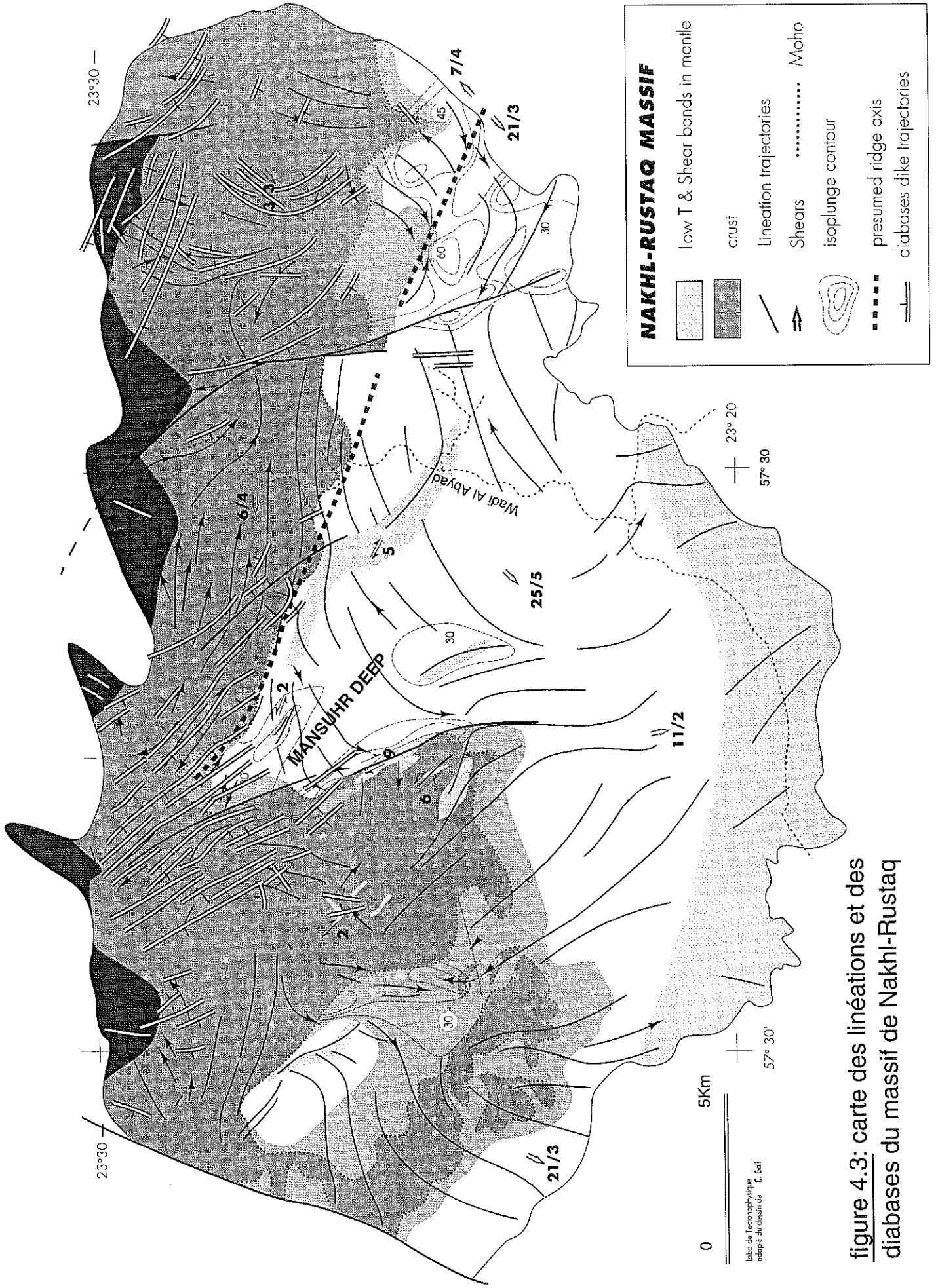


figure 4.3: carte des linéations et des diabases du massif de Nakhli-Rustaq

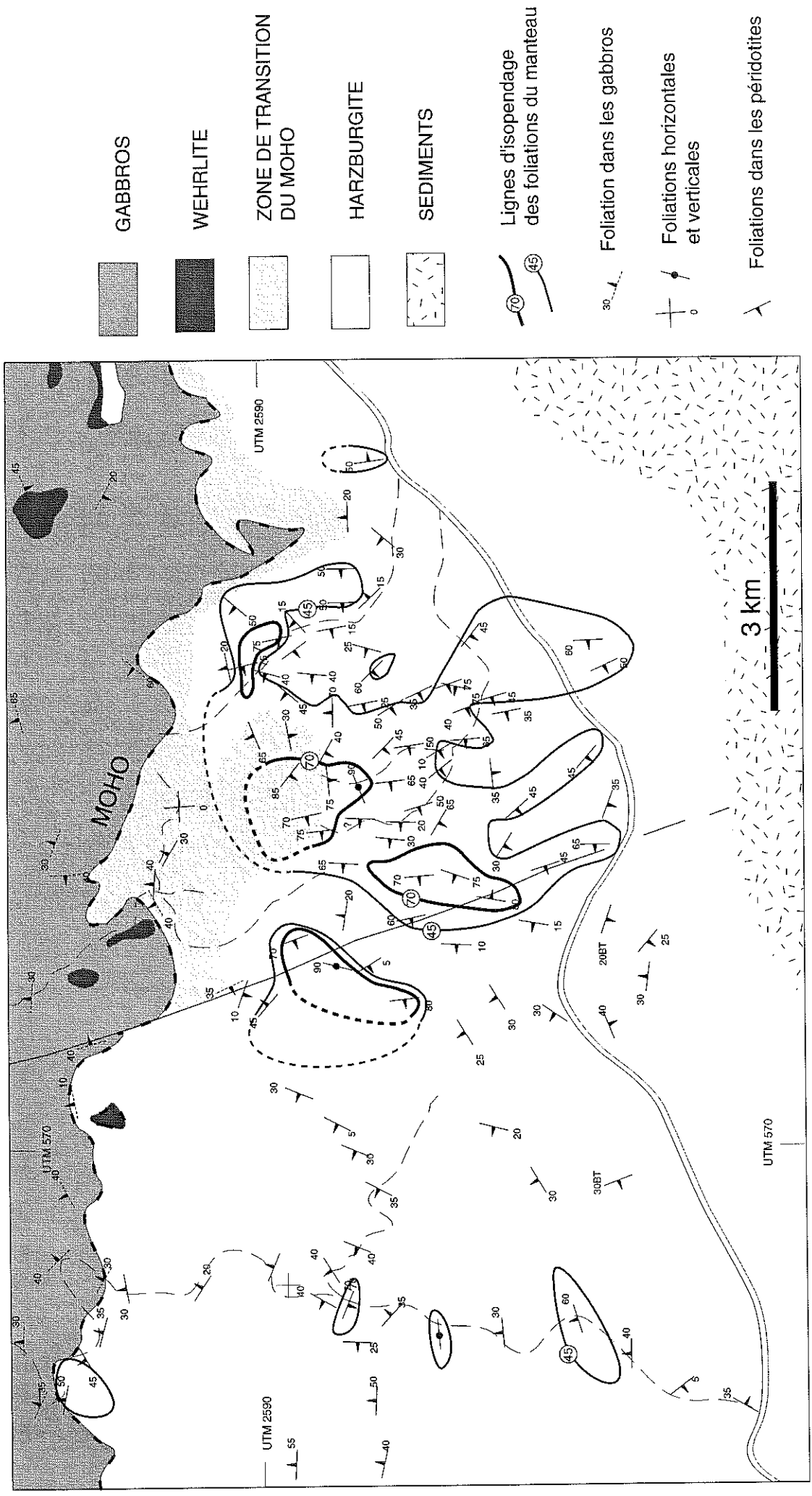
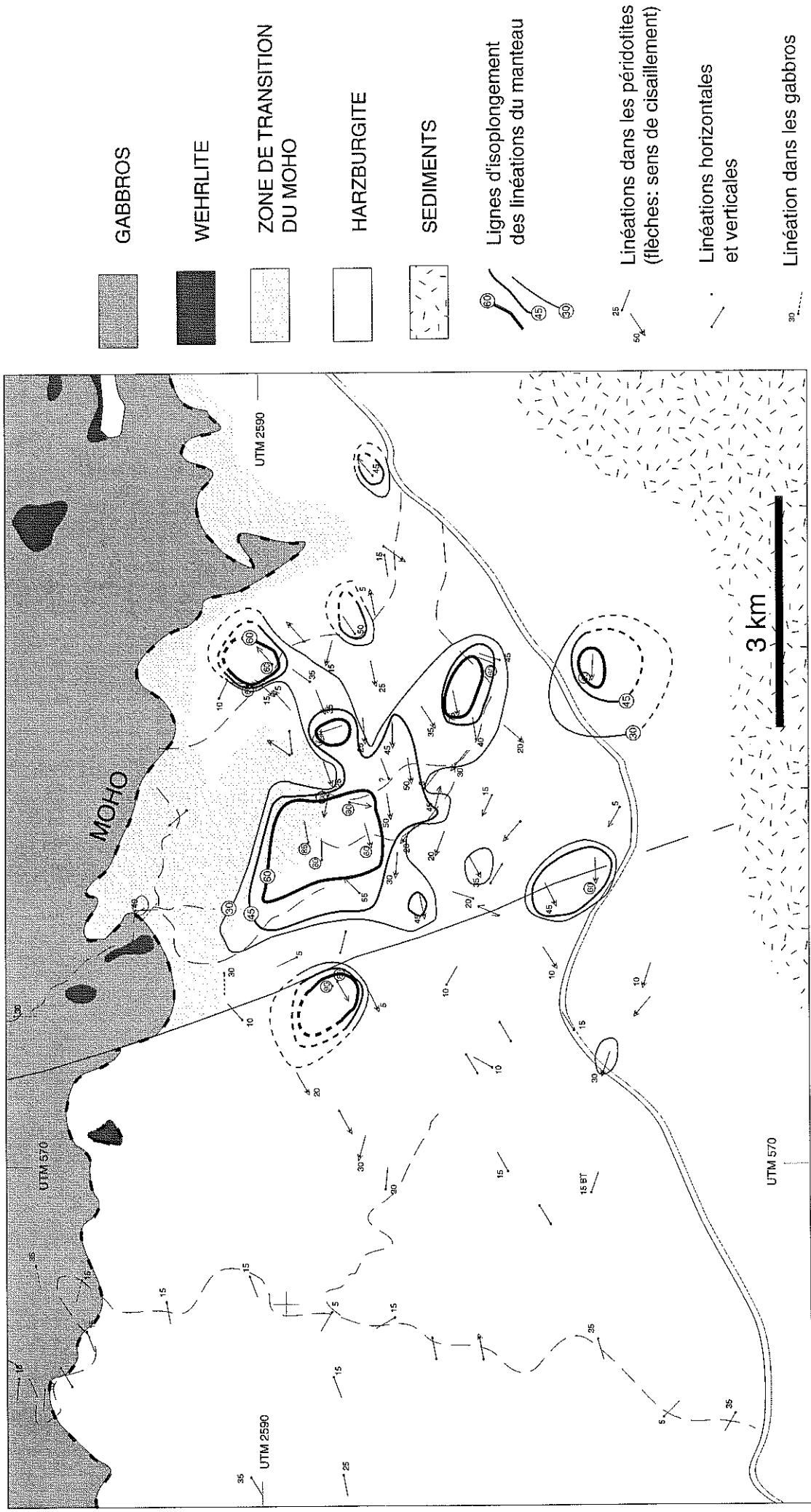


Figure 4.4a: carte des isopendages des foliations de la région de Nakhl



GABBROS

WEHRLITE

ZONE DE TRANSITION
DU MOHO

HARZBURGITE

SEDIMENTS

Lignes d'isoplongement
des linéations du manteau

Linéations dans les péridotites
(flèches: sens de cisaillement)

Linéations horizontales
et verticales

Linéation dans les gabbros

Figure 4.4b: carte des isoplongements des linéations de la région de Nakhl

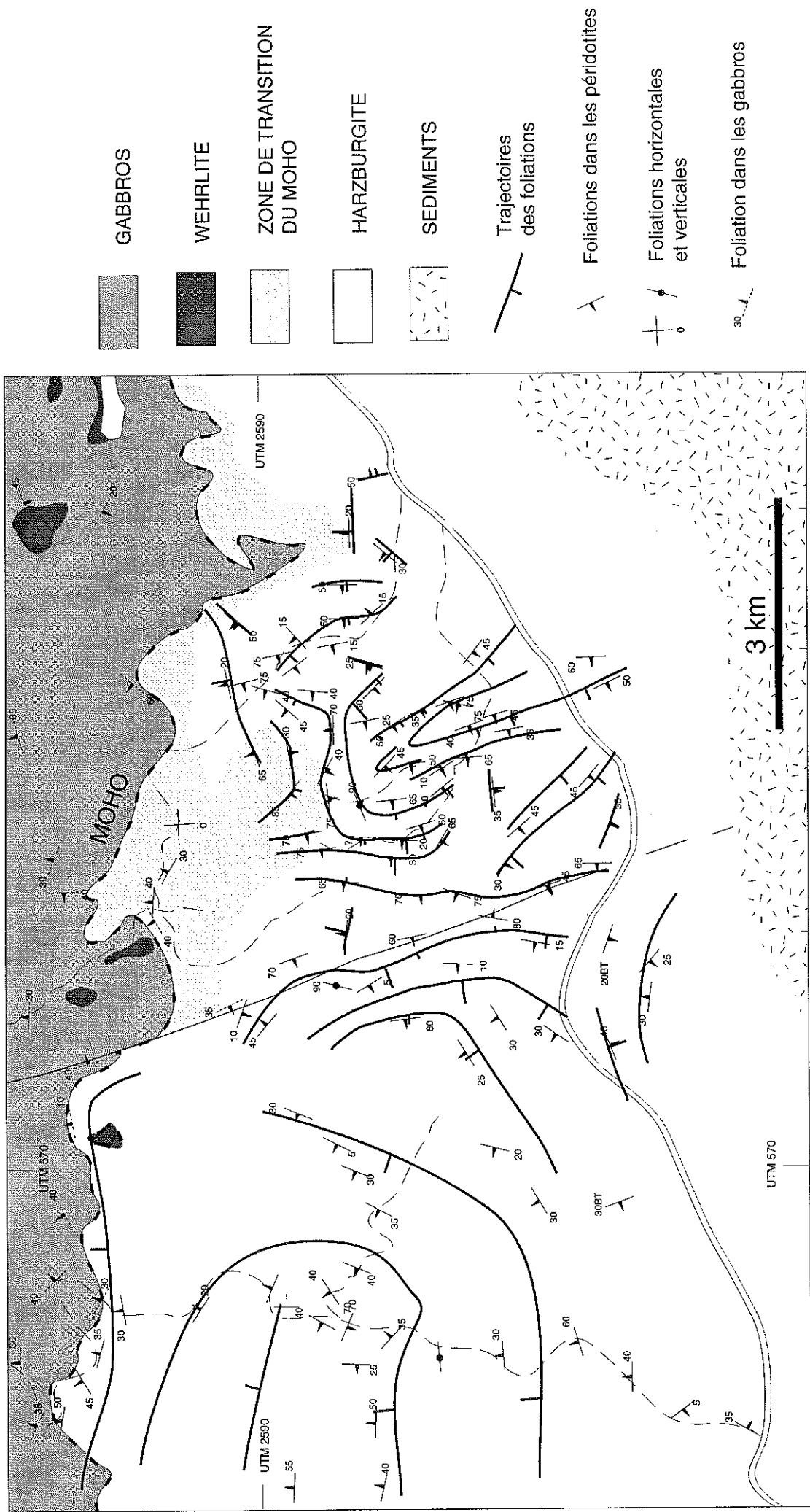


Figure 4.5a: carte des trajectoires des foliations de la région de Nakhl

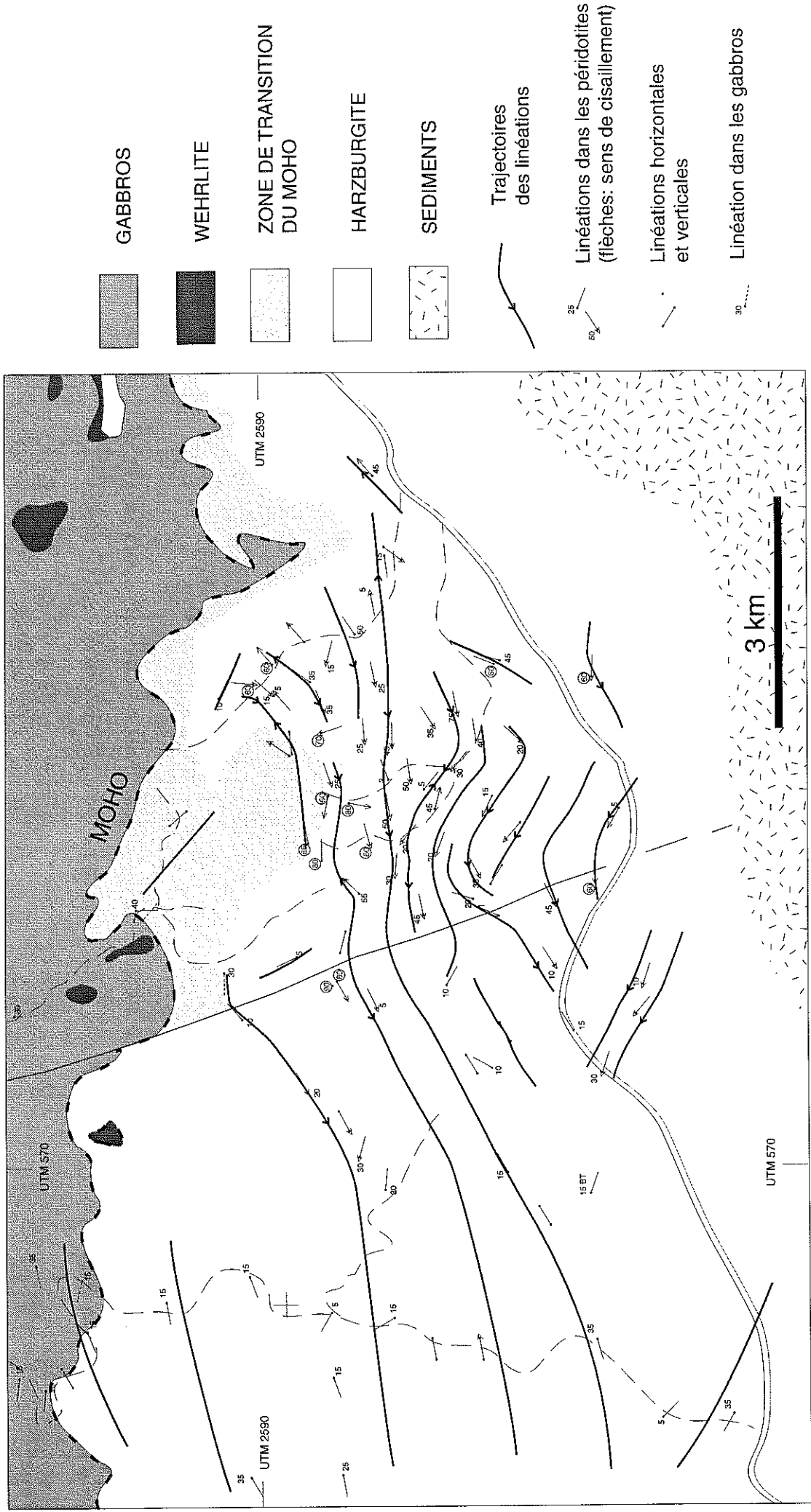
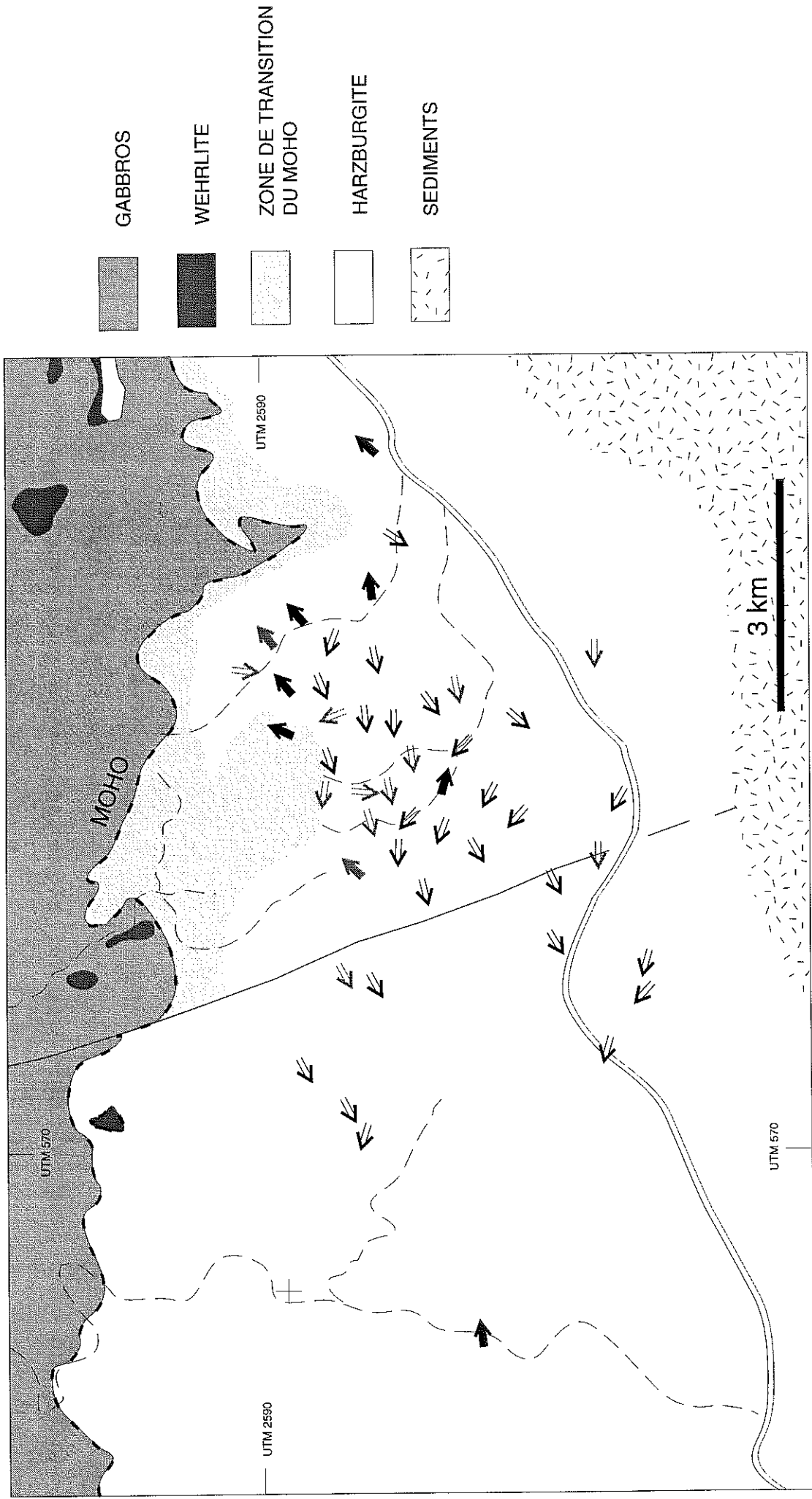


Figure 4.5b: carte des trajectoires des linéations de la région de Nakhl



- ↔ (thick arrowhead) Sens de cisaillement pour les linéations de pendage $>45^\circ$ ↗ vers l'est ↖ vers l'ouest
- ↔ (thin arrowhead) Sens de cisaillement pour les linéations de pendage $\leq 45^\circ$ ↗ vers l'est ↖ vers l'ouest

Figure 4.6: carte des sens de cisaillement de la région de Nakhl

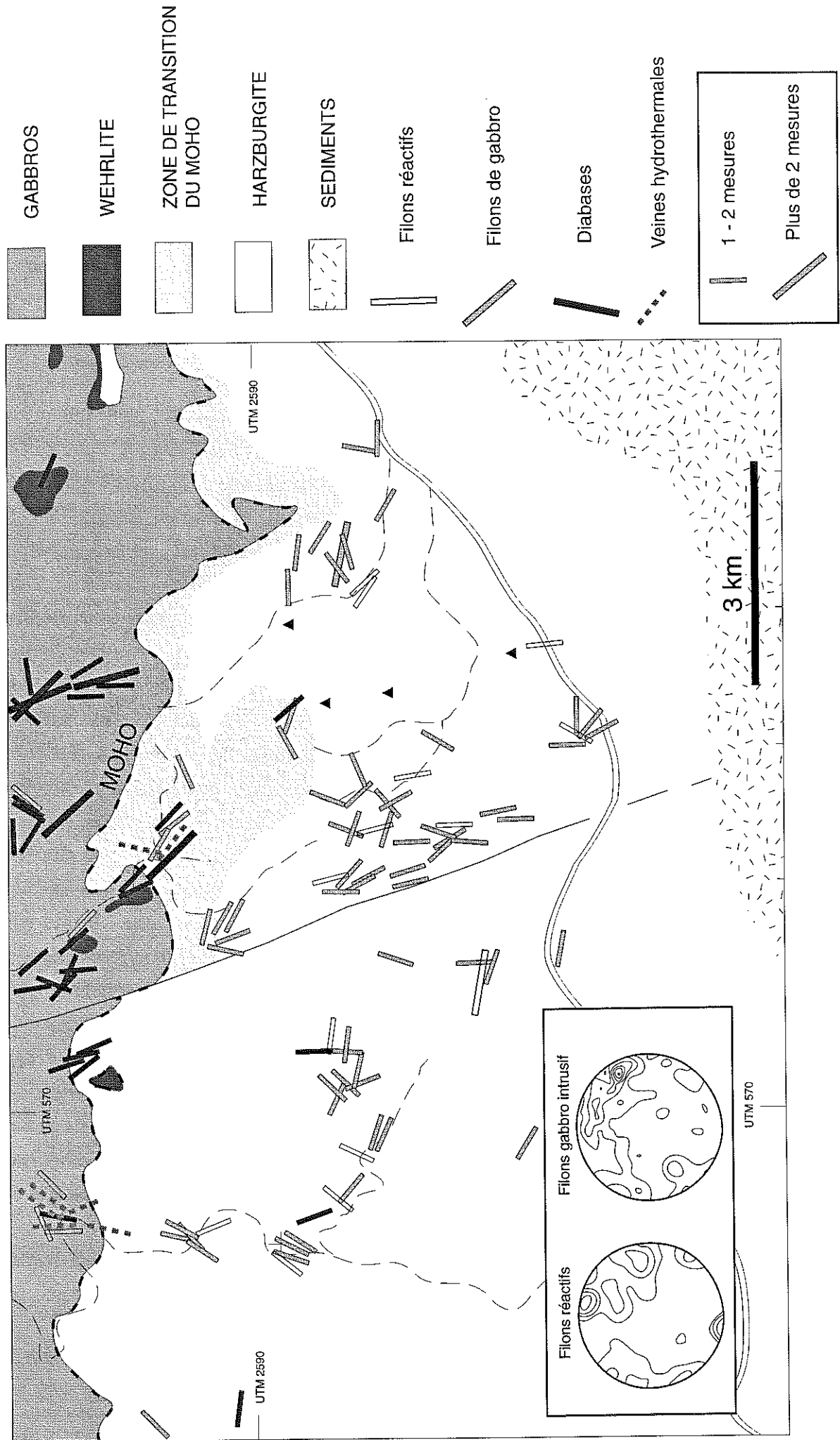


Figure 4.7: carte et projections stéréographiques des filons de la région de Nakhl (la projection stéréographique des diabases est présentée sur la figure 4.2)

Les trajectoires de linéations sont plus régulières que dans le cas de Maqsad. A l'ouest de la faille de Khatum elles ont une orientation homogène et subperpendiculaire à l'orientation du complexe filonien, à l'est elles varient de NE-SW à NW-SE (figure 4.5b). A l'ouest de la faille de Khatum, tous les plongements de linéation sont subhorizontaux, tandis qu'à l'est, la majeure partie (environ 15 km²) des péridotites est comprise à l'intérieur des courbes d'isoplancement redressées (figure 4.4b).

IV.4 Discussion

L'étude de la structure générale de l'ophiolite, présentée dans le chapitre II, indique que l'axe de la paléodorsale dont le complexe filonien orienté NW-SE est issu, est échantillonnée par l'ophiolite, et passe par la région de Nakhl. Cette conclusion n'est pas contredite par l'étude détaillée de cette région: aucune discontinuité importante, comme par exemple la présence de zones de cisaillement ductiles verticales encerclant les linéations plongeantes, ne suggère la possibilité d'une intrusion dans une lithosphère préexistante (voir paragraphe II.3 et figure 2.2), et la répartition des sens de cisaillement (vers l'ouest dans la partie ouest et centrale, vers l'est dans la partie la plus à l'est), bien qu'insuffisante pour localiser précisément la ride, est en accord avec cette localisation générale (figure 4.6).

On retrouve plusieurs des traits de la région de Maqsad: présence de chromite, zone de transition épaisse, et trajectoires de foliations formant une demi boucle au coeur de la principale zone à linéations verticales. D'autres traits s'en écartent comme l'absence de divergence marquée des linéations à partir du coeur du diapir, le nombre limité de linéations parallèles à la direction du complexe filonien, l'absence de bombement significatif du Moho. Comme à Maqsad, les filons n'ont pas d'organisation 2D (figures 4.3 et 4.7), mais le faible nombre de mesures, et la taille réduite de la région considérée, ne permettent pas de déceler une organisation similaire à celle de Maqsad (orientation des filons différente de part et d'autre de la ride). Ces différences avec Maqsad ne nous semblent pas être des indices suffisant pour indiquer une zone de montée 2D continue le long de la paléoride, qui, si elle existait, devrait sans doute produire des structures de plus grande ampleur, et plus régulières. Nous interprétons donc la région de Nakhl en terme de diapir mantellaire sous l'axe de la paleoride. Le diapir de Nakhl occupe une surface environ 3 fois moins vaste que celui de Maqsad. Il paraît peu probable que le diapir s'étende vers le nord, car le Moho est peu perturbé, et on s'attendrait alors au développement d'une zone de transition épaisse sur la partie ouest de la faille de Khatum. Les linéations des gabbros de base ne présentent d'ailleurs pas d'orientations radiales divergentes, qui suggéreraient la présence sous-jacente d'un tel diapir -comme on l'invoque à Rustaq (Nicolas et Boudier, 1995)-. Deux hypothèses restent donc possibles.

(1) L'essentiel du diapir de Nakhl affleure, mais cette structure ne nourrit qu'une petite partie d'un segment de dorsale, et constitue une sorte de relais entre des structures plus grandes, comme celle de Maqsad.

(2) La région de Nakhl expose seulement une petite partie d'un diapir de taille comparable à celui de Maqsad, qui s'étalait plus au sud et qui est aujourd'hui disparu.

Aucun argument ne permet de trancher entre ces deux hypothèses, mais la première possède au moins deux avantages sur la seconde. Si le flux vertical a une taille réduite, il ne doit engendrer qu'un faible flux forcé horizontal, ce qui permet d'expliquer le manque de divergence des linéations autour du diapir de Nakhl. Cette hypothèse permet aussi d'imaginer plus aisément un raccord entre les massifs de Nakhl-Rustaq et Sumail. Le diapir de Maqsad aurait alors été situé à une quinzaine de kilomètres au SW de celui de Nakhl, peut être le long du même segment de dorsale.

Le rôle de la faille de Khatum, dans ce modèle, reste difficile à définir. Le fait qu'elle sépare une zone de transition épaisse à l'est et mince à l'ouest, ainsi que son orientation à 160° , subparallèle aux foliations verticales dans le manteau, et à plusieurs filons, témoigne de l'existence précoce de cette faille. L'observation des filons et de la rupture de la zone de transition suggère que la faille aurait agi comme une barrière pour les écoulements de fluides magmatiques. Bien que plusieurs structures mantellaires semblent continues de part et d'autre de la faille (figure 4.5), c'est seulement à l'est qu'on s'écarte de l'orientation générale E-W des linéations dans les péridotites et gabbros (figure 4.3), ce qui montre que cette faille influence la structure régionale de la lithosphère. Son orientation parallèle avec la limite ouest de propagateur de Mansuhr Deep suggère qu'elle a été mise en place en association avec le fonctionnement du propagateur; elle pourrait peut être représenter la trace des premiers mouvements d'ouverture du propagateur. Le faible décalage des contours lithologiques indique un rejet dextre de 1.5 km maximum, ou bien un jeu vertical inférieur à 1 km dans lequel le compartiment ouest monte. Davantage de stations de mesure, proches de la faille et du Moho, semblent nécessaires pour éclaircir ce point et aider à révéler l'origine de cette faille.

1ère partie

CHAPITRE V

V. LA REGION DE MANSAH

V.1 Introduction

La région de Mansah (situation sur la figure 1 de la note du chapitre II) occupe la partie E-SE du massif de Sumail sur environ 30X25 km. Elle est couverte par 211 stations de mesure, dont 120 couvrent la section mantellaire (figure 5.1).

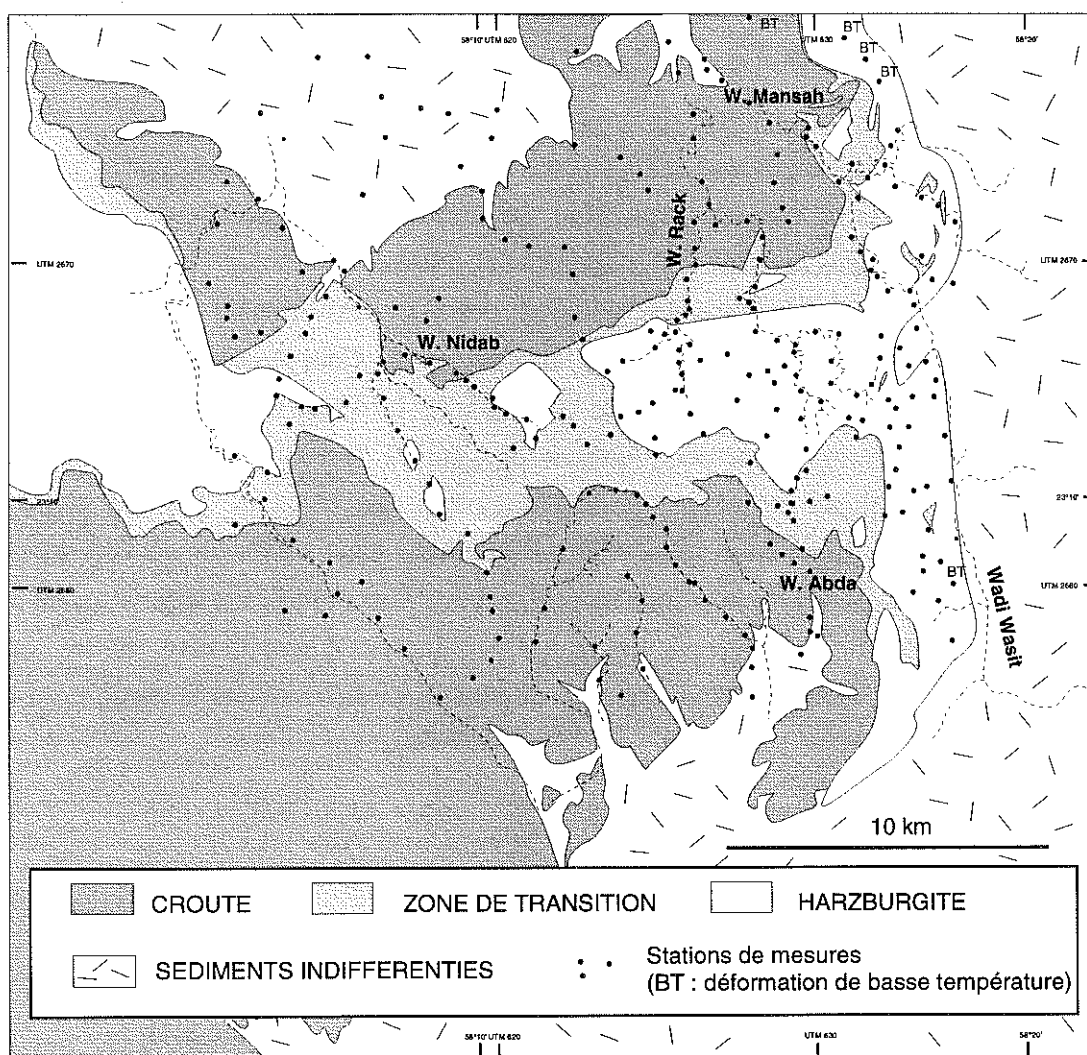


Figure 5.1: répartition des stations de mesure dans la région de Mansah.

V.2 Complexe filonien

Le complexe filonien affleure dans la partie sud, le long du Wadi Andam, et dans la partie nord, dans le synclinal de Luzuk, et dans le Wadi Mansah. Son orientation est bien réglée autour d'une valeur moyenne 125N80 dans la partie sud, tandis qu'elle est de 30SE80 au nord. Cette région est donc située à la limite entre la nouvelle lithosphère créée sans doute par un segment centré sur Maqсад, et l'ancienne lithosphère (voir paragraphe II.4.1, annexe du chapitre II et figure 5.7). *J. Thèse Centre-ouest p 116*

V.3 Croûte inférieure

Le Moho varie de subhorizontal dans la partie sud, à subvertical dans la partie nord (figure 5.4a). Il est donc difficile de mesurer l'épaisseur de la croûte inférieure. Deux coupes estiment l'épaisseur à 2 et 2,3 km dans la partie sud (Nicolas et al, 1996).

La linéation magmatique dans les gabbros possède des orientations SW-NE à N-S dominantes dans la partie sud, et SE-NW dans la partie nord. Cette croûte est intrudée par des dolérites, en particulier dans les parties basales (figure 5.7). Le Wadi Rack est spectaculaire à cet effet. Ces dolérites peuvent se présenter comme de simples filons de taille centimétriques à métriques, ou bien en larges intrusions, parfois englobant des blocs de gabbros et contenant quelques rares xenolithes de manteau (c'est d'ailleurs la seule zone en Oman où l'on trouve des xénolithes de manteau dans des niveaux au dessus du Moho). Cette croûte est aussi affectée par une forte activité hydrothermale, illustrée par des zones pegmatisées à amphiboles, et des veines à quartz, épidote et chlorite. Cette altération précoce est parfois si intense dans la partie nord qu'elle efface la structure des gabbros.

V.4 Section mantellaire

Sur l'ensemble des stations de mesures dans les péridotites, on ne note que 5 cas de déformation lithosphérique, tous situés sur la bordure E-SE du massif (figure 5.1).

La zone de transition a une épaisseur variable: plus de 50 m dans Wadi Abda, près de 500 m dans Wadi Mansah, moins de 30 m dans Wadi Rack, où cette zone est injectée de diabases. Une carte précise des épaisseurs de la zone de transition n'a pas pu être élaborée à cause de l'accès difficile du coeur de cette région, où se situe la plus grande partie de la section mantellaire. La

composition de cette zone de transition est aussi variable, avec de la dunite et quelques sills de gabbro dans les parties sud et ouest, alors qu'elle est composée de harzburgite fortement déprimée et de clinopyroxénites, et est totalement dénuée de plagioclase, dans la partie NE. Certaines structures rencontrées dans cette zone de transition à pyroxènes (litages centimétriques et imprégnations massives, avec fabriques faibles sur des étendues kilométriques) sont relativement atypiques (figure 5.2).



Figure 5.2: zone de transition à clinopyroxène de la région de Mansah. a) imprégnations massives. b) litages centimétriques, similaire au rubanement pyroxénitique des harzburgites.

Les trajectoires des foliations dans les péridotites varient d'un azimut NE-SW dans la partie nord, à un azimut NW-SE dans la partie sud, avec une charnière bien définie au coeur du massif

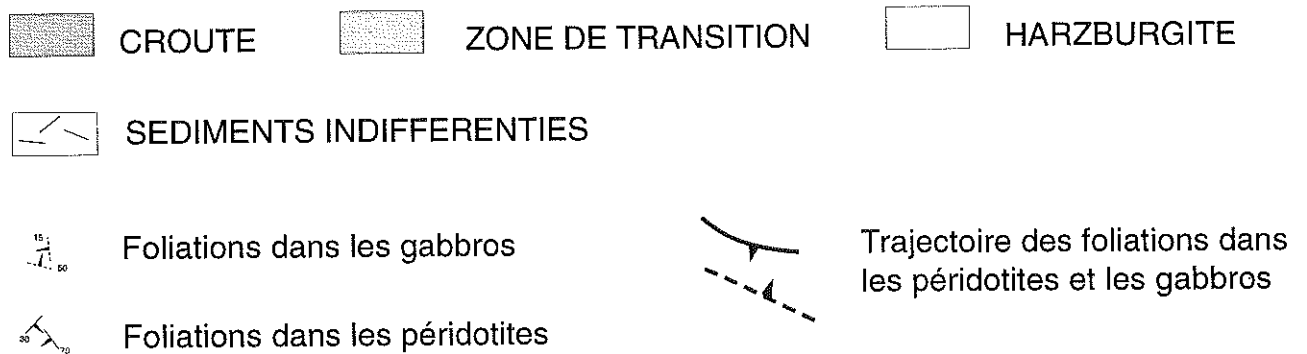
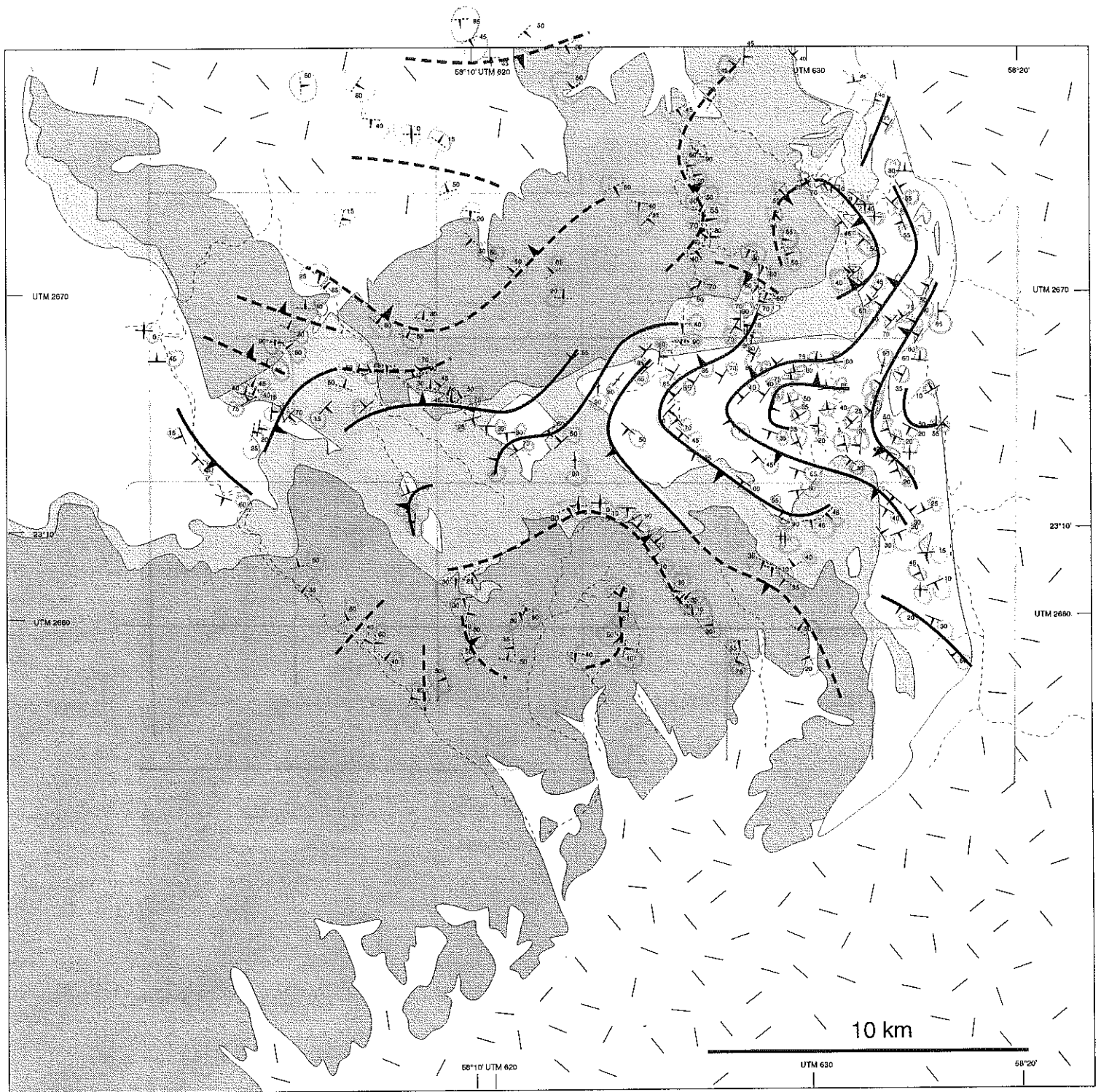
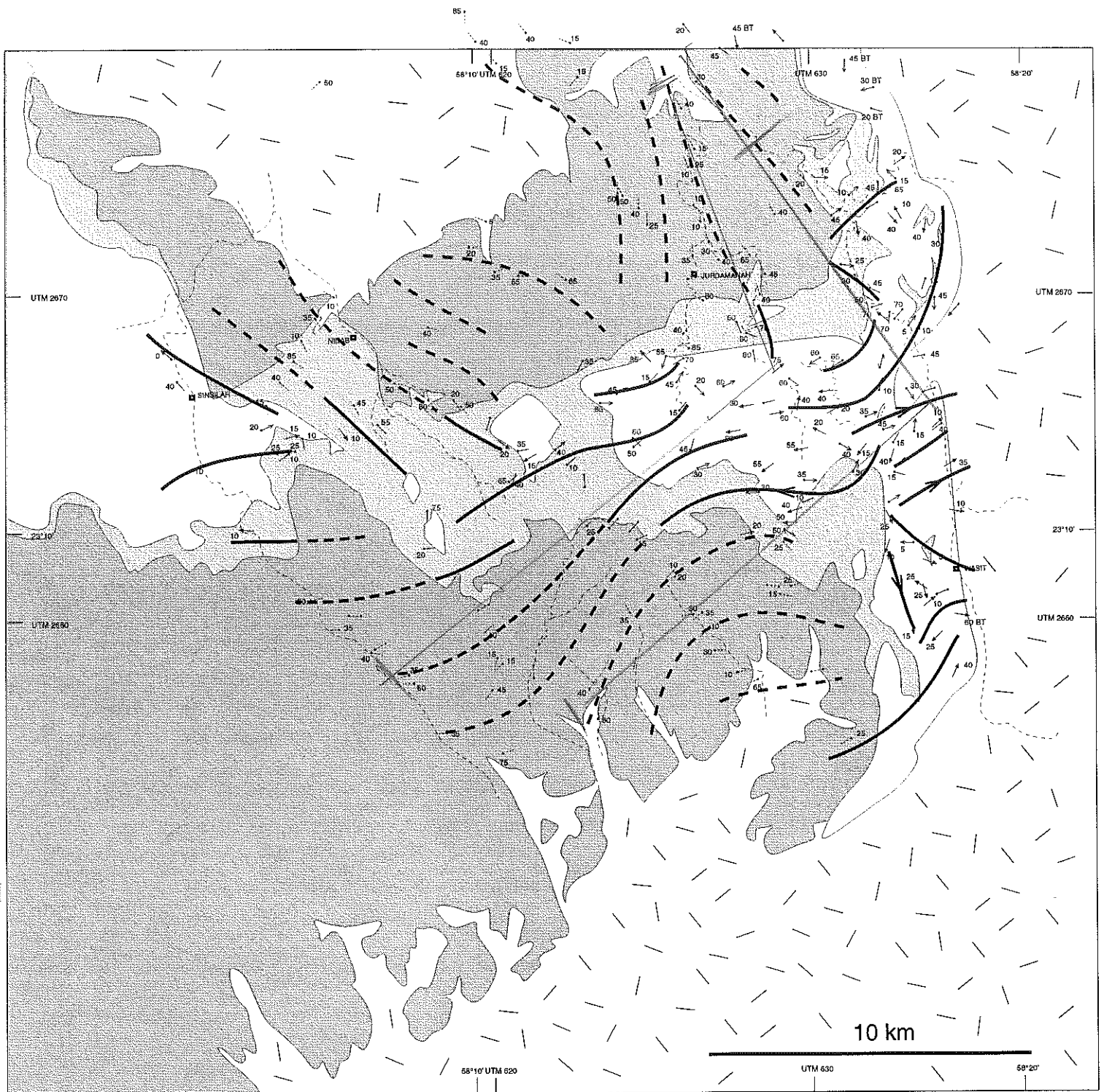


Figure 5.3a: carte des trajectoires des foliations de la région de Mansah











- | | | | | | | |
|---|-------------------------------|---|--------------------|---|---|--|
|  | CROUTE |  | ZONE DE TRANSITION |  | HARZBURGITE | |
|  | SEDIMENTS INDIFFERENTIES | | | | | |
|  | Linéations dans les gabbros | | | |  | Trajectoire des linéations dans les peridotites et les gabbros |
|  | Linéations dans la péridotite | | | | | |
| | | | |  | | |

Figure 5.3b: carte des trajectoires des linéations de la région de Mansah

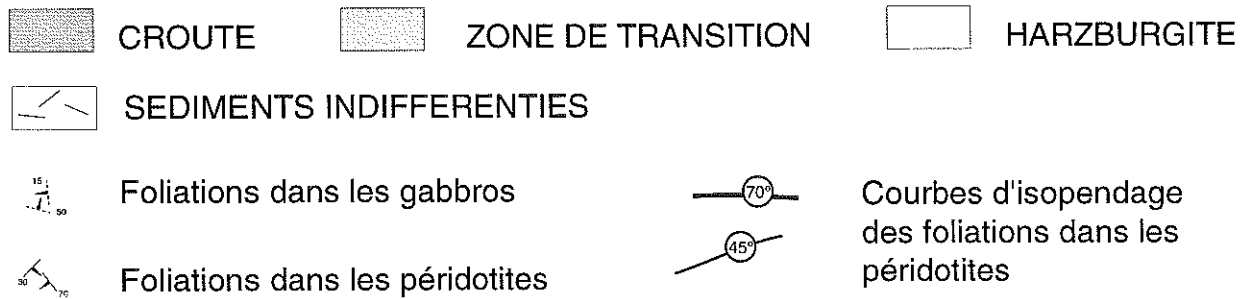
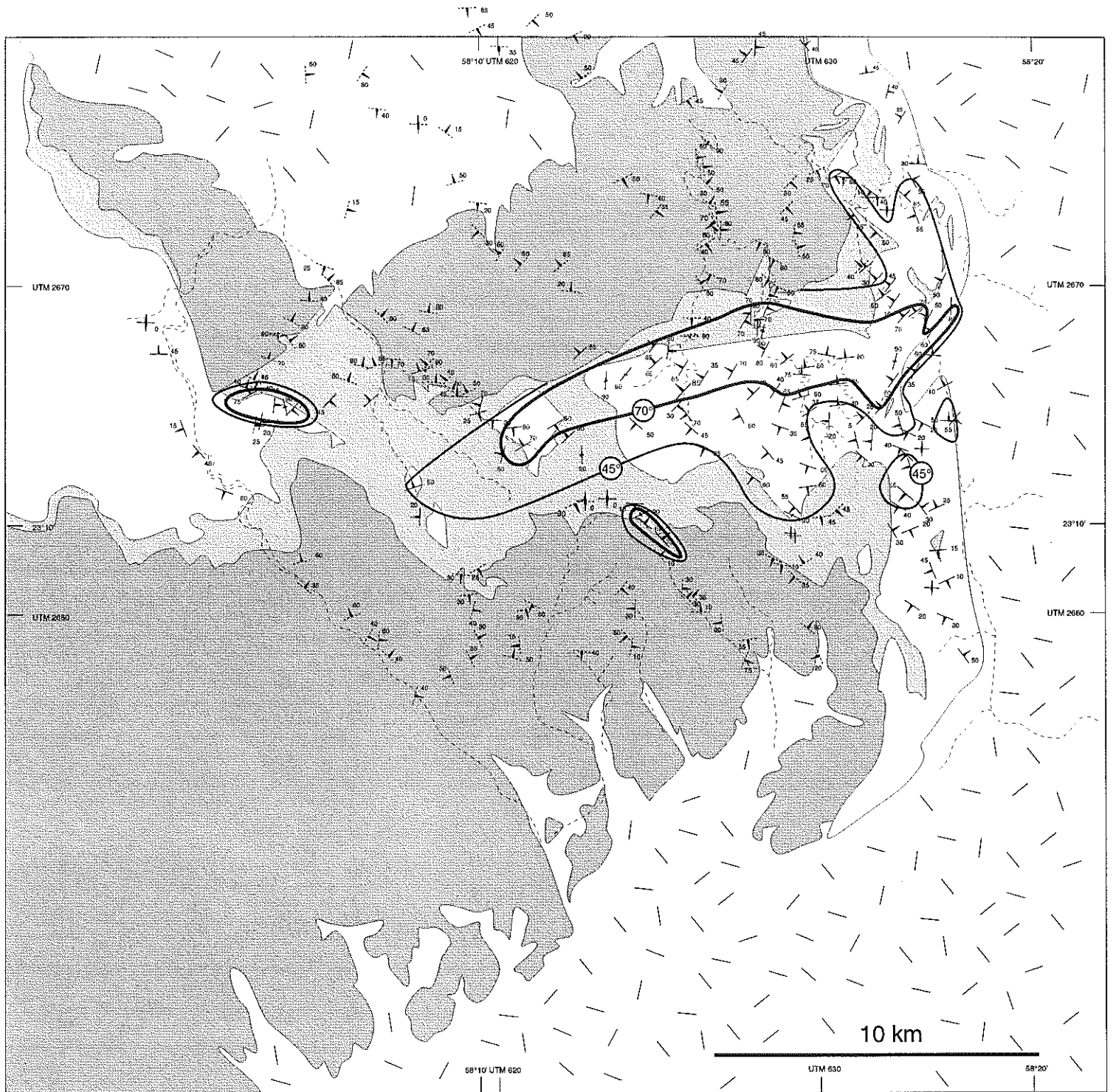


Figure 5.4a: carte des isopendages des foliations de la région de Mansah

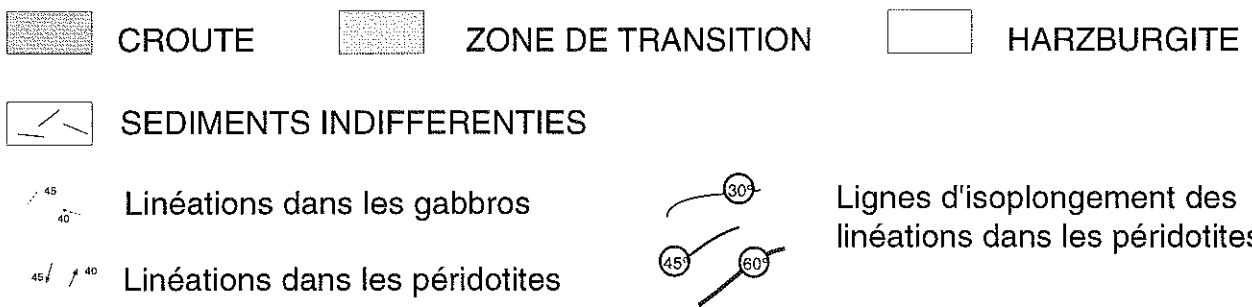
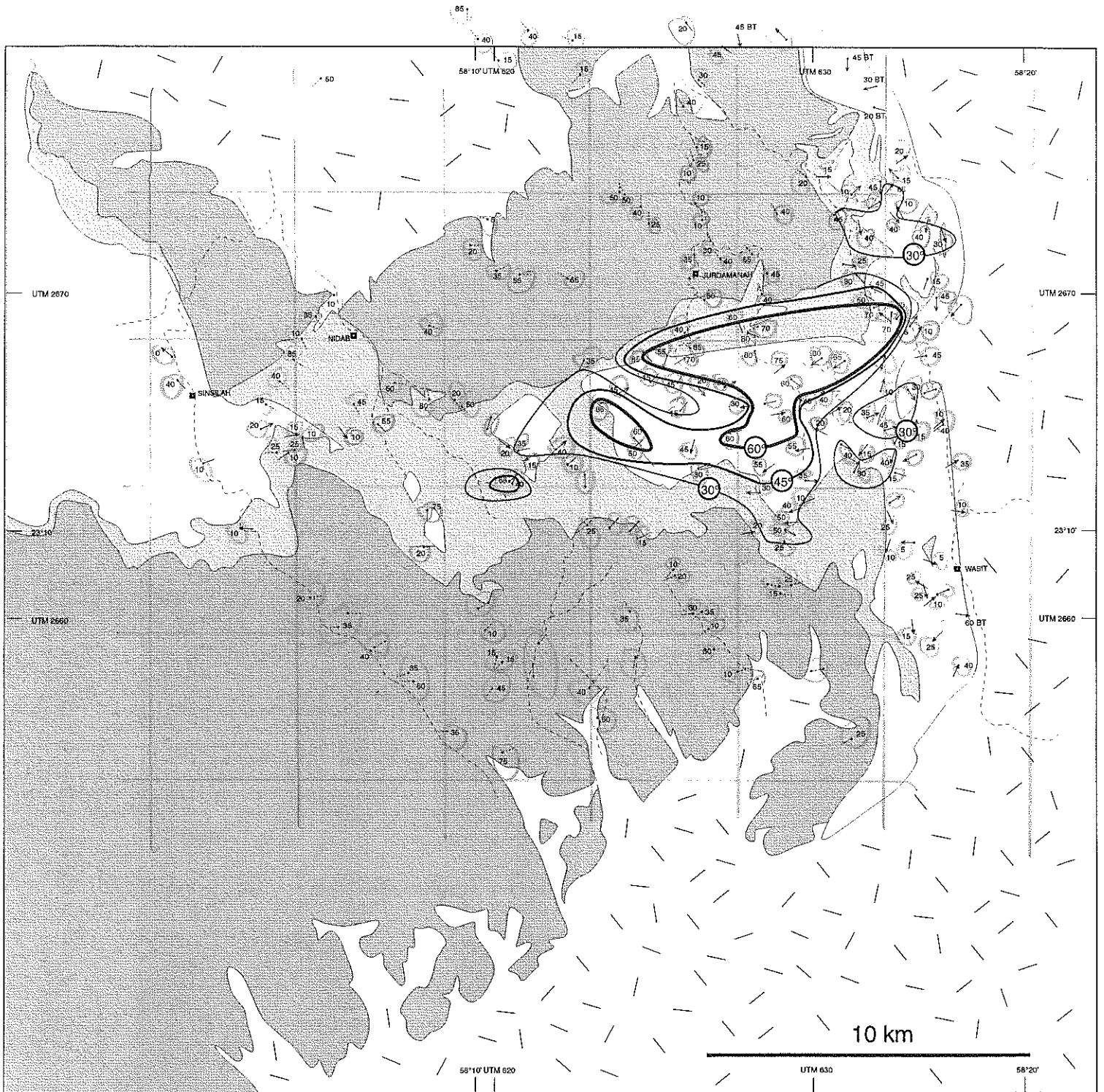


Figure 5.4b: carte des isopluvages des linéations de la région de Mansah

(figure 5.3). Une quarantaine de mesures de foliations de plongement supérieur à 60° sont dispersées dans cette charnière (figure 5.4a). Une vingtaine de mesures de linéations de plongement supérieur à 60° , et une douzaine de mesures de plongement compris entre 45 et 60° , y sont associées (figure 5.4b). L'orientation générale des linéations mantellaires est E-W, avec plusieurs orientations N-S dans la partie la plus à l'est. Les linéations dans les gabbros inférieurs étant parallèles à celles du manteau sous-jacent, l'ensemble gabbros et péridotites présente des linéations divergentes à partir de la zone où le flux mantellaire est vertical (figure 5.3b).

La cartographie de la limite entre les structures mantellaires à forts pendages et celles à faibles pendages est peu précise dans la partie ouest du massif, elle est par contre bien établie dans la partie est. Cette limite est marquée par la présence de fortes foliations verticales (figure 5.5) associées à des linéations peu lisibles, et par le développement spectaculaire de la zone de transition à pyroxénite.

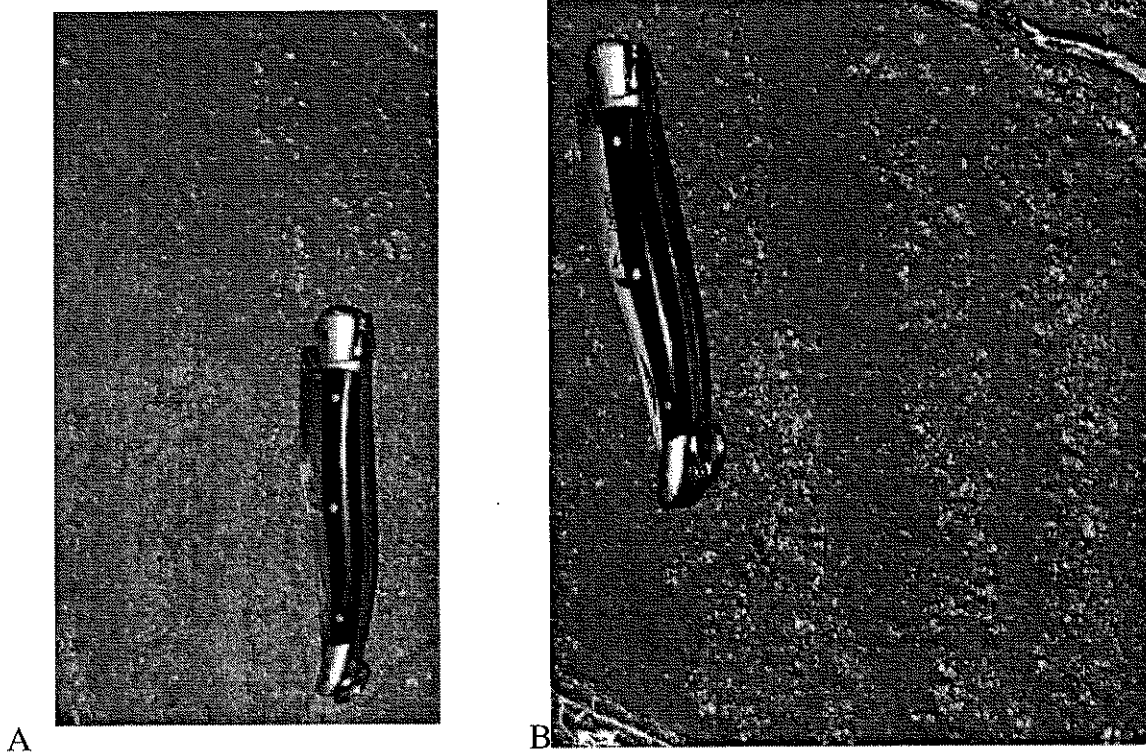
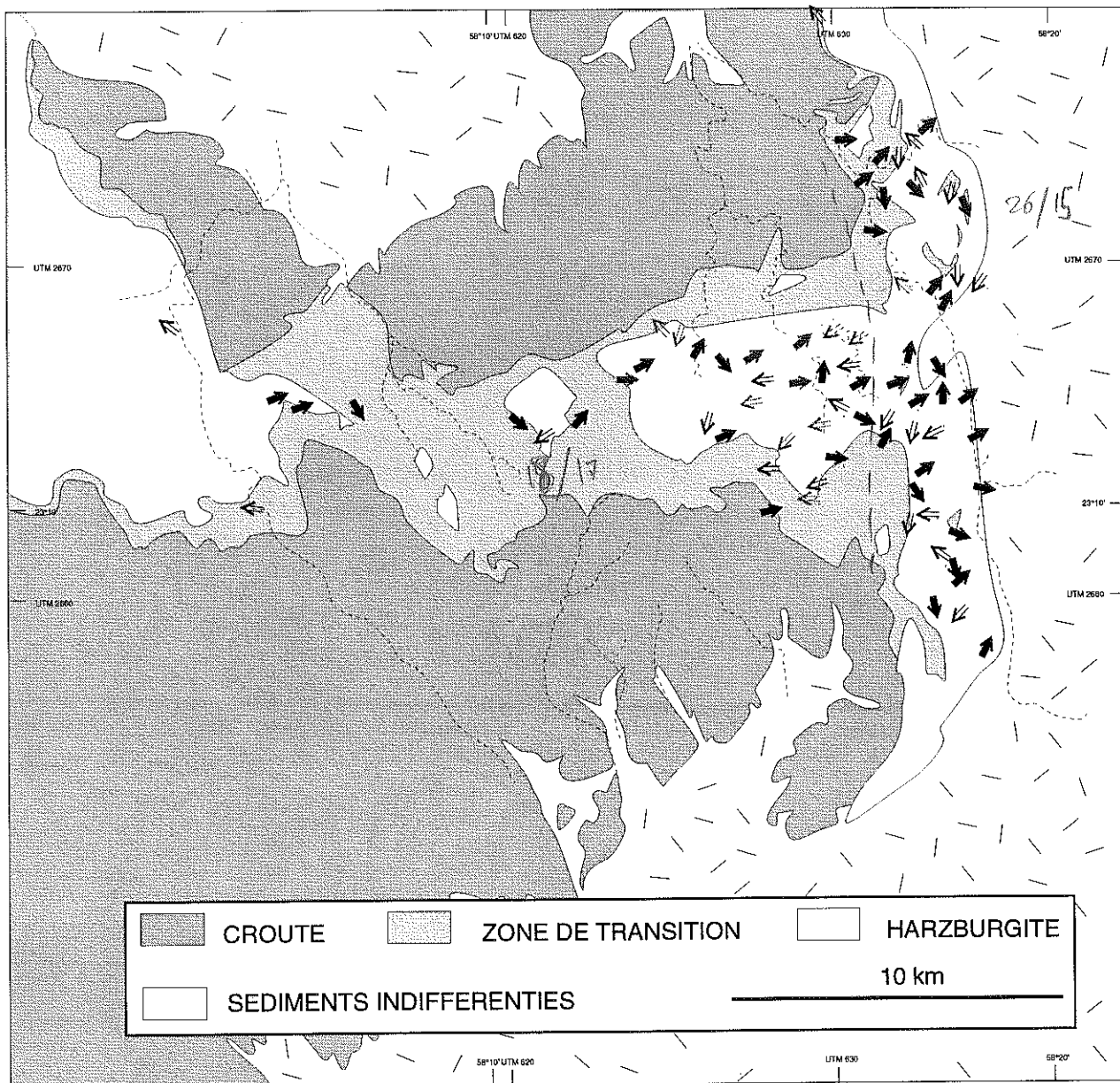


Figure 5.5: 2 exemples de foliations verticales très forte. En général, en Oman, la foliation n'est pas suffisamment marquée pour être photographiable.

Contrairement aux autres régions, la disposition des sens de cisaillement n'est pas consistante (figure 5.6). Dans la partie ouest et centrale (linéations redressées comprises), on compte 22 sens vers l'ouest et 19 vers l'est. Le long de la bordure est la majorité des sens est vers l'est (22 mesures contre 11).



- ↗ ↘ Sens de cisaillement pour les linéations de pendage $>45^\circ$
- ↖ ↙ Sens de cisaillement pour les linéations de pendage $<45^\circ$
- ↗ vers l'est ↖ vers l'ouest
- ↘ vers l'est ↙ vers l'ouest

Figure 5.6: carte des sens de cisaillement de la région de Mansah

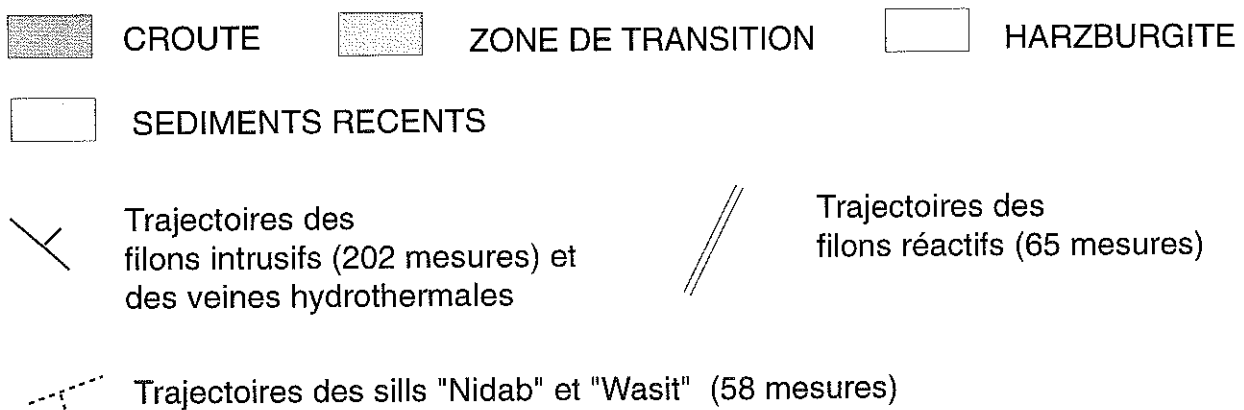
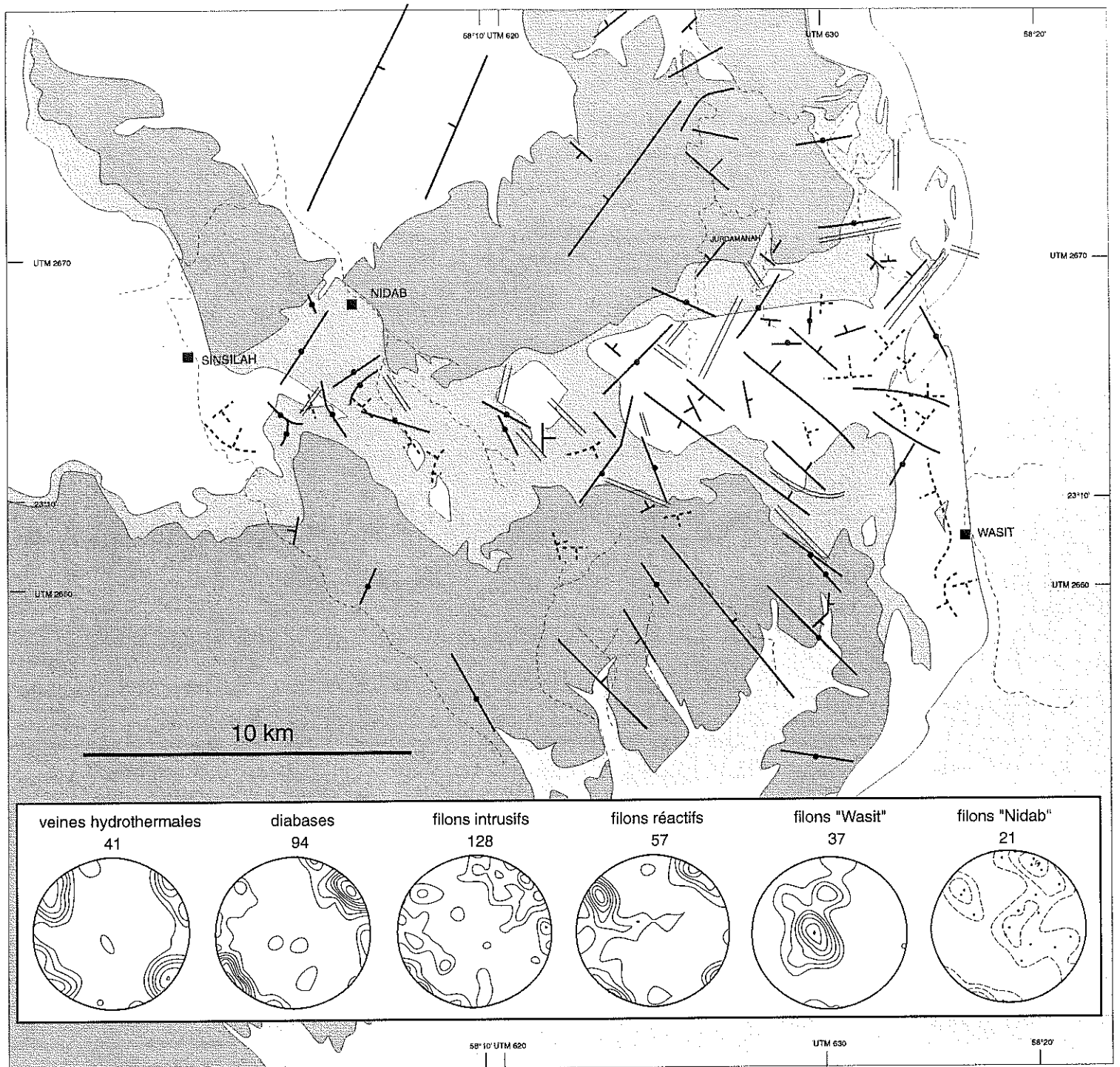


Figure 5.7: trajectoires et stéréogrammes (et nombre de mesures) des filons de la région de Mansah

V.4 Filons et intrusions

Les filons dans la croûte et le manteau, sont, comme dans le reste de l'ophiolite, parallèles au complexe filonien. Le changement d'orientation de NW-SE (au sud) à NE-SW (au nord) s'opère au centre de la région où la section mantellaire affleure, au coeur même de la zone à linéations verticales (figure 5.7).

Outre les filons de diabase et de gabbro qui sont connus dans toute l'ophiolite, la région de Mansah possède deux types d'intrusions spécifiques, et peut être génétiquement liés.

-Les filons « type Nidab » (figure 5.8)

Ce sont des diabases, parcourues par des zones recristallisées formant une sorte de réseau au sein de l'intrusion. Quand leur orientation est verticale, elles sont épaisses de quelques mètres, mais leur orientation est plus souvent horizontale, avec des épaisseurs de quelques dizaines de mètres, ces sills forment alors des empilements de quelques centaines de mètres à proximité du Moho. Leur distribution n'est pas aléatoire, elles sont quasiment absentes de la zone à linéations verticales, et sont concentrées à la périphérie de cette zone (figure 5.10).

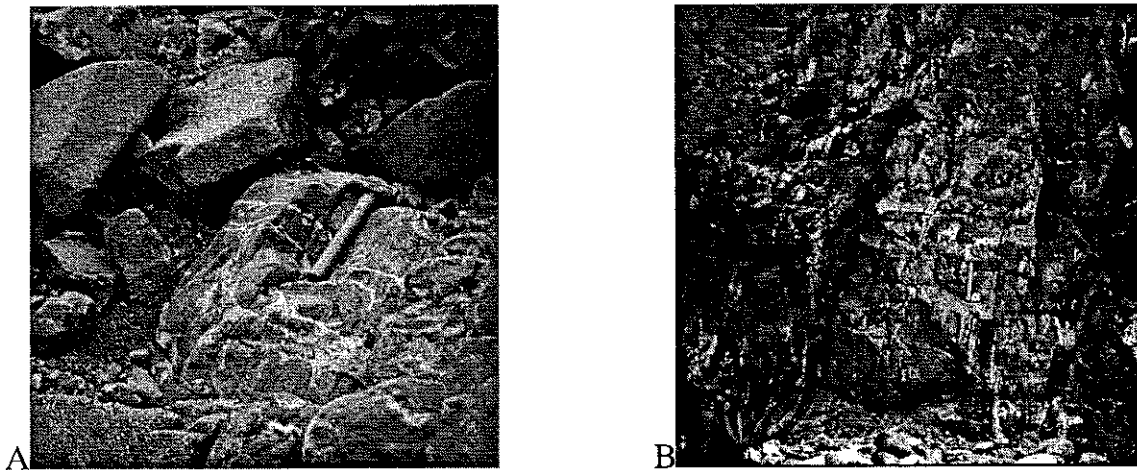


Figure 5.8: filons « type Nidab » a) dans les péridotites de Wadi Abda. Les filonnets blancs correspondent aux zones recristallisées, b) dans les gabbros de Wadi Rack

-Les filons « type Wasit » (figure 5.9)

Ce sont des filons de gabbro à grains très fins, à bordures recristallisées, riches en amphiboles, de taille décimétrique, rarement isolés, souvent groupés en essaims de sills subhorizontaux. Comme les filons « type Nidab », ils sont absents de la zone à linéations verticales. Ils sont surtout présents sur la bordure est du massif et sont particulièrement abondants dans la région de Wasit où

leur extension est brusquement limitée à l'ouest par une zone à foliations verticales très marquées, et au nord par la zone à pyroxènes (figure 5.10).

Dans les deux cas, la texture de ces filons démontre qu'ils furent mis en place dans un environnement lithosphérique.

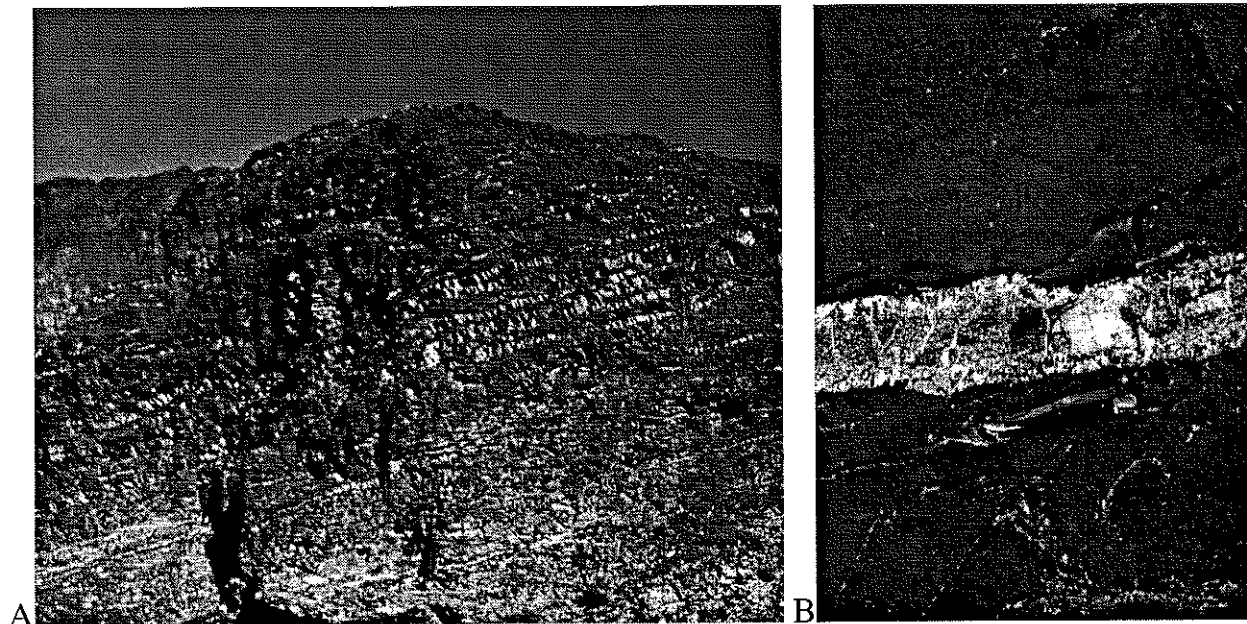


Figure 5.9: filons « type Wasit », a) une dizaine de sills de 10 à 20 cm d'épaisseur, b) détail sur un sill, les bordures à gros grains sont recristallisées.

V.6 Discussion

L'examen de la région de Mansah révèle une complexité des structures peu commune dans l'ophiolite: deux directions bien définies pour les filons, intensité exceptionnelle de l'hydrothermalisme dans la croûte, trajectoires semi-circulaires des foliations dans le manteau, divergence des linéations, Moho redressés au nord, développement de zones de cisaillement vertical et de filons singuliers, et surtout de sills (« type Nidab ou Wasit ») à l'extérieur de la zone à linéations verticales, apparition locale et massive de pyroxénites au NE. La cartographie à grande échelle (chapitre II) a ouvert la possibilité que cette région ne soit pas associée à un axe de dorsale. L'orientation des filons montre qu'on se situe à la jonction de deux lithosphères créés à deux moments différents par des dorsales d'orientations différentes (NE-SW au nord et NW-SE au sud). La présence de zones de cisaillement à la bordure des courbes d'isoplongements de linéations redressées (figure 5.10) suggère que ce flux vertical intrude une lithosphère préexistante, à la manière de la figure 2.2b. Cette hypothèse permet d'attribuer la présence des sills « type Wasit et

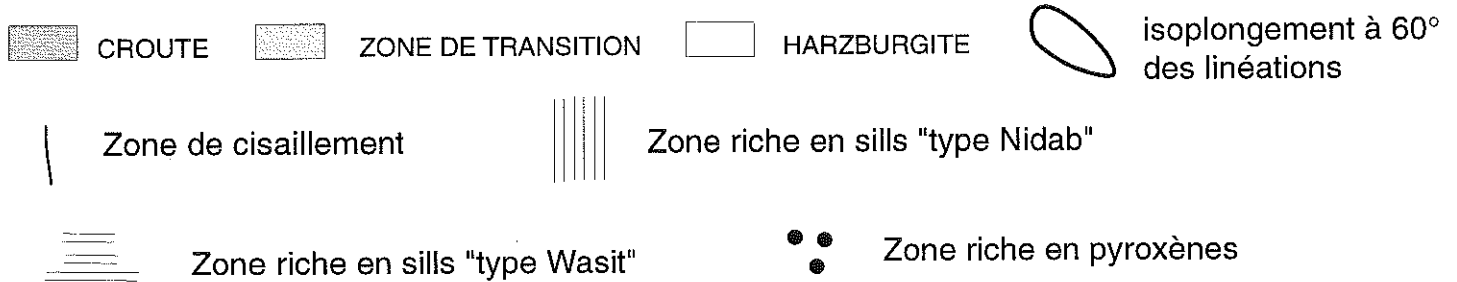
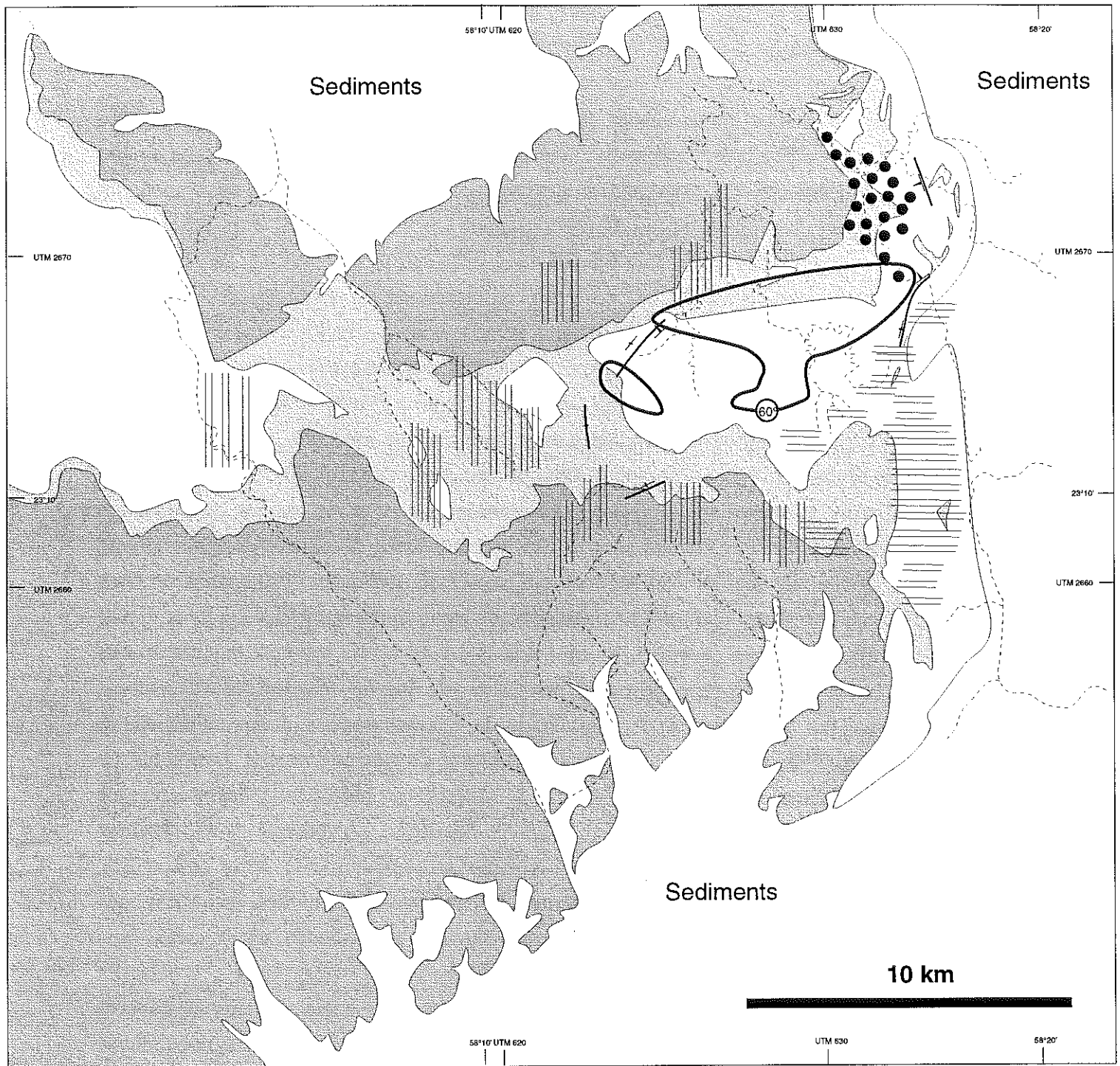


Figure 5.10: répartition des sills, des zones de cisaillement et des pyroxénites par rapport au diapir de Mansah

Nidab » à la périphérie de ce flux vertical, à des liquides issus de la zone montante, injectés dans une lithosphère déjà froide.

On peut d'abord penser que ces structures sont héritées de l'ouverture du nouvel axe de dorsale (NW-SE) dans la lithosphère NE-SW plus ancienne. Cette hypothèse explique la présence des sills au nord, mais est en contradiction avec leur présence au sud, car le manteau situé au sud est censé avoir été asthénosphérique au moment des injections de sills de diabase. On s'attendrait aussi à ce que les zones de cisaillement soit d'azimut parallèle à la limite entre les deux lithosphères (environ E-W), ce qui n'est pas le cas (figure 5.10).

Le fait que cette région à linéations verticales soit cernée par les injections de diabases, et l'aspect semi-circulaire des trajectoires de foliations, favorisent davantage l'hypothèse d'un diapir asthénosphérique hors d'un axe de dorsale (figure 5.11). Deux hypothèses sont invoquables pour expliquer le développement spectaculaire de la zone de transition à pyroxène. Il peut s'agir d'une zone de transition dont la formation est similaire à toute autre zone de transition, mais où toutes les imprégnations de dunite sont faites de clinopyroxène, et où des sills de pyroxénite sont cristallisés à la place des gabbros, comme cela semble être le cas dans plusieurs autres régions de l'ophiolite (Rustaq, par exemple). Toutefois la présence de lits centimétriques de clinopyroxénites (figure 5.2b) dans une harzburgite déprimée où le clinopyroxène semble remplacer l'orthopyroxène nous amène à proposer la deuxième hypothèse. Le même type de pyroxénites est observé dans le massif de Ronda (Garrido et Bodinier, soumis), et au Pakistan (Burg et al, soumis), où ces roches semblent formées dans les derniers stades de percolation du liquide magmatique (Garrido et Bodinier, soumis) par une réaction de dissolution de l'orthopyroxène et cristallisation de clinopyroxène, avec diminution du volume de liquide, à une température proche du solidus du liquide basaltique (Kelemen et al, 1995). Dans le cas de Mansah, ces pyroxènes cristalliseraient en suivant la progression vers le bas du solidus du liquide basaltique, au moment de la relaxation thermique de la lithosphère (cette hypothèse est privilégiée dans la figure 5.11). Dans ce contexte, la quantité de liquide n'est plus suffisante pour former des fractures hydrauliques, ce qui explique que ces pyroxénites ne soit pas recoupées par les filons « type Nidab ou Wasit », qui correspondraient à des épisodes plus juvéniles du diapir (figure 5.11).

Dans l'hypothèse d'un diapir hors axe, l'attitude divergente des linéations dans les gabbros inférieurs serait ancienne et fortuite, les azimuts NE-SW observés au sud sont dans la continuité des structures créées à l'axe récent, tandis que les azimuts NW-SE et N-S du Nord du diapir devraient être rattachées aux structures dérivées de l'axe NE-SW. Ce scénario n'explique pas la formation du Moho redressé au nord. Au moment où le diapir s'élève, les gabbros sus-jacents sont déjà cristallisés à en juger par la distance qui sépare cette région de l'axe de ride présumé, or ce Moho ne semble pas avoir été perturbé après la cristallisation des gabbros. Le fait que les filons « type Wasit » restent horizontaux du sud au nord, même près de ce Moho redressé conforte l'idée

que le redressement du Moho est antérieure à l'intrusion des filons, et est peut être lié à la propagation de l'axe NW-SE dans la lithosphère ancienne. Le fait que l'altération hydrothermale soit beaucoup plus forte dans la partie nord que dans la partie sud suggère que cet événement soit aussi lié à l'ouverture du nouvel axe (figure 5.11).

L'analyse cinématique des sens de cisaillement est d'autant plus difficile dans ce contexte, que les péridotites étudiées sont proches du Moho, donc aussi proches de la zone d'inversion des sens de cisaillement dus aux écoulements fossilisés dans la lithosphère intrudée.

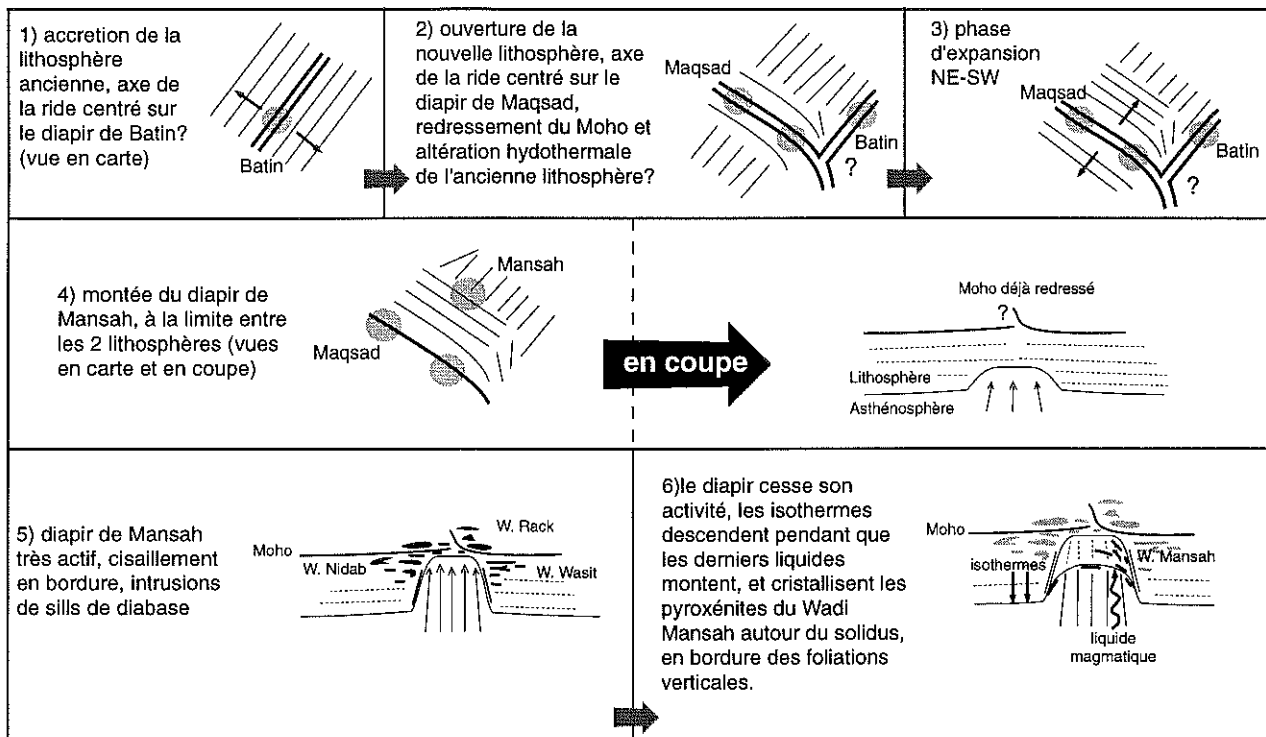


Figure 5.11: scénario possible pour la formation de la région de Mansah (situation des diapirs de Batin, Maqsad et Mansah tirés de la figure 1 de la note du chapitre II (Boudier et al, 1997)).

DEUXIEME PARTIE :
MODELISATION SISMIQUE

2ème partie

CHAPITRE I

I DONNEES GEOPHYSIQUES À LA DORSALE EST PACIFIQUE

Une partie des données géophysiques sur l'EPR a déjà été présentée dans la première partie de cette thèse (paragraphe III.2). On rappelle que les données de topographie et gravimétrie (Magde et al, 1995; Wang et Cochran, 1993; Wilson et al, 1992) suggèrent la présence d'une région à faible densité (manteau chaud montant vers la surface et/ou contenant quelques pourcentages de liquide magmatique) sur moins de 10 km de part et d'autre de la ride, et 30 à 70 km en profondeur. La faible variation de ces signaux le long de la ride est interprétée comme la conséquence, soit d'un flux mantellaire 2D, soit d'un flux 3D associé à un transport du liquide dans la croûte, très efficace le long de la ride (Cormier et al, 1995). Chacun de ces modèles considère que la présence de magma dans le manteau est couplée à un flux mantellaire vertical. Wang et al (1996) et Barth et Mutter (1996) montrent cependant que les données gravimétriques sont délicates à interpréter en l'absence de contraintes sismologiques sur l'épaisseur de la croûte ; ils proposent que la corrélation entre croûte mince, élévation bathymétrique et anomalie gravimétrique négative soit la signature de diapirs mantellaires sous l'EPR. La dimension des structures mantellaires ainsi détectée est comparable avec celle des diapirs d'Oman. De nouvelles données sont encore nécessaires pour mieux contraindre les variations de signal le long de l'axe.

La tomographie montre que la structure sismique de la croûte est corrélée avec la segmentation de la ride (Toomey et al, 1990, Toomey et al, 1994; Wilcock et al, 1995). On ignore si ces variations ont pour origine des processus mantellaires, ou crustaux, tectoniques et hydrothermaux.

L'exploration sismologique de la structure du manteau, pour étudier son éventuel couplage avec la croûte, est actuellement en plein développement. L'accent est mis sur l'étude de l'anisotropie du manteau. Grâce aux propriétés physiques de l'olivine qui compose plus de 70% du manteau, cette anisotropie peut être reliée à l'orientation des plans et des lignes d'écoulement de la péridotite. Ainsi, les méthodes tomographiques ne se restreignent plus à donner une image de la signature isotrope des variations de température et de composition, mais peuvent aussi aider à cartographier l'anisotropie induite par l'écoulement mantellaire sous la ride.

L'expérience MELT a été conçue pour cartographier la structure du manteau à grande échelle. Elle ne détecte donc pas les structures de quelques kilomètres de large découvertes par les études gravimétriques. Ses résultats préliminaires indiquent que l'axe de polarisation des ondes S rapides est toujours orienté dans une direction perpendiculaire à l'axe de la ride, avec des temps de déphasage variant de 0.8 à 1.4 s pour les instruments situés à moins de 25 km de l'axe. Ces temps augmentent, coté Ouest, au fur et à mesure qu'on s'éloigne de l'axe, jusqu'à des valeurs de 2 s, tandis qu'ils ne dépassent pas 1 s sur la plaque Nazca (coté Est) (Wolfe et al, 1997). Une réduction des vitesses moyennes est observée sur une vaste région, dont le centre est sans doute légèrement situé à l'Ouest de la ride (Toomey et al, 1997; Forsyth et al,

1997). Les variations de signal le long de l'axe sont moins contraintes à cause de la résolution limitée de l'expérience. Les premières indications montrent que les vitesses sont moins rapides à l'aplomb des régions où les volcans hors axe ("seamounts") sont les plus abondants, tandis qu'elles augmentent sous les traces des OSC (Forsyth et al, 1997). Aucune variation des directions de polarisation des ondes S rapides n'est détectée. Etant donné l'échelle adoptée, ces résultats sont difficiles à comparer avec les données de l'ophiolite d'Oman (figure I.1).

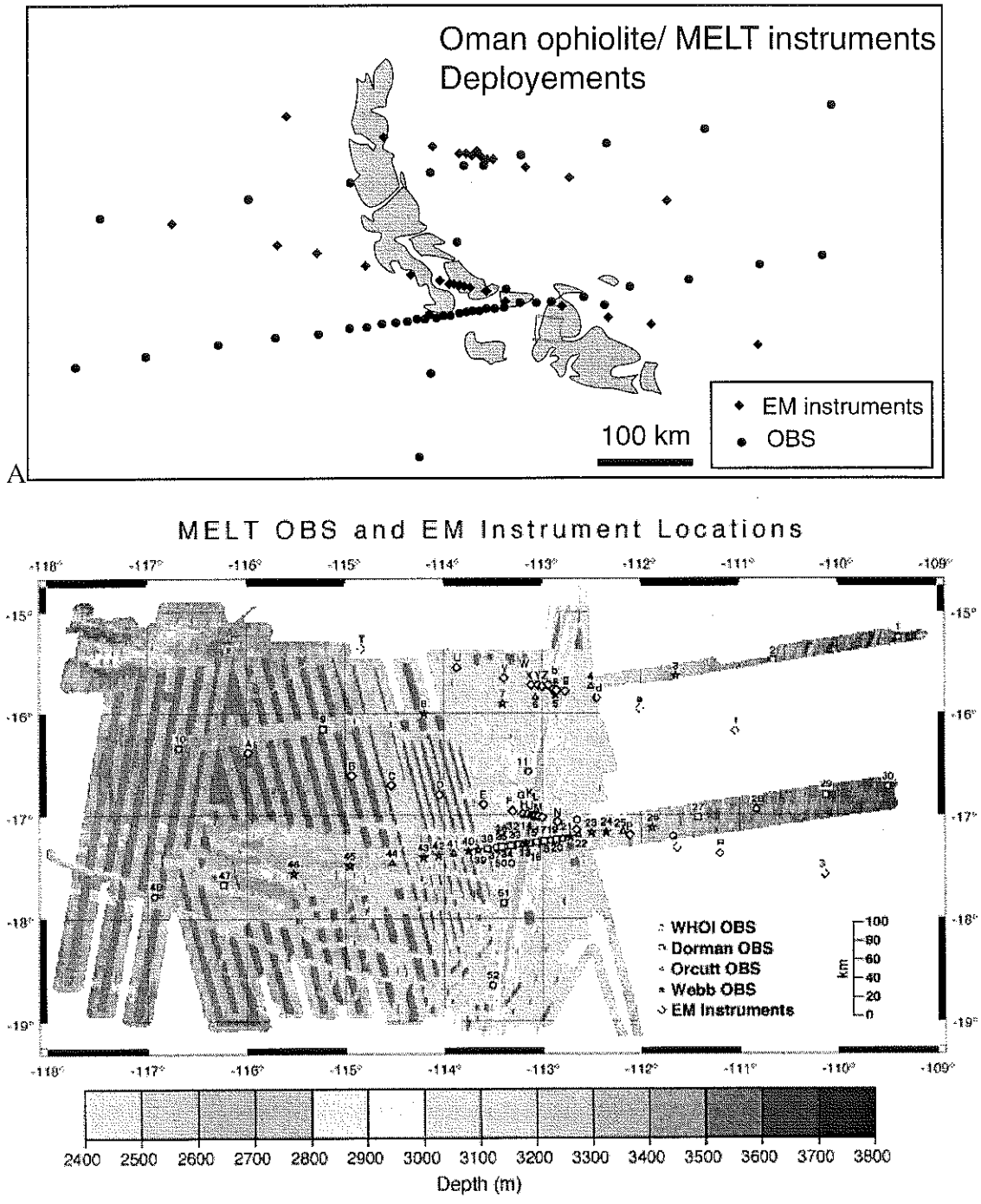


Figure I.1: échelles comparées de l'ophiolite d'Oman (A) et de l'expérience MELT (B).

A 9° 30'N sur l'EPR, Dunn et Toomey (1997, et publication en préparation) explorent, par l'analyse des ondes Pn, une surface de 40X30 km, sur une profondeur allant jusqu'à 4 km sous le Moho, ce qui constitue une échelle comparable à celle de nos cartes. Les temps de trajet de 90 tirs ont été recueillis sur 8 sites répartis de part et d'autre de l'axe. Ces données ont été comparées à des temps de trajets calculés pour des ondes traversant un modèle de la région explorée, composé d'environ 140 000 noeuds. Une vitesse moyenne et une anisotropie, de symétrie hexagonale (un axe rapide, et un plan perpendiculaire de vitesse lente), ont été assignées à chaque noeud. Ce modèle indique qu'une anisotropie régionale de 6-7% dont les axes rapides sont dirigés perpendiculairement à la ride, correspondant donc à un modèle d'écoulement 2D, permet de reproduire de façon satisfaisante les données, tandis qu'un modèle purement 3D, avec un flux radial, semble en contradiction avec les observations (figure I.2). La répartition des anomalies de vitesse lente indique cependant une distribution 3D du liquide magmatique, avec des variations de 2 à plus de 10% le long de l'axe (figure I.3), corrélées avec les variations de taille de la zone à faible vitesse dans la croute. Ce liquide centré sur l'axe aurait pour effet d'augmenter l'amplitude des " résiduels " calculés pour un modèle 2D, tandis que sa distribution irrégulière provoquerait la dispersion des points à la base du " V " dessiné par les résiduels. Les régions les plus riches en liquide sont de dimension similaire à la taille des diapirs cartographiés en Oman. Cette étude suggère que la circulation du magma sous le Moho est découplée de l'écoulement solide mantellaire.

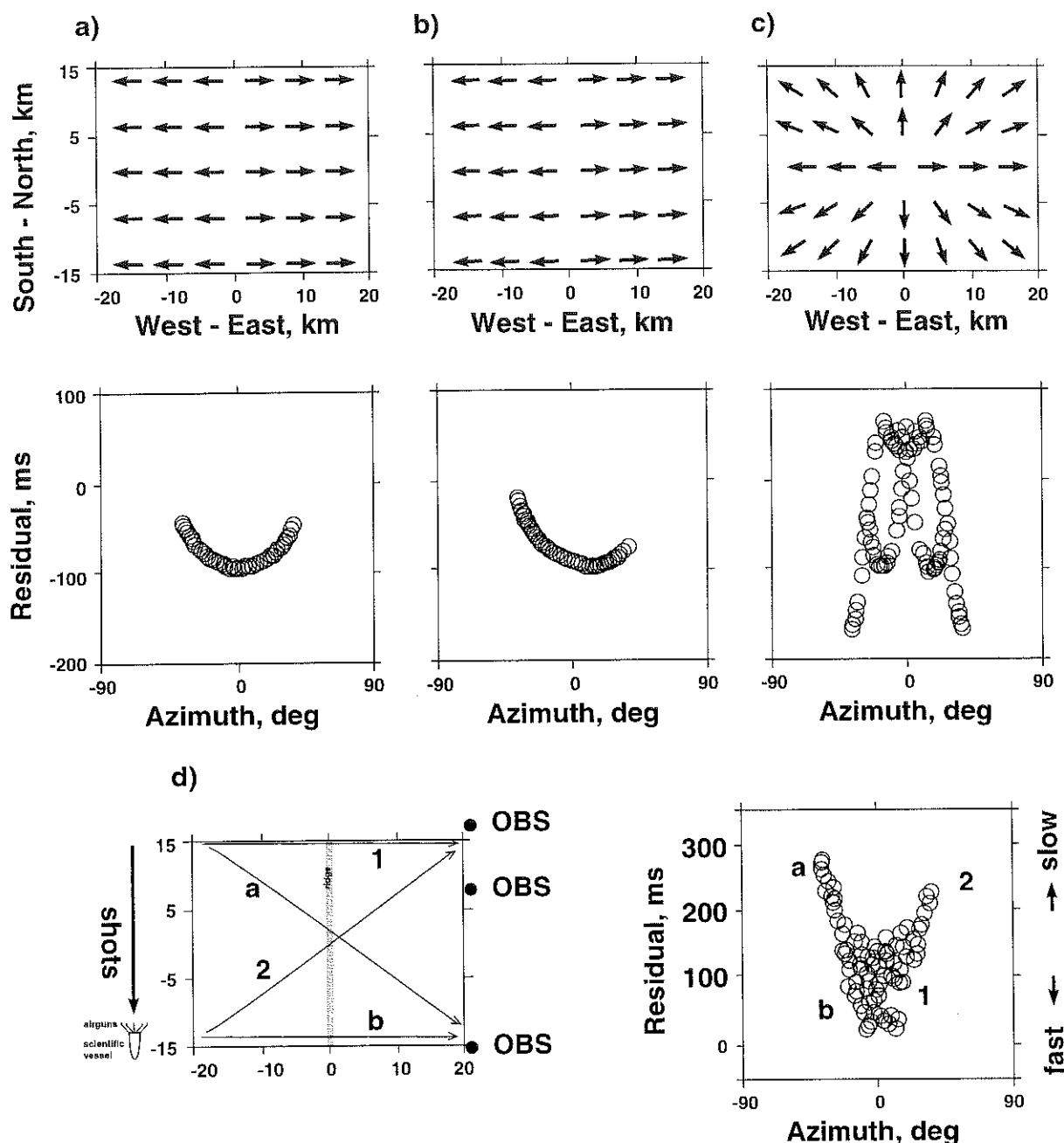


Figure I.2: temps résiduels pour un modèle purement 2D (a), pour un flux 2D avec une obliquité de 3° sur l'axe de la ride (b), pour un flux purement 3D, à grande échelle (c), et temps résiduels mesurés (d). Le temps résiduel représente le retard (quand il est positif) ou l'avance (quand il est négatif) qu'a pris une onde pour arriver du lieu de tir (shots) au receveur (OBS) par rapport à un modèle où la vitesse est isotrope. Les modèles a, b et c, ne contiennent que de l'écoulement horizontal, et sont calculés avec une fraction de liquide nulle. (adapté d'après Dunn et Toomey, en préparation).

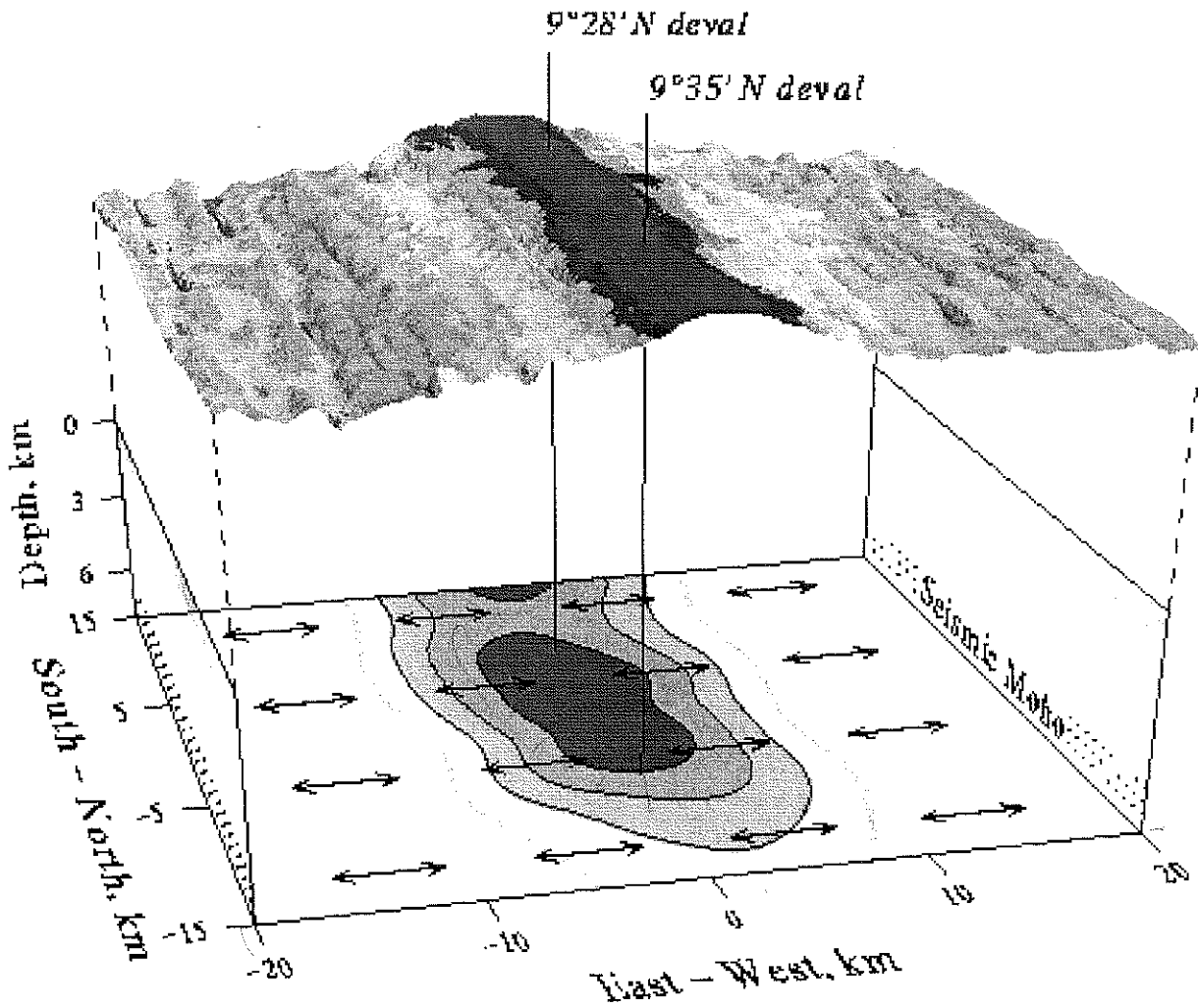
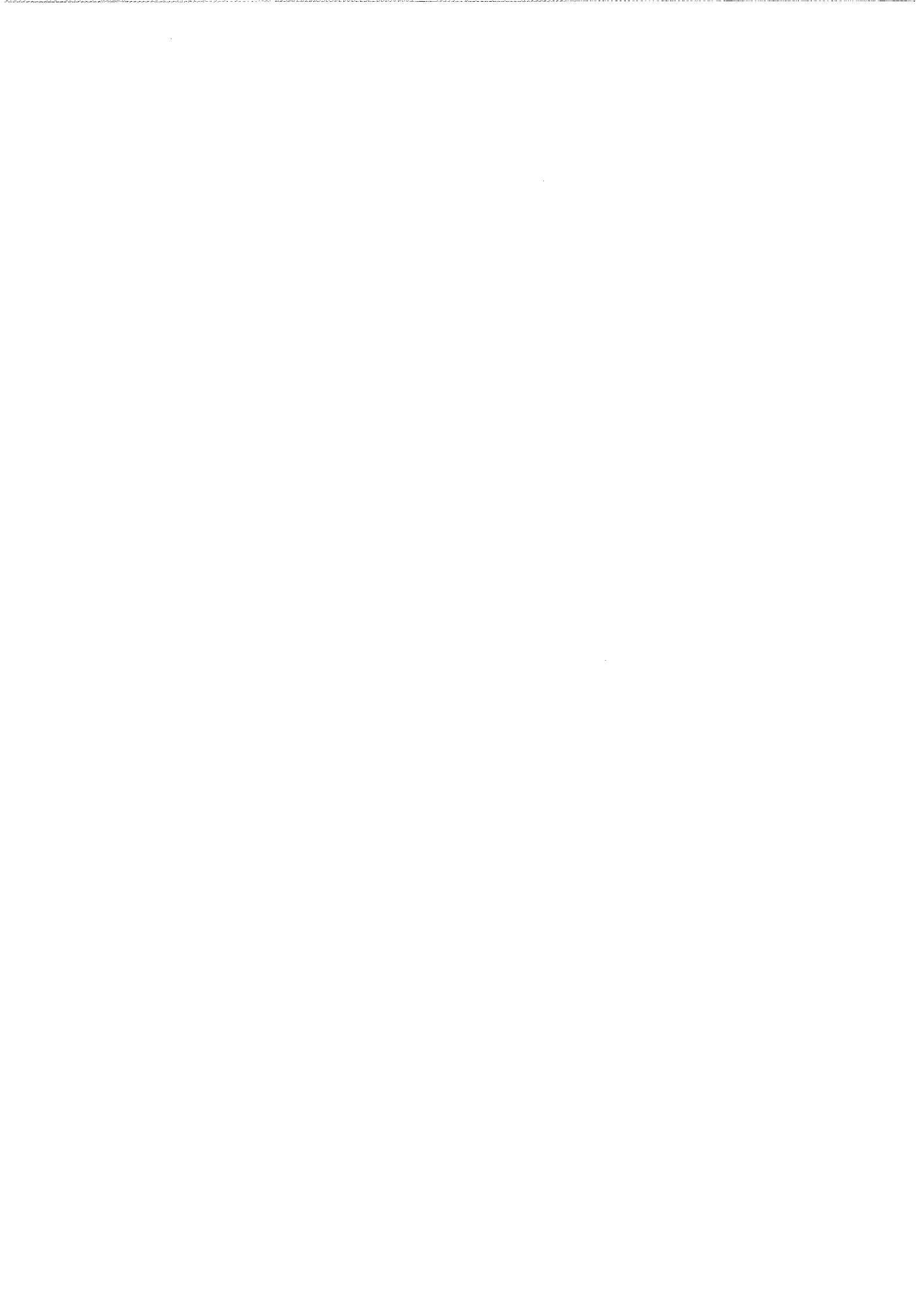


Figure I.3: résultat de l'imagerie tomographique de Dunn et Toomey (1997). Contours : -0.2 km/s; vitesse de référence : 8.2 km/s. Les régions en grisé contiennent probablement plus de 1% de liquide. Topographie exagérée cinq fois.



2ème partie

CHAPITRE II

II MICROSTRUCTURES, ET VITESSES DES ONDES SISMIQUES DANS LE MANTEAU

II.1 Calcul des vitesses de propagation d'une onde élastique

Un solide soumis à une contrainte subit une déformation. Tant que la contrainte appliquée ne dépasse pas le seuil élastique du solide, cette déformation est réversible et proportionnelle à la contrainte. La loi de Hooke décrit cette déformation élastique. Pour un corps isotrope, on a:

$$\sigma = C \varepsilon$$

σ étant la contrainte, ε la déformation, et C le coefficient de rigidité élastique. Pour un corps anisotrope, soumis à un tenseur de contrainte σ_{ij} , la loi de Hooke se généralise de la façon suivante:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl}$$

où i, j, k, l varient de 1 à 3. C_{ijkl} est un tenseur d'ordre 4 à 81 termes donnant les propriétés élastiques de l'espace référencé. En pratique, pour des raisons de symétrie, on a la simplification suivante:

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ji} \quad \varepsilon_{kl} = \varepsilon_{lk} \quad \text{donc } C_{ijkl} = C_{ijlk} = C_{jkl i} = C_{jilk}$$

Le nombre de termes indépendants se réduit donc à 36 termes. De plus, si l'on raisonne en termes d'énergie élastique, il peut être démontré que

$$C_{ijkl} = C_{klij} \text{ (Nye, 1972)}$$

Ce qui réduit à 21 termes indépendants le tenseur élastique. Si on s'intéresse au passage d'une onde sismique dans un minéral, la symétrie cristallographique permet encore de réduire le nombre de coefficients d'élasticité.

En combinant l'équation de Hooke avec la loi fondamentale de la dynamique (force = masse • accélération), on obtient l'équation de Christoffel:

$$\det | C_{ijkl} X_i X_j - \delta_{ik} \rho V^2 | = 0$$

Connaissant la matrice des coefficients élastiques, on a, pour chaque direction, trois solutions de l'équation de Christoffel, et donc trois ondes (V_p , V_{s1} , V_{s2}) se propageant à des vitesses différentes.

II.2 Calcul des coefficients de rigidité élastique

Les propriétés élastiques d'un monocristal ayant une orientation g dans le référentiel structural sont déduites de la multiplication des coefficients d'élasticité dans le référentiel cristallin par la matrice de rotation (g_{ij}) (Peselnick et al, 1974):

$$C_{ijkl} = g_{ip}g_{jq}g_{kr}g_{lt} C_{pqrt}$$

avec C_{ijkl} : coefficients élastiques dans le référentiel structural

C_{pqrt} : coefficients élastiques dans le référentiel cristallin (disponibles dans Barruol, 1993, par exemple).

Pour un polycristal, cette multiplication peut être généralisée à l'ensemble des orientations individuelles, déterminées lors de la mesure de la fabrique cristallographique. Le tenseur élastique du polycristal peut ensuite être calculé, en utilisant la méthode de Voigt (Déformation uniforme de l'échantillon), ou de Reuss (contrainte uniforme dans l'échantillon), ou l'approximation de Hill (1952) (valeur moyenne des coefficients de Voigt et Reuss). Ces méthodes ont récemment été discutées par Mainprice et Humbert (1994), et un programme interactif de calcul a été présenté par Mainprice (1990). Une nouvelle méthode dite " auto-cohérente " (Mainprice, 1997) permet de calculer les vitesses dans les cas où on inclut une fraction liquide de basalte dans la roche. Outre la fabrique cristallographique, on a alors besoin de la mesure de la forme moyenne (allongement des axes d'un ovoïde équivalent) et de l'orientation des inclusions fluides Les fondements de cette méthode sont exposés dans le paragraphe I.4..

II.3 Fabriques cristallographiques et vitesses sismiques dans les péridotites sans phase liquide

II.3.1 Présentation des échantillons

Dix sept fabriques cristallographiques d'olivine sont utilisées dans notre étude (tableau), ainsi que quatre fabriques d'orthopyroxène. Huit échantillons sont des harzburgites, trois des dunités, et huit des dunités " imprégnées " (c'est à dire contenant des clinopyroxènes et/ou des plagioclases) dont six sont étudiées en détail dans le paragraphe I.4 ; seize de ces échantillons proviennent de la région de Maqsad, le dixseptième (92OA2), une dunite imprégnée, provient de la région de Mansah. La répartition des échantillons de la région de Maqsad est présentée sur la figure II.1. Le référentiel structural est bien défini, et la texture est porphyroclastique, sauf pour les échantillons 95OD171 et 92OA2, de texture granulaire.

échantillon	type	J	% OPX	plongement linéation	VP moy km/s	Anisotropie
93OF21	harzburgite	9,6	10	75	7,9	9,6
93OF22	harzburgite	6,4	16	45	7,8	5,5
93OF23	harzburgite	6	15	75	7,8	7,3
93OF24	harzburgite	7,1	15	70	7,8	7,8
93OF25	harzburgite	8,4	10	70	7,8	7,7
96OF59	harzburgite	10,8	15	0	7,6	8,1
91OA159*	harzburgite	9	18	10	7,86	11,1
83OF2*	dunite	9,2	0	10	7,9	12,3
91OA130*	dunite imprégnée	6,7	0	20	8	9,9
94MA5	dunite	8,3	0	0?	8	12,4
95OD171	dunite imprégnée	4,8	8	?	7,8	4,2
91OA133*	dunite imprégnée	19,8	6	5	8,2	19,3
95OD159	dunite imprégnée	11	1	5	7,9	14,3
95OD21	dunite imprégnée	8,1	4	80	8	13,9
95OD89B	dunite imprégnée	6,1	1	0	7,95	10,5
95OD121	dunite imprégnée	6,1	0	30	7,9	9,8
92OA2	dunite imprégnée	5,7	0	?	7,9	5,9

tableau: récapitulatif des échantillons et des valeurs calculées. Les mesures de fabrique des échantillons marqué par (*) proviennent de Boudier et Nicolas (1995). V_p moy = vitesse moyenne; anisotropie = $(V_{\max} - V_{\min}) / V_{\text{moy}}$.

II.3.2 Fabriques cristallographiques

Les mesures de fabrique (figure II.2) ont été effectuées à l'aide d'une platine universelle à 5 axes, montée sur un microscope pétrologique. Toutes indiquent des systèmes de glissement de HT. On identifie les systèmes habituels $[100] (010)$ et $[100] (0kl)$ (Nicolas et Poirier, 1976), ainsi que le système moins répandu $[100] (001)$, observé dans deux échantillons de harzburgite à linéation redressée, au sein du diapir (93OF21 et 93OF22). Ce dernier système est connu dans des échantillons de la faille transformante de Garrett (à l'EPR) (Cannat, 1990), le site de Hess Deep (Boudier et al, 1996), et dans des dunites associées aux pods de chromite de l'ophiolite de

Nouvelle Calédonie (Cassard, 1980); c'est à dire dans des cas où la déformation s'accompagne d'une importante percolation de liquide magmatique. Dans ces conditions, favorables à la diffusion, la montée des dislocations et la migration de joints pourraient produire cette fabrique atypique (Boudier et al, 1996). L'échantillon 93OF23 se singularise par la présence d'un maxima de [100] proche de l'axe Y. Il semble en fait que la linéation, ait été mal déterminée sur l'échantillon, et qu'elle soit perpendiculaire au plan de la lame mince.

L'intensité des fabriques (index J) est calculée en utilisant la méthode de Bunge (1982) (voir I.4 et III.2).

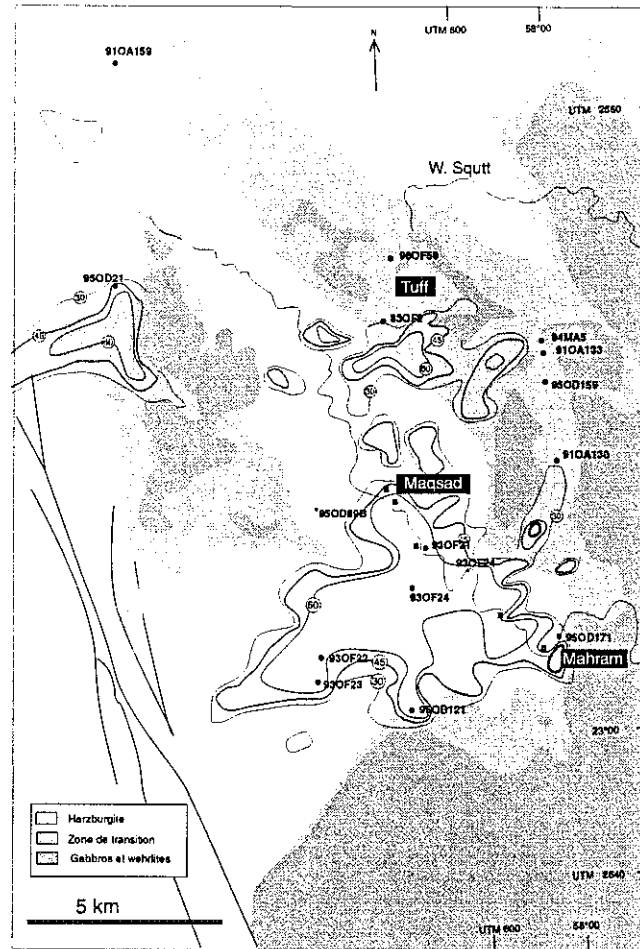


Figure II.1: répartition des échantillons étudiés dans la région de Maqsad.

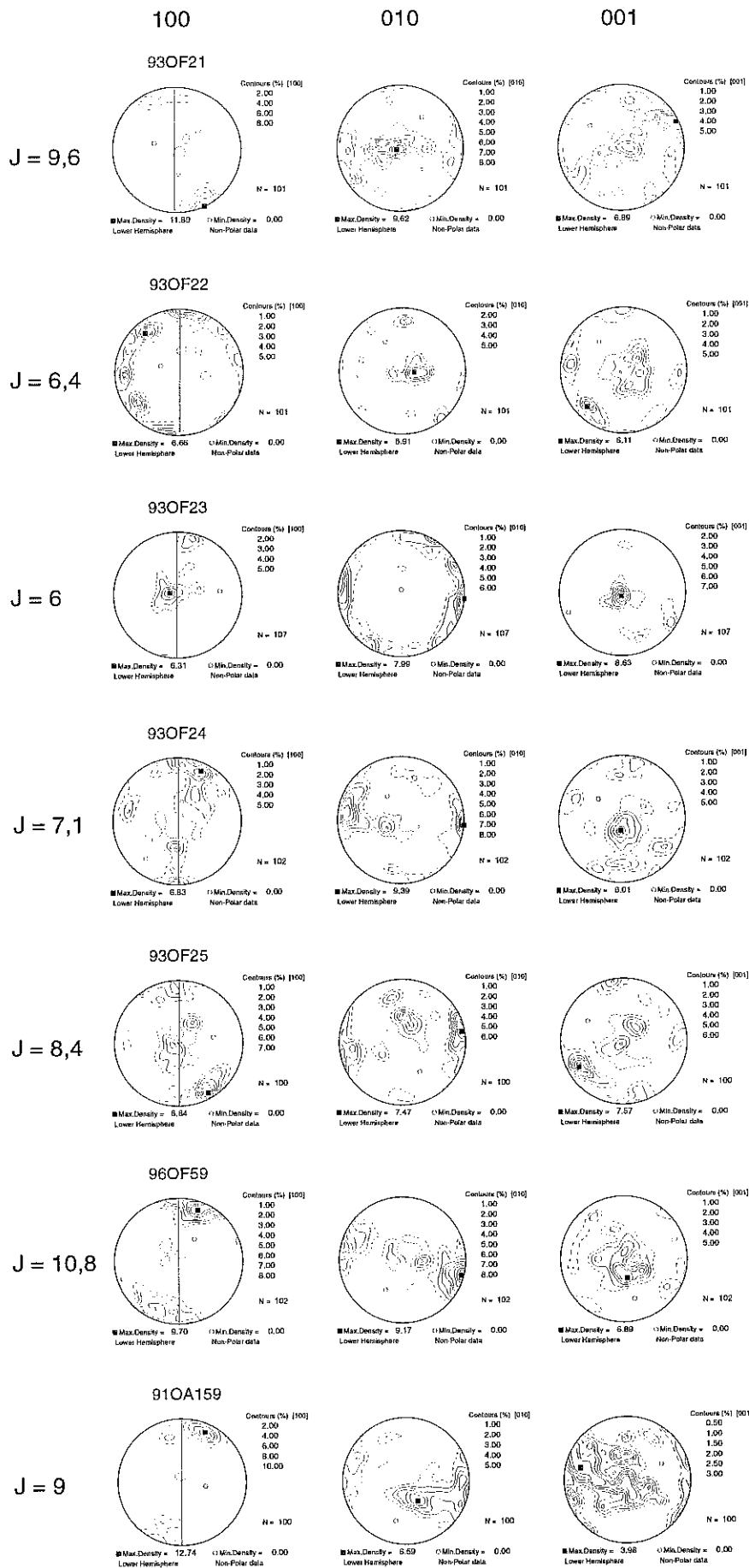


Figure 2.2: fabrication de l'olivine, et force de fabrication (index J) de 7 harzburgites de la région de Maqсад

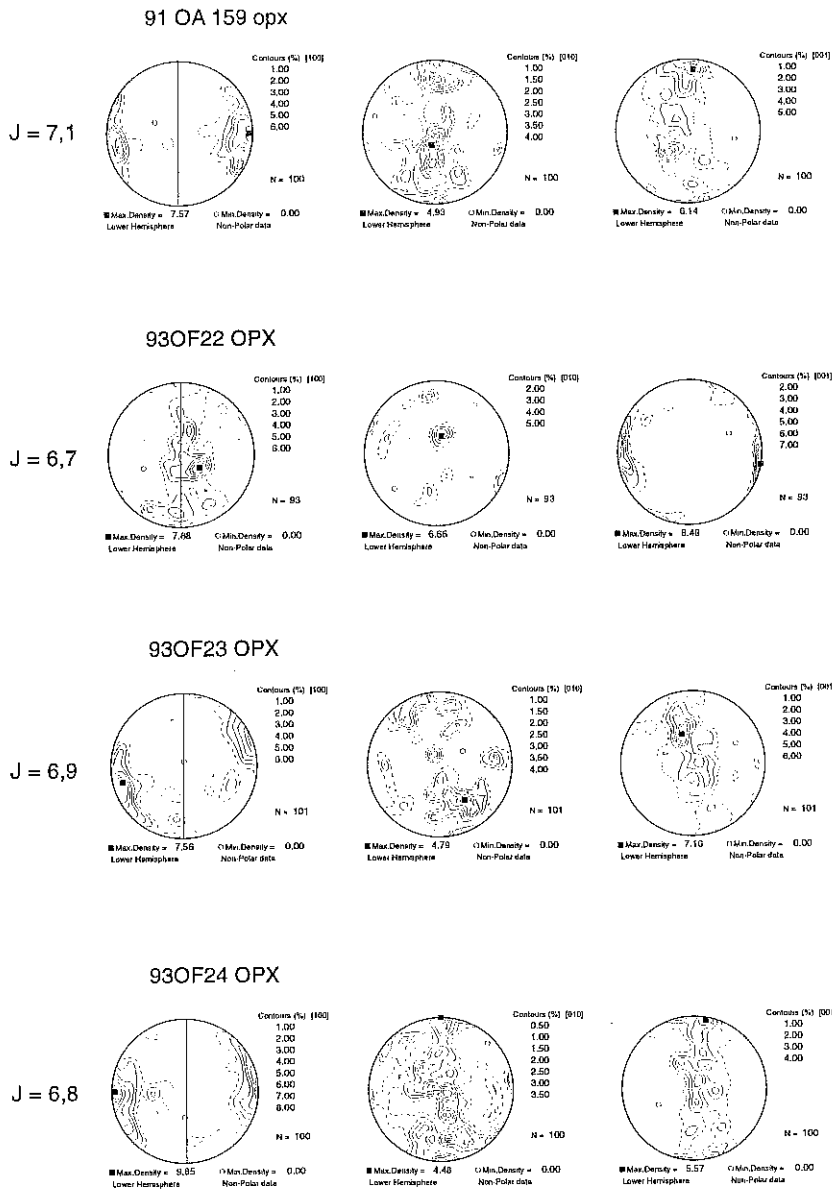


Figure 2.2 (suite):
fabriques
d'orthopyroxène de 4
échantillons de la
région de Maqsad

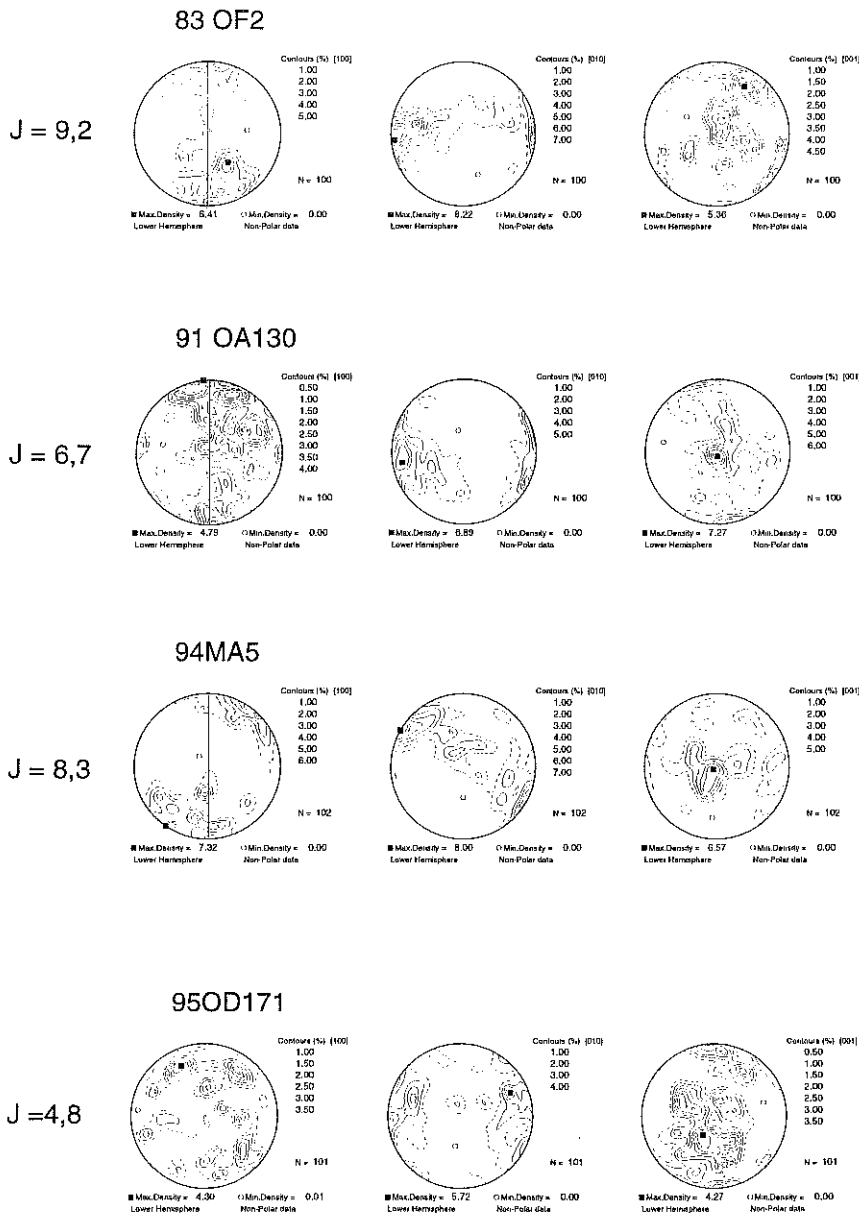
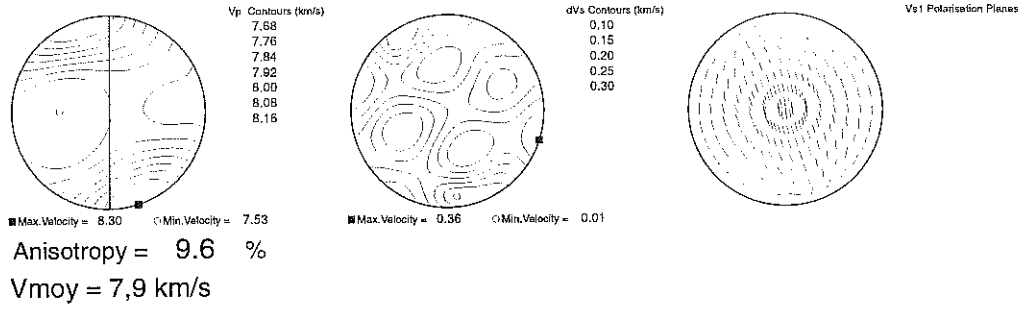
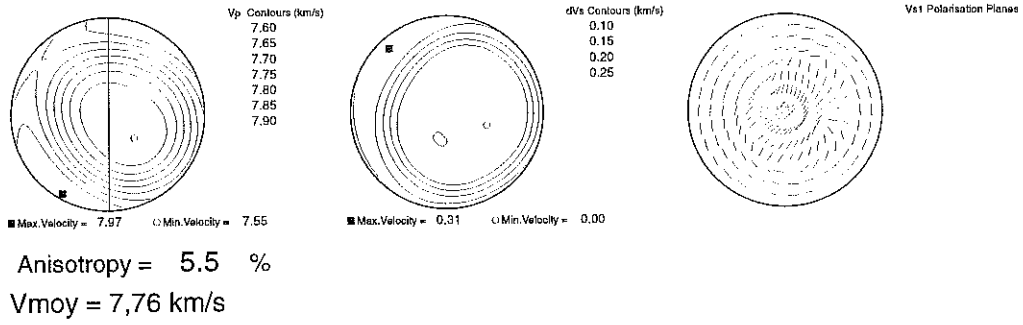


Figure 2.2 (suite): fabriques de 4 dunites de la région de Maqsad (la foliation n'est pas définie pour l'échantillon 95OD171)

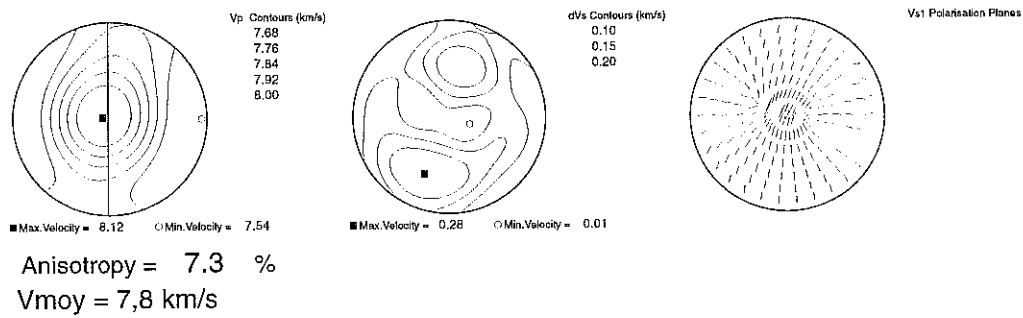
93OF21-VpG



93OF22-VpG



93OF23-VpG



93of24-VpG

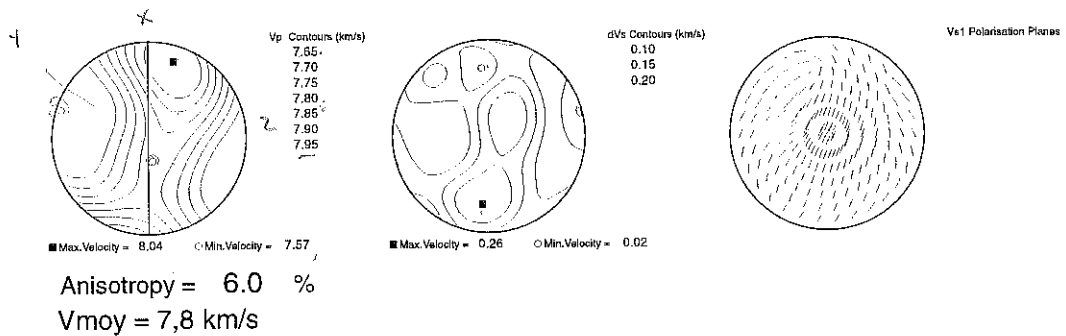
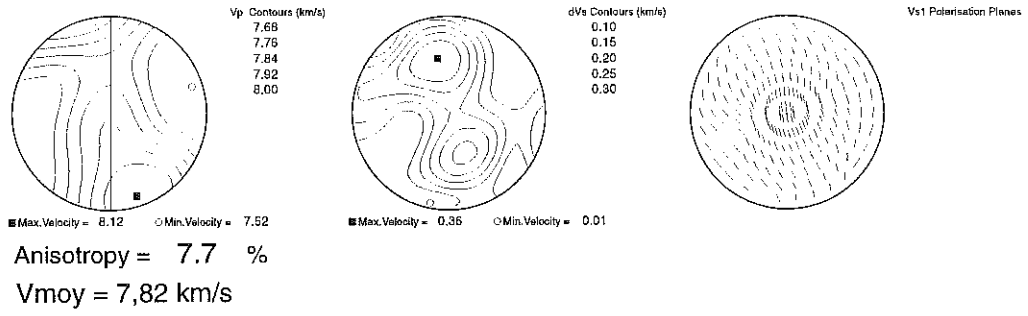
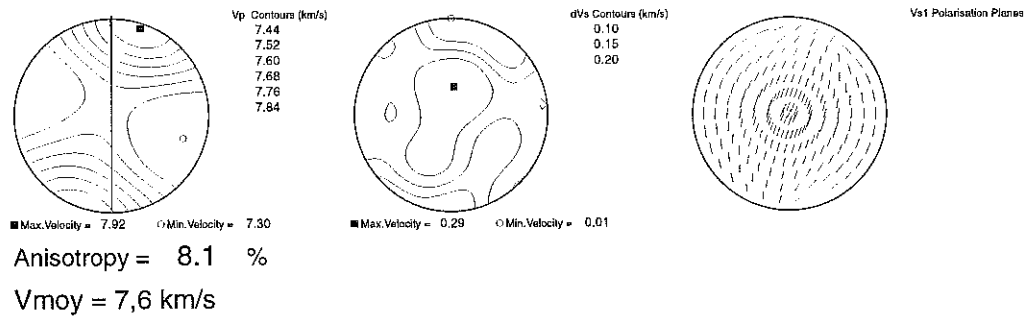


Figure 2.3: vitesses sismiques calculées à partir des fabriques de la figure 2.2

93of25-VpG



96OF59-VpG



91 OA 159-VpG

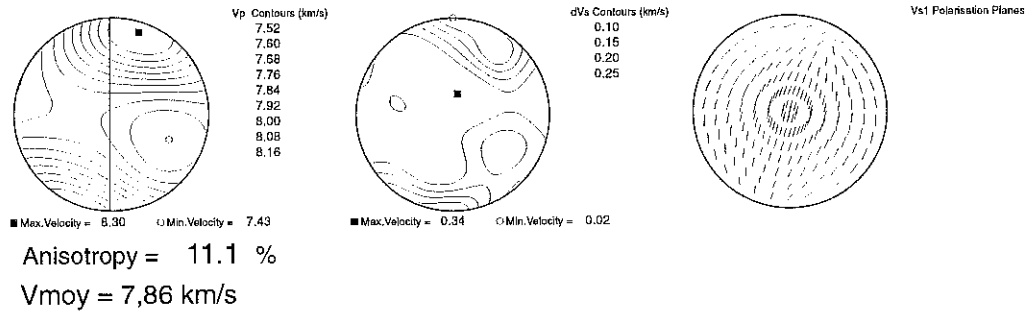
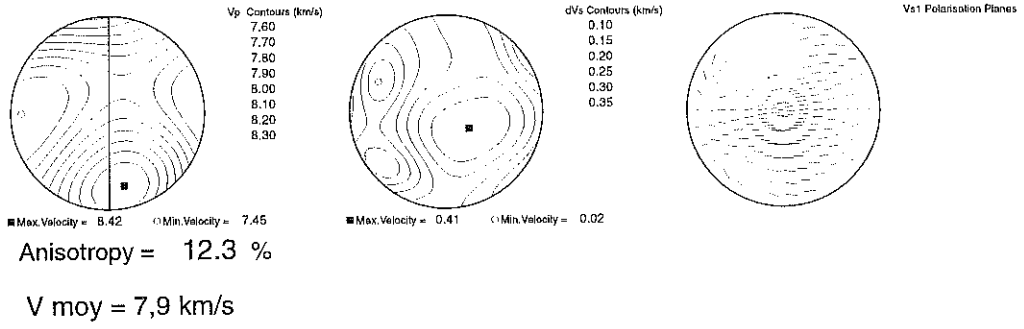
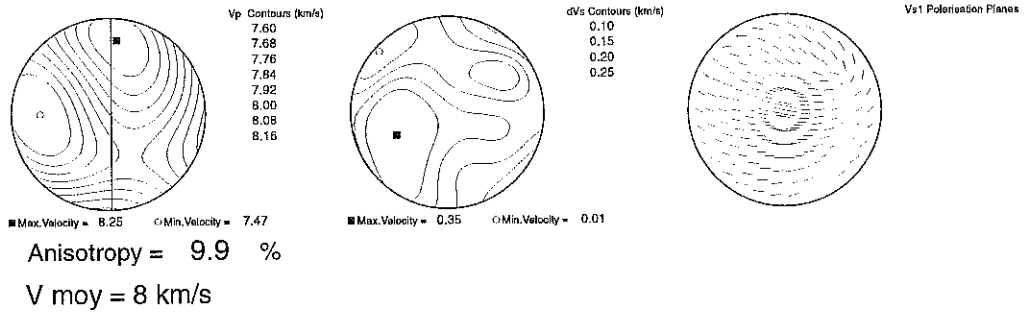


Figure 2.3 (suite)

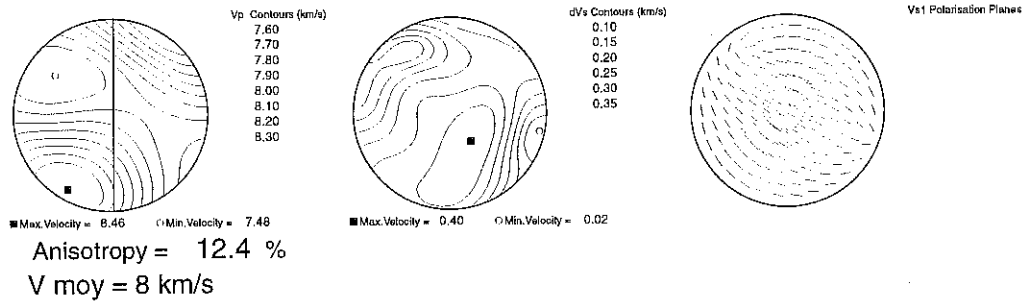
83 OF2 VpG



91 OA130 VpG



94MA5 VpG



95OD171 VpG

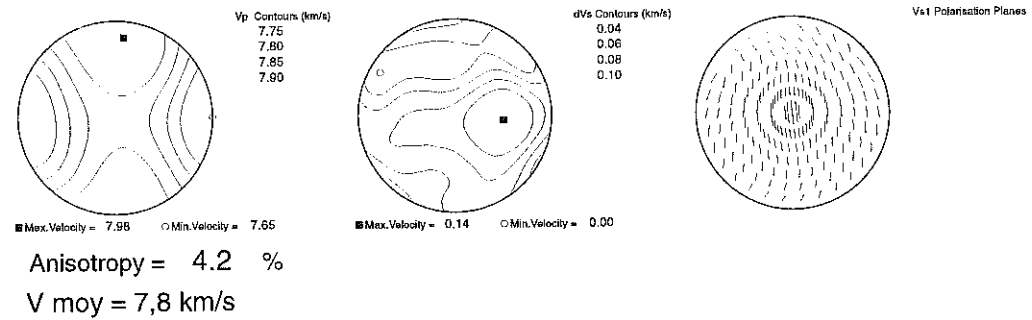
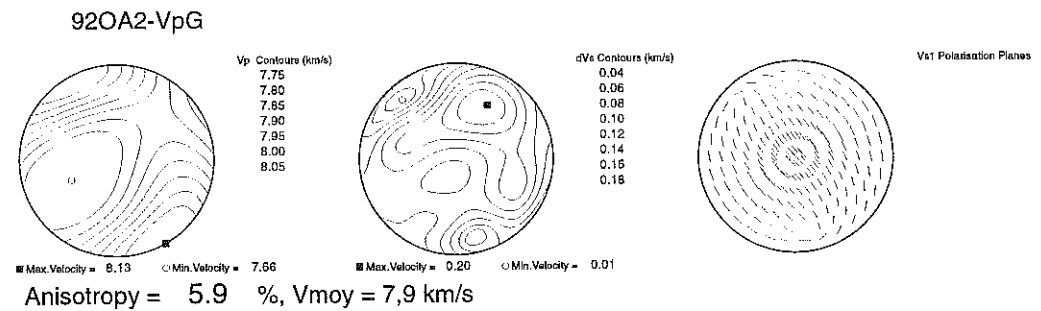
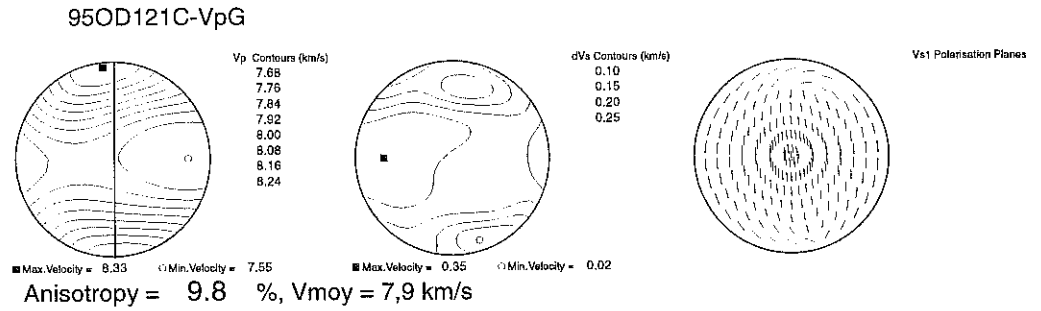
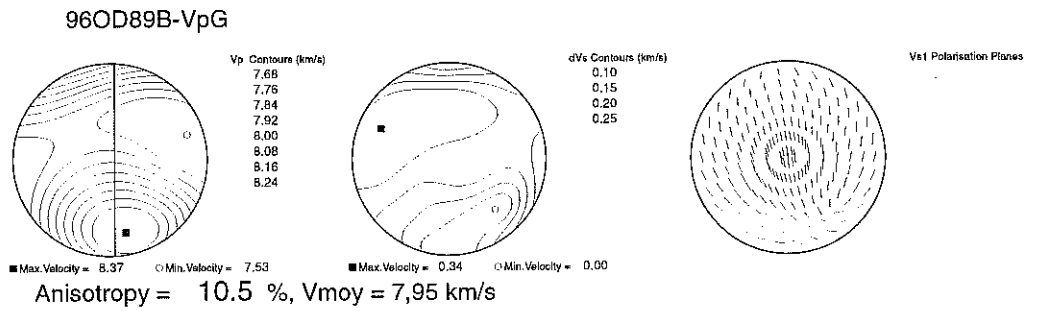
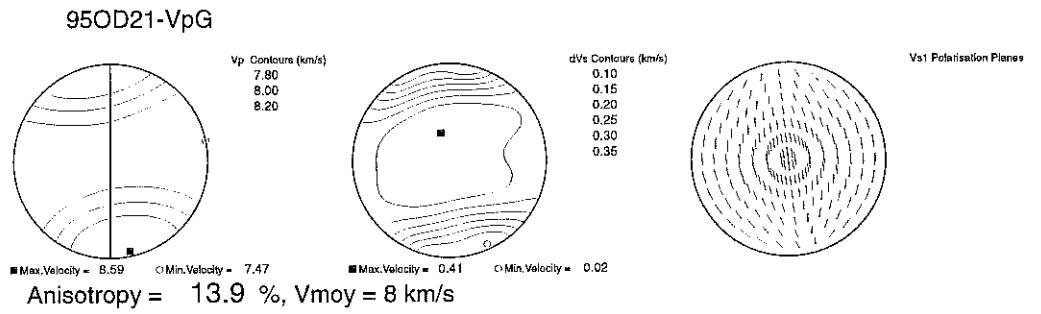
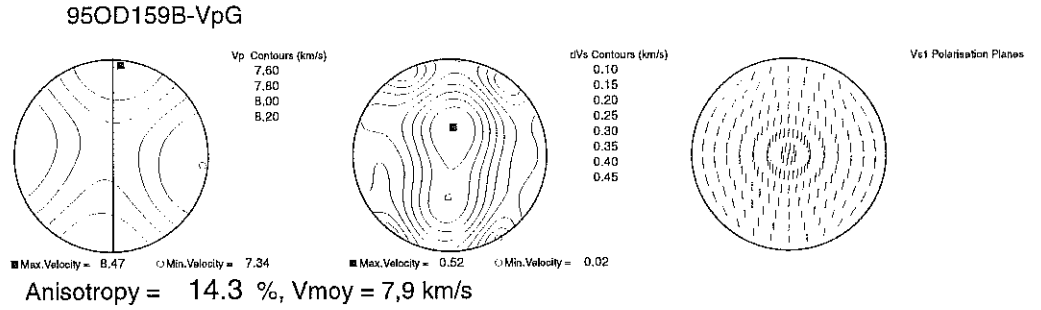
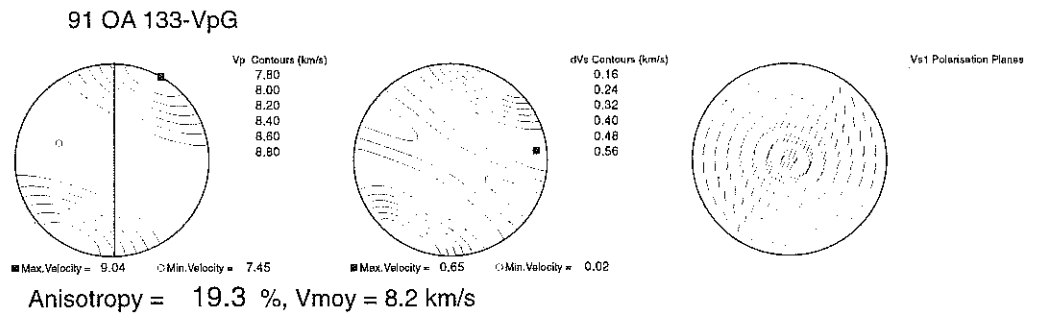


Figure 2.3 (suite)

Figure 2.3 (suite)
 (les fabriques d'origines
 sont présentées dans
 l'article qui suit)



II.3.3 Vitesses sismiques

Les vitesses sismiques des échantillons (figure II.3) ont été calculées à partir des fabriques, en tenant compte du pourcentage d'orthopyroxène dans le cas des harzburgites, suivant l'approche de Christensen (1984), Mainprice et Silver (1993) et Barruol et Mainprice (1993). Les compositions modales ont été estimées grâce à des chartes de pourcentage et/ou une analyse d'image sommaire sur une ou deux lames minces. Par comparaison de différentes lames minces d'un même échantillon on estime l'erreur à $\pm 5\%$. Le pourcentage de l'orthopyroxène varie entre 0 et moins de 20% (l'olivine constituant le reste de la roche). Dans les cas où la fraction d'orthopyroxène est inférieure à 15%, sa fabrique n'a pas été mesurée, et un fichier de fabrique isotrope a été utilisé, l'expérience montrant que l'effet de la fabrique de cette phase devient alors minime. Les coefficients élastiques utilisés sont ceux de Kumazawa et Anderson (1969) pour l'olivine, et ceux de Weidner et Vaughan (1982) pour l'orthopyroxène. La méthode de Hill a été adoptée pour le calcul des coefficients des agrégats polycristallins, car elle donne les résultats les plus réalistes, en dépit de son manque de justification théorique (Mainprice et Humbert, 1994).

Les échantillons présentent une anisotropie des ondes P et S qui augmente avec la force de la fabrique de l'olivine. Dans le cas des harzburgites, la présence d'orthopyroxène abaisse l'anisotropie par rapport à aux dunites ayant la même force de fabrique.

II.3.3.1 Ondes P

Les ondes P présentent un maximum de vitesse proche de la linéation (axe structural X), ou plus précisément parallèle au maximum de l'axe [100]. Le minimum de vitesse correspond à l'axe [010], c'est à dire qu'il est proche de la perpendiculaire à la foliation (axe structural Z). L'axe structural Y possède parfois une vitesse intermédiaire entre la vitesse maximum et la minimum (l'échantillon 93OF24 est un exemple) ; on dit dans ce cas que la structure sismique est orthorhombique. Dans d'autres cas, la différence de vitesse entre les axes Y et Z est minime (par exemple pour 91OA133), la structure sismique est alors hexagonale. L'échantillon 93OF22 présente un cas atypique de symétrie approximativement hexagonale, où les axes X et Y ont des vitesses similaires, l'axe Z correspondant à un minimum bien individualisé. Les vitesses maximums varient de 7,9 à 8,3 km/s pour les harzburgites, de 8 à 9 km/s pour les dunites, les vitesses minimums varient de 7,3 à 7,6 km/s pour les harzburgites, de 7,3 à 7,7 km/s pour les dunites. Les anisotropies varient de 5,5 à 11 % pour les harzburgites (avec une moyenne de 7,9 %), et de 4 à 19 % pour les dunites.

II.3.3.2 Ondes S

Le calcul des vitesses V_{s1} et V_{s2} , permet d'établir, en projection stéréographique, la biréfringence ($dV_s = V_{s1} - V_{s2}$) des échantillons (figure II.2b), et la vitesse moyenne des ondes S ($V_m = (V_{s1} + V_{s2})/2$) dans chaque direction. A partir de ces données, et de l'orientation des structures pénétratives, on peut calculer le déphasage des ondes S télé-sismiques (SKS) en estimant l'épaisseur anisotrope traversée par l'onde et en utilisant la relation :

$$dt = L \, dV_s / V_m^2$$

où dt est le déphasage, L l'épaisseur de la région anisotrope, dV_s la biréfringence, et V_m la vitesse moyenne des ondes S (Mainprice et Silver, 1993). La figure II.2b montre que la biréfringence est minimale dans la direction de la linéation. Les ondes SKS se propagent verticalement à l'aplomb des seismomètres enregistreurs, on s'attend donc à des déphasages très faibles dans le cas de linéations verticales. La biréfringence est généralement maximale autour de l'axe Y, le déphasage devrait donc être maximal pour une foliation redressée et une linéation horizontale, une situation courante dans les chaînes de montagne (Vauchez et Nicolas, 1991) mais géologiquement peu probable dans un contexte de ride océanique si ce n'est peut être à l'axe même de la ride.

II.3.4 Discussion

II.3.4.1 Ondes P

L'anisotropie calculée, de 7,9% en moyenne pour les harzburgites, est légèrement supérieure à celle déduite des études océaniques (3 % pour Talandier et Bouchon, 1979; 6-7 % pour Dunn et Toomey, 1997). Une explication peut provenir du fait que nos calculs ne prennent en compte que la composition modale et les orientations cristallographiques. D'autres facteurs peuvent affecter cette anisotropie: filons, altération, problèmes de transfert d'échelle entre l'échantillon et l'étude d'une région où les structures ne sont pas forcément bien alignées.

Par ailleurs les vitesses moyennes calculées pour les échantillons de harzburgite (autour de 7.8 km/s) sont largement inférieures à celle utilisée comme référence dans l'étude de Dunn et Toomey (1997) (8.2 km/s).

Les conséquences de ces différences sur les images tomographiques sont difficiles à estimer directement, et ne pourront être considérées qu'en utilisant les données issues de l'étude de l'ophiolite dans des modélisations sismologiques.

II.3.4.2 Ondes S

Les dunites ne représentant, au mieux, que les 500 mètres supérieurs de la section mantellaire, nous ne les faisons donc pas intervenir dans les calculs de déphasage. Si l'on calcule un déphasage en considérant que tout le manteau supérieur (environ 400 km) représente le domaine anisotrope (e.g. Kanushima et Silver, 1992), et qu'en dehors de l'axe de la ride, la foliation reste uniformément horizontale, avec des fabriques similaires à celles mesurées, on obtient des temps de déphasage irréalistes (supérieurs à 4 s!). Plusieurs explications sont possibles. L'épaisseur anisotrope peut être inférieure aux 400 km de manteau supérieur. Dans un modèle où le manteau est passivement tiré par la lithosphère sus jacente, il se développe une zone de cisaillement à la limite lithosphère-asthénosphère, qui constitue le principal domaine anisotrope, et dont l'épaisseur dépend de l'âge de la lithosphère, c'est à dire du temps pendant lequel le cisaillement à la limite lithosphère-asthénosphère a été actif (Tomasi et al, 1996). On a ainsi un niveau anisotrope de 180 à 250 km d'épaisseur pour une lithosphère de 180 Ma. Ce modèle explique de façon satisfaisante les temps de déphasage enregistrés loin de l'axe mais ne peut être invoqué pour les stations situées à moins de 25 km de l'EPR, où l'épaisseur de cette zone de cisaillement n'est pas encore suffisamment développée. Il est clair que les fabriques mesurées dans les 3 premiers kilomètres sous le Moho ne sont pas représentatives du domaine anisotrope sous jacent, et que les orientations des plans et des lignes d'écoulement peuvent varier avec la profondeur. En particulier, le flux vertical, induisant un faible déphasage, pourrait dominer en profondeur.

Si l'on calcule l'épaisseur anisotrope à partir de nos fabriques et des temps de déphasage mesurées durant l'expérience MELT, avec une foliation horizontale on trouve une épaisseur allant de 65 km (déphasage: 1s; biréfringence: 0.3 km/s; V_m : 4.5 km/s) à 280 km (déphasage: 2s, biréfringence: 0.15 km/s; V_m : 4.6 km/s), selon les échantillons.

II.4 Etude de la forme du plagioclase et du clinopyroxène, et vitesses sismiques dans les péridotites contenant une phase liquide

Dans la première partie de ce travail, nous avons vu que dans un centre d'expansion océanique, le magma pouvait se concentrer au sommet d'un diapir en formant une épaisse zone de transition sous le Moho. Ce liquide est susceptibles d'affecter fortement la structure sismique des niveaux les plus superficiels du manteau, qui sont étudiés par les ondes Pn (Dunn et Toomey, 1997). L'influence du liquide sur les ondes P dans le manteau est étudié dans l'article qui suit (soumis à EPSL).

**MELT TOPOLOGY AND SEISMIC ANISOTROPY IN MANTLE
PERIDOTITES OF THE OMAN OPHIOLITE**

D. Jousselin, et D. Mainprice

Article soumis à E.P.S.L.



MELT TOPOLOGY AND SEISMIC ANISOTROPY IN MANTLE PERIDOTITES OF THE OMAN OPHIOLITE

David Jousselin* and David Mainprice

Laboratoire de Tectonophysique, CNRS UMR 5568, Université
Montpellier II, Montpellier, France
fax: (0033) (0)4 67 14 36 03

email:

* corresponding author: jousse@dstu.univ-montp2.fr

second author: david@dstu.univ-montp2.fr

Abstract

This paper presents measurements of plagioclase and clinopyroxene inclusions, assumed to represent frozen melt phases, in peridotites of the uppermost mantle section of the Oman ophiolite. The plagioclase and clinopyroxene are devoid of any intracrystalline deformation in all samples. In contrast, the olivine has recorded a high temperature plastic deformation, with a different intensity for each sample, as indicated by the different strengths of the crystallographic preferred orientation (C.P.O.) of the olivine grains. Individual melt pockets are first described by ellipses in two dimensions. We show that melt pockets are more elongated when they have a larger area, and that they are preferentially oriented parallel to the lineation (the X structural axis) of the sample, with a better defined preferred orientation for samples which have a stronger C.P.O.. In a second step, an average melt phase shape is defined in three dimensions for each sample, using the technique of image autocorrelation. The average shape is nearly spherical for the samples with weak C.P.O.s, and it is an ellipsoid, with a long axis parallel to X and the short axis parallel to Z (normal to the foliation), for samples with strong C.P.O.s. The long axis of the ellipsoid has a length of 3 times the short axis (Z) for the sample with the strongest C.P.O.. We use an anisotropic differential effective medium method to estimate the in-situ seismic properties of the partially molten upper mantle peridotites. The melt pockets were modelled as basalt filled inclusions with the average shape and orientation given by the image analysis. The C.P.O. of the olivine crystals was used to calculate the elastic properties of the anisotropic background medium. The

calculated P-wave seismic anisotropies ranged from 5 to 15 % with the anisotropy increasing with the C.P.O. strength and melt fraction. The maximum P-wave velocities are found along X with velocities above 8 km/s at 0% melt fraction and an average 0.5 km/s reduction for a 10% melt fraction. The minimum P-wave velocities are found along Z with velocities generally below 7.5 km/s at 0% melt fraction and an average reduction of 0.8 km/s for a 10 % melt fraction.

keywords: mantle, melt, seismic anisotropy, topology.

Introduction

The melt distribution at present day mid Ocean ridges is mainly derived from the interpretation of seismic velocities (e.g. [1]). A key to the seismic interpretation is the relationship between melt fraction and seismic velocity. To date most studies addressing the problem of seismic velocity and melt distribution in the upper mantle have assumed that the solid background medium (peridotite) has isotropic properties (e.g. [2-4]) and the melt filled inclusions have a random shape preferred orientation (S.P.O.). We will present observations on selected samples from an extensive field mapping of the Oman ophiolite, known to be a paleo mid ocean ridge environment (e.g. [5]), which reveals that the olivine crystals have moderate to strong crystallographic preferred orientation (C.P.O.) and the melt phase has a weak to strong S.P.O.. The preferred orientation of olivine results in an anisotropic elastic background medium. A second elastic anisotropy is introduced by the S.P.O. of the melt inclusions. To model such a complex system, Mainprice [6] introduced a general tensorial differential effective medium approach which specifically allows the role of the fluid phase to be taken into account by using Gassmann's poro-elastic theory as in previous isotropic methods [3, 4, 7]. Using this method and the measured C.P.O. of olivine, and S.P.O. of melt inclusions for samples from the uppermost mantle section of the Oman ophiolite we will present a set of predicted P-wave velocity as a function of melt fraction.

Waff and co-workers established that surface tension between crystalline grains and the melt determine the melt distribution [8, 9]. In the case of an isotropic crystalline medium, the predicted melt distribution is an interconnected network of tubules along grains edge intersections [10]. However, the melt distribution in experimentally produced partial melts differs substantially from the tubule geometry [11, 12]. Melt inclusions of the micrometer scale are often elongated along grain boundaries, forming pockets wetting several grains. In the partially molten peridotites deformed at a differential stress of 40 MPa, melt wets most grain boundaries with no preferred orientation [13]. At differential stresses greater than 100 MPa, Bussod and Christie [14] found a network of melt channels oriented at an angle of 30° to the compression axis (σ_1); at similar conditions, Daines and Kohlstedt [15] also found melt pockets subparallel to σ_1 , but noted that annealing can redistribute melt perpendicularly to σ_1 . Little is known about the shape and distribution of melt inclusions in mantle peridotites which

experienced natural deformation, and no model exists to predict the distribution of fluids in an anisotropic polycrystalline aggregate. In the absence of such data, this paper presents measurements of plagioclases and clinopyroxenes (Cpx) inclusions assumed to represent melt phases in dunites and depleted harzburgites from the uppermost mantle section in the Oman ophiolite. Following Faul et al [12] and Daines and Kohlstedt [15] individual measurements of the equivalent ellipse of the inclusions in a two dimensional section are presented. Average aspect ratios and orientations are measured using autocorrelated images of the melt phase in petrological thin sections. Influence of the strength of the olivine crystallographic fabric on the melt distribution is discussed and the results are used to calculate anisotropic seismic velocities.

Melt topology fossilisation

Plagioclase and Cpx impregnated peridotites dredged on the EPR [16-18] or outcropping in the Oman ophiolite [19, this study] are interpreted as the result of crystallisation of a trapped melt which was percolating in the very shallow mantle. It is observed that olivine and orthopyroxene (Opx), when present, exhibit sharp sub-boundaries indicative of high temperature intracrystalline deformation, and strong crystallographic fabrics produced by large asthenospheric plastic strain (figure 1); in contrast, the plagioclase and Cpx crystals (figure 2) are devoid of any intracrystalline deformation. Plagioclase and Cpx are therefore unlikely to have crystallised at the same time the peridotite was deformed. The fact that they form clots which shape is related to the olivine slip direction suggests that, during deformation, melt can form pockets which are sometimes filled by plagioclase and Cpx, fossilising the melt topology when the peridotite enters the thermal conductive boundary layer and asthenospheric deformation ceases. In the following paragraphs, plagioclase and Cpx clots will be called « melt pockets ». However, we must make some reserves about this designation. First, it is possible that the melt also precipitated olivine crystals which are not distinguishable from the olivine matrix. Second, some dunites are devoid of any melt trace although they result from the reaction between percolating melt and harzburgite (e.g. [20-22]), and geochemical data suggest that the plagioclase and Cpx crystals only represent 5 to 25 % of the liquid which was percolating in the peridotites [23; Kelemen, pers. comm.]. Therefore the plagioclase and Cpx fraction will be called « melt fraction » here

as it is the only direct measurable quantity, although it cannot be used as a direct estimate of the « true » melt fraction which was certainly highly variable in space and time.

Location and brief description of the samples

The Maqsad area of the Oman ophiolite is believed to be representative of a paleospreading-center below a fast spreading ridge [5, 24, 25]. It is characterised by a mantle diapir with vertical mantle flow rotating to horizontal within a 100 to 500 metres thick Moho transition zone sandwiched between the mantle harzburgites and the crustal gabbros [19]. The transition zone is composed of harzburgites, "dry" and "melt impregnated" dunites with interlayered gabbro lenses. Samples generally exhibit a foliation plane corresponding to the plane of mineral flattening, i.e. the X Y plane of the deformation ellipsoid [26] and a lineation parallel to X. Because of the large strain experienced by the peridotites, the foliation and the lineation only have a slight obliquity with respectively the flow plane and the flow line. Our investigation is based on measurements of six samples from the Moho transition zone in the Maqsad area, which have been chosen as function of their crystallographic fabric, modal composition and structural position. All samples have a low degree of serpentinisation (<30%) which is essential for quantitative image analysis. In all samples, olivine and Opx grain size ranges from 0.5 mm to 4 mm, with an average around 2 mm.

Sample 91OA133: depleted harzburgite and dunite interlayered at centimetre scale from a zone of horizontal flow. The texture is High-Temperature (HT) porphyroclastic [27]. The specimen records the transition from harzburgite to dunite through incongruent dissolution of Opx in a migrating melt. Melt is now represented by concordant beads of plagioclase. The crystallographic and shape fabrics are very strong.

Sample 95OD159: dunite from a zone of horizontal flow with a HT porphyroclastic texture. The melt is represented by concordant beads of plagioclase and Cpx. The crystallographic and shape fabrics are very strong.

Sample 95OD21: depleted harzburgite-dunite from a zone of vertical flow with a HT porphyroclastic texture. The specimen records the transition from harzburgite to dunite, in a similar manner to 91OA133. Melt is represented by concordant beads of Cpx. The crystallographic and shape fabrics are strong.

Sample 95OD89: dunite from a zone of horizontal flow with a HT porphyroclastic texture. The melt is represented by concordant beads of plagioclase and Cpx. The crystallographic and shape fabrics have a moderate strength.

Sample 95OD121: dunite from the zone of rotation between vertical and horizontal flow at the top of the mantle diapir with a HT porphyroclastic texture. The melt is represented by approximately concordant beads of plagioclase and Cpx. The crystallographic and shape fabrics have a moderate strength.

Sample 92OA2: dunite from a zone of strong melt impregnation at the top of the diapir with a HT granular texture [28]. The melt is represented by plagioclase pockets. The crystallographic and shape fabrics are weak comparatively to other samples, with the foliation and the lineation being difficult to define. This type of sample is rather uncommon in the Maqсад area where a HT plastic strain is recorded everywhere. The sample site may be interpreted as a place where a large melt fraction was introduced in the last stages of the ridge accretion, destroying the peridotite solid framework. This melt has not been compacted and transposed before the ridge was sampled to become an ophiolite. One can note the similarity of melt topology in this sample (figure 2) with, for example, the one shown in the figure 5b of Bussod and Christie [14] or the figure 1b of Daines and Kohlstedt [15] although they are at a scale one order of magnitude smaller.

Crystallographic fabrics

Crystallographic fabrics have been measured using an optical petrological microscope equipped with a 5-axis universal stage. Following Mainprice and Silver [29], we calculated the J index, defined by Bunge [30] as the strength of a crystallographic fabric, to compare the data of our 6 samples. The J index of olivine fabrics has been shown to increase with finite strain in axial compression [29]. Results are presented on figure 1. In the following description, we present the fabric data as pole figures. The right handed orthogonal reference frame is the lineation (X), the normal to the foliation plane (Z) and the normal to these two directions (Y). All olivine fabrics have a (100) pole figure with a single point maximum which is adjacent to the grain shape lineation (X); it may also be true for the sample 92OA2, as the definition of lineation and foliation is uncertain, if X is N-S on the pole figure as seems likely. The four fabrics of the top of figure 1 also have a [010] single point maximum perpendicular to the

foliation (parallel to Z). With decreasing fabric strength, the fabrics become more diffuse and the maxima less defined. A plot of the fabric strength versus the « melt fraction » (figure 3) shows no clear relationship, although the lowest « melt fraction » correlates with highest fabric strength.

Image acquisition and processing

The contours of melt pockets was obtained from precise hand tracing of pictures of thin sections cut along the XZ and XY planes of each sample (figure 2). Between two and four bitmap images were extracted from each scanned drawing of a thin section for processing and measurement. Each image consists of 512x512 pixels with a resolution of 550 pixels per inch (216 pixels/cm). Analysis was carried out by image processing software (OptilabTM Pro 2.5 and NIH Image).

To quantify the melt distribution, two types of processing have been adopted. First we used the method described by Faul et al. [12] where the following parameters are defined; the area (A) is the sum of all contiguous pixels; the perimeter (P) is the length of the feature's boundary and the length (L) is the longest chord connecting any two points on the perimeter, these were measured for each inclusion. These basic measurements were used to calculate the aspect ratio (α) defined as the ratio of width (w) to fiberlength (fl) of a melt pocket. The width is an approximation of the minor dimension of the feature and is calculated as $w=(4.A)/(\pi.L)$. The fiberlength, an approximation of the length of the feature along its medial axis is calculated as $fl=0.5P-2.A/P$. An area weighted mean aspect ratio (α_m) is derived for each section. The orientation of the long axis of the particles is also measured. Using this method, it is difficult to calculate the average equivalent ellipse of the melt phase in two dimensions or ellipsoid in three dimensions, required for calculating anisotropic seismic velocities of the sample. The average ellipse should take into account the fractional area for all melt inclusions and their orientations. A population of ellipsoids with random orientations in an isotropic background medium would result in isotropic seismic properties and should be represented by an average spherical shape. Rather than calculating an average shape by weighting each inclusion as a function of its area and orientation, we have chosen to use the autocorrelation function (ACF). The use of the ACF, first developed in geological field by Panozzo Heilbronner [31], yields the average axial ratio and orientation of the inclusion shape

fabric. Further details of image processing concerning the ACF are developed in mathematical terms and explained with clear examples by Panozzo Heilbronner [31]. In this paper we will just explain the principle of the visualisation of the ACF. Let us imagine two copies of an image which consists of one circle cut on an opaque background. Holding the two copies against a light source and superposing them, such that the circles coincide, a state of maximum possible transmission of light is obtained. Starting at this position and keeping the first copy fixed, the second may be displaced in any direction. As a consequence, the total amount of transmitted light decreases. We may regard the amount of light that passes through both copies as a measure of the value of the ACF at that given displacement. For circles, the rate of decrease of the ACF values away from the origin, is the same in all directions, thus the contour lines are circular. In cases of ellipses or anisotropic shapes, the ACF contours become elongated in the direction parallel to the preferred shape orientation, with an axial ratio which is identical to that of the average feature. The contour level which is considered to be the most representative of the inclusions size is at 0.5 of central peak height.

Results of melt pockets measurements

A) Individual aspect ratio

Melt pockets with small surface areas tend to have spherical shapes with aspect ratios close to unity, whereas large ones have elliptical shapes with low aspect ratios (figure 4). Like in experimental results [12, 15], there is a continuous decrease of axial ratio with increasing surface area for all samples in both the XZ and XY sections despite the variations of modal composition and the fabric strength (figure 4). The aspect ratio ranges between 0.1 and 1.0. Weighted mean aspect ratios are in the same range than those found by Daines and Kohlstedt [15] (table). There is no obvious correlation between the weighted mean aspect ratio (α_m) and the fabric strength (table), neither between the individual aspect ratio of melt pockets and their orientations within a given thin section (figure 5). One can note that the mean aspect ratio is slightly lower in the XZ thin section than in the XY thin section of each sample. Except for the case 92OA2 (a high « melt fraction »/low fabric strength sample), all samples show a preferred orientation of melt pockets, with long axis subparallel to the structural axis X (figure 6 and standard deviations in table). The orientation relationship is more marked in the XZ thin sections than in the XY ones, and it tends to be

better defined with increasing J index. Such characteristics were expected by simple inspection of the thin sections (examples in figure 2), where the XZ section shows well oriented melt pockets.

B) Average shape fabric-Results of the ACF processing

The shape preferred orientation given by two dimensional autocorrelated images can be analysed in terms of ellipses on XZ and XY sections, with their major axes (a, b, c) parallel to structural axes X, Y, and Z within $\pm 15^\circ$ respectively (figure 7). From the aspect ratios c/a and b/a , we can estimate c/b . The maximum axial length (a) is systematically along X, the intermediate (b) along Y, and the minimum (c) along Z. By normalising the c axial length to 1.0, we find that the length along X ranges from 1.0 for the least deformed sample (specimen 92OA2, with the minimum fabric strength, $J=5.7$), to 3.0 for the most deformed sample (specimen 91OA133, with the maximum fabric strength, $J=19.8$), leading to aspect ratio (c/a) between 0.3 and 1.0; similarly, the b axis of the ellipsoid ranges from 1.0 to 1.6, leading to aspect ratios (c/b) between 0.6 and 1.0 (table). Although more data are necessary, it seems that the aspect ratio in the XZ section (c/a) decreases with increasing fabric strength.

Comparison of the average shape fabric, given by the ACF, with the mean aspect ratios, derived from the measurements of individual melt pockets, shows the importance of the shape preferred orientation when the fabric strength is high. This is clear in the two extreme samples: 92OA2 has the largest melt inclusions (in area) and thus the minimum mean aspect ratios (α_m), but its low shape preferred orientation (related to a weak crystallographic fabric strength) results in spherical ACF contours. On the contrary, 91OA133 has the smallest melt inclusions and thus the maximum mean aspect ratio (α_m), but its high shape preferred orientation (related to a high crystallographic fabric strength) results in the most elongated ACF contours.

Error range in the measurements

Comparison between individual melt inclusions measurements or ACF contours done for the 2 to 4 pictures that result from the drawing of an entire thin section give the same results with variations of less than 5%. For example, the drawing of the XZ thin section of sample 92OA2 is divided in two pictures which give a weighted mean aspect ratio of 0.130 for the picture 1, and 0.136 for the picture 2, with an overall average of 0.131; the aspect ratio a/c of

the ACF contours varied from 1 to 1.05. Measurements of the « melt fraction » were more variable from one picture to another and also from the XZ thin sections to the XY thin sections, with variations of up to 30%. To complete the investigation in the error ranges two other XZ thin sections were cut in sample 95OD21, and a complementary YZ thin section was cut for 3 samples (92OA2, 95OD21, 91OA133). All gave the same variations, showing that the weighted mean aspect ratios or the elongation of the ACF contours are measured with relatively good precision (5%) whereas the « melt fraction » is more difficult to measure.

Calculation of seismic velocities from petrofabrics and average aspect ratio of melt pockets.

The low frequencies (e.g. 20 Hz), used in marine seismic experiments, correspond to a regime where the pore fluid has enough time to reach an equilibrium pore fluid pressure throughout the aggregate. In such conditions, the pore fluid system can be considered mechanically connected. This is modelled by using a poro-elastic relationship between elastic moduli of porous medium with fluid-filled pores and the moduli of the same medium with empty pores derived by Gassmann [7], extended to anisotropic media by Brown and Korringa [32]. In terms of compliances the anisotropic elastic properties of the porous homogeneous rock containing a fluid can be formulated as

$$S_{ijkl}^{sat} = S_{ijkl}^{dry} - \left[\frac{(S_{ijkk}^{dry} - S_{ijkk}^{solid})(S_{iikl}^{dry} - S_{iikl}^{solid})}{(S_{iikk}^{dry} - S_{iikk}^{solid}) + (1/K_f - S_{iikk}^{solid})\phi} \right]$$

where the superscripts indicate the following, 'sat' is the saturated rock, 'dry' the dry porous medium, 'solid' the solid mineral components, K_f is the bulk modulus of the pore fluid and ϕ the porosity or pore fluid volume fraction. The differential effective medium method was used to calculate the elastic constants of the 'dry' porous medium (see [6] for details). The properties of the solid matrix have been calculated from the single crystal elastic constants and crystal preferred orientation data using techniques recently reviewed by Mainprice and Humbert [33].

Using this model and the sample data presented above, we have calculated the P waves seismic velocities in our samples along the structural directions X, Y and Z for different melt percentages (figure 8 and table). The single crystal elastic constants of olivine [34] which represent most of the solid components of the rocks, have

been calculated for hypersolidus conditions of 1200°C and pressure of 200 MPa. The elastic constants for molten basalt at 1200°C have been calculated from the P-Wave velocities measured by Murase and McBirney, [35]. The Opx component was neglected because of its low percentage (table). In all samples the maximum velocity (V_{px}) is parallel to the X axis, and the minimum (V_{pz}), along the Z axis. We have assumed that the fabric strength and melt shape do not vary with the melt percentage. At zero percent melt the velocity difference between the X, Y and Z directions is a measure of the seismic anisotropy caused by the background medium crystallographic preferred orientation, which increases with increasing texture index J. This anisotropy ranges from 4% for 92OA2 to 14% for 91OA133. The increase in melt fraction causes a reduction of seismic velocity and an increase of anisotropy due the shape fabric. At 0% melt fraction, V_{px} varies from 7.9 km/s for 92OA2 to 8.5 km/s for 91OA133, whereas V_{pz} varies from 7.2 km/s for 95OD159 to 7.6 km/s for 92OA2. At 10% melt fraction, V_{px} is decreased in the range of 7.3 to 8 km/s (6-7% reduction), and V_{pz} ranges from 6.4 to 7.1 km/s (6-10% reduction), leading to anisotropies from 4% (92OA2) to 19% (91OA133). At 20% melt fraction the anisotropy for 91OA133 reaches 28%. At melt fractions higher than 40% the anisotropy starts to reduce as the melt which is an isotropic component becomes predominant.

Application to oceanic fast spreading ridges

In the case of a refraction profile investigating the structure near the Moho level below fast spreading ridges, P wave rays are horizontal, thus they should travel along either the X or Y structural axes within the Moho transition zone where the foliation is horizontal, or along the Y or Z axes where they cross zones of upward flow such as in the 100 km² mantle diapir documented in the Maqsad area [24]. We deduce that the 12% reduction in upper mantle velocities (a decrease from 8.2 to 7.2 km/s) reported below the East Pacific Rise [36] might be interpreted either in terms of upward flow with less than 10% melt or in terms of horizontal flow with more than 10% melt.

Conclusion

Measurements of plagioclase and Cpx inclusions in naturally deformed melt impregnated peridotites of the Oman ophiolite

compares well with data from synthetic samples, suggesting that these crystals do image a fossilised melt topology. Our approach has the merit to allow measurements in strongly and naturally deformed peridotites. We point out the importance of the preferred shape orientation of melt pockets, which can be approximated by a single ellipsoid with a long axis (a) parallel to X , and a short axis (c) parallel to Z . The average aspect ratio c/a is higher than 0.3 and might decrease with increasing finite strain. Using these data and a new technique to calculate seismic velocities, we find a decrease of P waves velocities with increasing melt fraction, and important seismic anisotropies, increasing with melt fraction until an unrealistic 40% melt fraction is reached. The maximum seismic velocities are found along X with velocities above 8 km/s at 0 % melt fraction and an average 0.5 km/s reduction for a 10% melt fraction; the minimum velocities are found along Z with velocities generally below 7.5 km/s at 0% melt fraction and an average reduction of 0.8 km/s for a 10 % melt fraction. The velocity along the X axis is significantly higher than velocities found in the literature. In comparison, using an oblate spheroid inclusions model (aspect ratio of 0.05) which does not take into account the preferred orientations, other studies lead to a calculated velocity of 6.72 km/s at 10% melt fraction [4, 12]. Experimental studies, which do not consider anisotropy, [37] have results close to the curve given for the velocity along Z , with V_p from 6.5 to 7 km/s for a 10% melt fraction. On this basis, considering that seismic waves may travel along the fast axis, interpretations of seismic velocities in the mantle may underestimate melt fractions in mantle rocks.

Acknowledgements

We thank F. Boudier, A. Nicolas, H. Waff, P. Kelemen, B. Ildefonse and G. Lamoureux for helpful discussion. Technical assistance for the thin sections has been provided by C. Nevado. This study was possible thanks to the hospitality of M. Kassim and H. Al Azri from the Ministry of Mines and Petroleum of Oman and financial support from CNRS-INSU and a governmental doctoral fellowship.

References

- 1 S.C. Solomon and D.R. Toomey, The structure of mid-ocean ridges, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 20, 329-364, 1992.
- 2 G.M. Mavko and A. Nur, Melt squirt in the asthenosphere, *Journal of Geophysical Research* 80, 1444-1448, 1975.
- 3 G.M. Mavko, Velocity and attenuation in partially molten rocks, *Journal of Geophysical Research* 85, 5173-5189, 1980.

- 4 H. Schmeling, Numerical models on the influence of partial melt on elastic, anelastic and electric properties of rocks. Part I: elasticity and anelasticity, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 41, 34-57, 1985.
- 5 A. Nicolas and F. Boudier, Mapping oceanic ridge segments in Oman ophiolites, *Journal of Geophysical Research* 100(B4), 6179-6197, 1995.
- 6 D. Mainprice, Modelling the anisotropic seismic properties of partially molten rocks found at mid-ocean ridges, *Tectonophysics* 279, 161-179, 1997.
- 7 F. Gassmann, Uber die elastizitat poroser medien, *Vier. der Natur Gesellschaft* 96, 1-23, 1951.
- 8 J. Bulau and H.S. Waff, Mechanical and thermodynamic constraints on fluid distribution in partial melts, *Journal of Geophysical Research* 84(B11), 6102-6108, 1979.
- 9 H.S. Waff and J.R. Bulau, Experimental studies of near-equilibrium textures in partially molten silicates at high pressure, in *High Pressure Research in Geophysics, Adv. Earth and Planet. Sci.* 12, 1982.
- 10 N. Von Bargen and H.S. Waff, Permeabilities, interfacial areas and curvature of partially molten systems: results of numerical computations of equilibrium microstructures, *Journal of Geophysical Research* 91, 9261-9276, 1986.
- 11 H.S. Waff and U.H. Faul, Effects of crystalline anisotropy on fluid distribution in ultramafic partial melts, *Journal of Geophysical Research* 97, 9003-9014, 1992.
- 12 U.H. Faul, D.R. Toomey and H.S. Waff, Intergranular basaltic melt is distributed in thin, elongated inclusions, *Geophysical Research Letters* 21(1), 29-32, 1994.
- 13 Z.M. Jin, H.W. Green and Y. Zhou, Melt topology in partially molten mantle peridotite during ductile deformation, *Nature* 372(6502), 164-167, 1994.
- 14 G.Y. Bussod and Christie, Textural development and melt topology in spinel lherzolite experimentally deformed at hypersolidus conditions., *Journal of petrology*(Special Lherzolite Issue), 17-39, 1991.
- 15 M.J. Daines and D.L. Kohlstedt, Influence of deformation on melt topology in peridotites, *Journal of Geophysical Research* 102, 10,257-10,271, 1997.
- 16 M. Cannat, D. Bideau and R. Hébert, Plastic deformation and magmatic impregnation in serpentized ultramafic rocks from the Garret transform fault (East Pacific Rise), *Earth and Planetary Science Letters* 101, 216-232, 1990.
- 17 R. Hekinian, D. Bideau, J. Francheteau, J.L. Cheminee, R. Armijo, P. Lonsdale and N. Blum, Petrology of the East Pacific Rise crust and upper mantle exposed in Hess deep (Eastern Equatorial Pacific), *Journal of Geophysical Research* 98(B5), 8069-8094, 1993.
- 18 J. Girardeau and J. Francheteau, Plagioclase-wherlites and peridotites on the East Pacific Rise (Hess Deep) and the Mid-Atlantic Ridge (DSDP site 334) : evidence for magma percolation in the oceanic upper mantle, *Earth and Planetary Science Letters* 115, 137-149, 1993.
- 19 F. Boudier and A. Nicolas, Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite, *Journal of petrology* 36(3), 777-796, 1995.

-
- 20 P.B. Kelemen, Reaction between ultramafic rock and fractionating magma I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite, *Journal of petrology* 31, 51-98, 1990.
- 21 A. Nicolas and A. Prinzhofer, Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites : structural evidence, *Journal of Petrology* 24(2), 188-206, 1983.
- 22 J. Sinton, Equilibration history of the basal alpine-type peridotite, Red Mountain, New Zealand, *Journal of petrology* 18, 216-246, 1977.
- 23 J.L. Bodinier, Geochemistry and petrogenesis of the Lanzo peridotite body, western Alps, *Tectonophysics* 149, 67-88, 1988.
- 24 D. Jouselin, A. Nicolas and F. Boudier, Detailed mapping of a mantle diapir below a paleo-spreading center in the Oman ophiolite, *Journal of Geophysical Research*, in press.
- 25 G. Ceuleneer, A. Nicolas and F. Boudier, Mantle flow patterns at an oceanic spreading centre : the Oman peridotites record, *Tectonophysics* 151, 1-26, 1988.
- 26 A. Nicolas and J.P. Poirier, *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*, 444 pp., Wiley, London, 1976.
- 27 J.C. Mercier and A. Nicolas, Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalt xenoliths, *Journal of petrology* 16, 454-487, 1975.
- 28 A.M. Boulier and A. Nicolas, Classification of textures and fabrics of peridotites xenoliths from south african kimberlites, *Phys. Chim. earth*, 467-475, 1975.
- 29 D. Mainprice and P.G. Silver, Interpretation of SKS-waves using samples from the subcontinental lithosphere, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 78, 257-280, 1993.
- 30 H.J. Bunge, *Texture analysis in materials science.*, 593 pp., Butterworths, London, 1982.
- 31 R. Panozzo Heilbronner, The autocorrelation function : an image processing tool for fabric analysis, *Tectonophysics* 212, 351-370, 1992.
- 32 R.J.S. Brown and J. Korringa, On the dependence of the elastic properties of a porous rock on the compressibility of the pore fluid, *Geophysics* 40, 608-616, 1975.
- 33 D. Mainprice and M. Humbert, Methods of calculating petrophysical properties from lattice preferred orientation data, *Surveys in Geophysics* 15, 575-592, 1994.
- 34 M. Kumazawa and O.L. Anderson, Elastic moduli, pressure derivatives, and temperature derivatives of single-crystal olivine and single-crystal fosterite, *Journal of Geophysical Research* 74, 5961-5972, 1969.
- 35 T. Murase and A.R. McBirney, Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures, *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 3563-3592, 1973.
- 36 R.A. Dunn and D.R. Toomey, Seismological evidence for three-dimensional melt migration beneath the East-Pacific Rise, *Nature* 388, 259-262, 1997.
- 37 H. Sato, I.S. Sacks and T. Murase, The use of laboratory velocity data for estimating temperature and partial melt fraction in the low-velocity zone : comparison with heat flow and electrical conductivity studies, *Journal of Geophysical Research* 94(B5), 5689-5704, 1989.

Figure caption

Figure 1: Crystallographic fabric of the olivine for all samples of this study.

Projections on the lower hemisphere, contours at 1% intervals, J is the corresponding calculated fabric strength index, N is the number of olivine grains measured.

Figure 2: Drawing of the melt phase in the XZ thin sections of 4 samples of this study.

Black areas represent the clinopyroxenes and plagioclases beads, considered to be the fossilised melt phase, white areas represent olivine (60 to 80 %), serpentine (20 to 40%), and the orthopyroxene (<6%). An example photograph is shown at a smaller scale for the samples 95OD21 and 91OA133, they are located by a box in the corresponding thin section.

Figure 3: Plot of the fabric strength versus the melt fraction.

Error bars represent the range of melt fractions measured in the different thin sections used for each sample.

Figure 4: Plots of the area of individual melt pockets versus their aspect ratio.

XZ thin sections stacked in the top graph, XY thin sections stacked in the bottom graph, melt pockets of the different samples are distinguished by different symbols (see included boxes)

Figure 5: Plot of the orientation of the melt pockets, versus their aspect ratio, for the sample 95OD21.

Figure 6: Histograms of the orientations of melt pockets in the XZ thin section of each sample.

The X axis location is mentioned on the abscise within an error range estimated to be ± 2 degrees. The Z axis is at 90 degrees to X.

Figure 7: Graphs of the ACF contours in the XZ thin section of each sample.

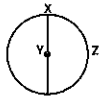
The contour level which is 0.5 of central peak height is highlighted by a thicker contour; it is considered as the most representative of the melt pocket size, though neighbouring contours are measured

and give approximately the same result (Contour levels are 12, 16, 20, 24, 28, 32, 39, 47, (**50**), 55, 63, 71, 78, 94 % of peak height).

Figure 8: graphs of calculated anisotropic seismic velocities as a function of the melt fraction for each sample.

V_p along X, Y, Z are represented respectively by squares, diamonds and circles. The grey bars represent the range of melt fraction which is actually observed in the samples. The J index and the average melt phase shape given by the ACF contours is recalled for each sample in the right upper corner of the corresponding graph.

table: compilation of some measurements for XZ and XY thin sections of each samples. V_{pX} , V_{pY} and V_{pZ} are P waves velocities calculated for the melt fraction measured in the sample (melt %).



[100]

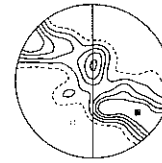
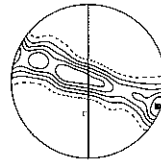
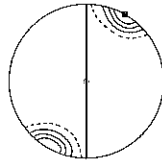
[010]

[001]

91 OA 133

N = 100

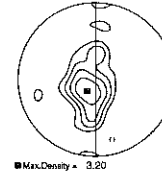
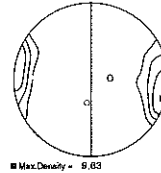
J = 19.8



95OD159B

N = 100

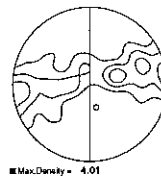
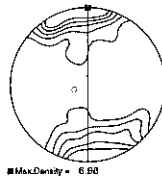
J = 11.0



95OD21

N = 100

J = 8.1



$10^{-1} = 0.1$
 $10^{-2} = 0.01$

20.16

7-14

15-33

105

109

63

22

21

28

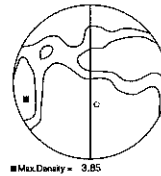
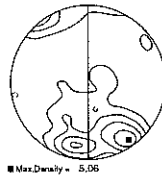
22

28

96OD89B

N = 100

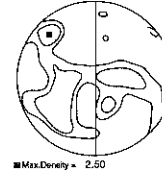
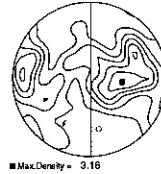
J = 6.1



95OD121

N = 100

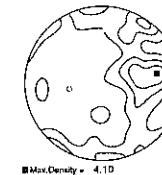
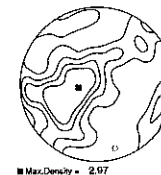
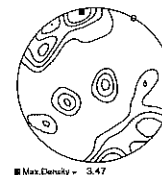
J = 6.1



92OA2

N = 100

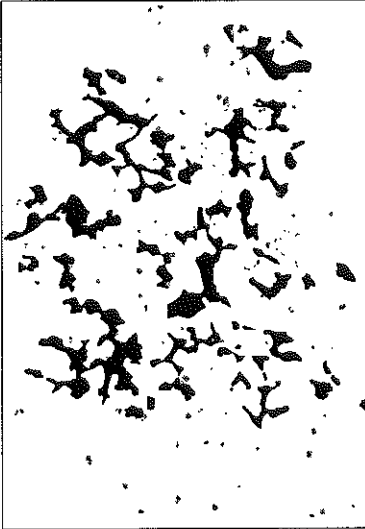
J = 5.7



2

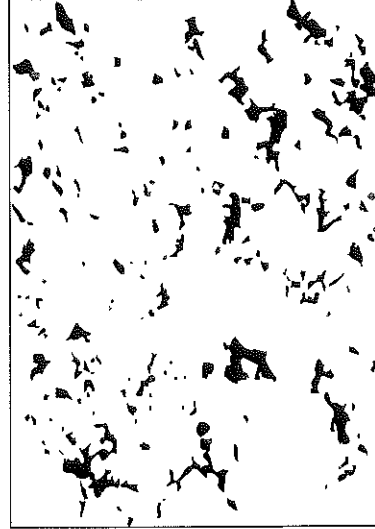
Sample 92OA2
(J= 5.7)

1 cm



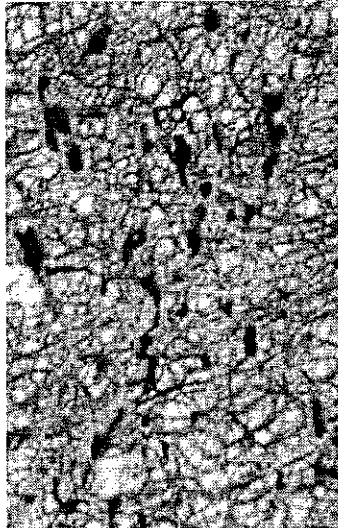
Sample 95OD121
(J= 6.8)

1 cm



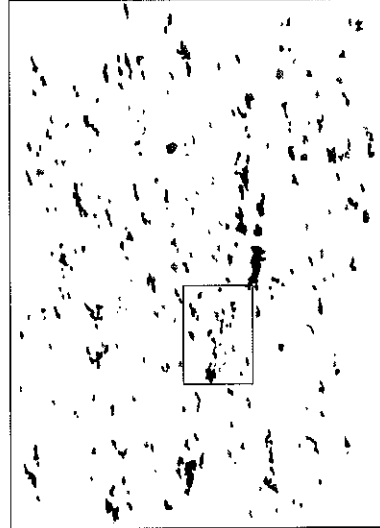
Sample 95OD21
(J= 8.1)

1 mm



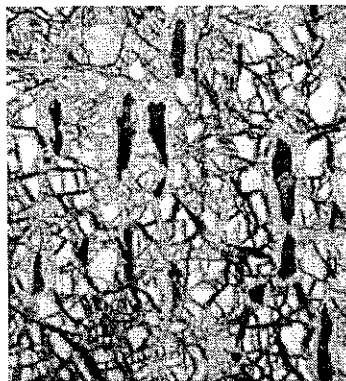
Sample 95OD21

1 cm



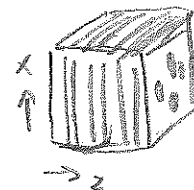
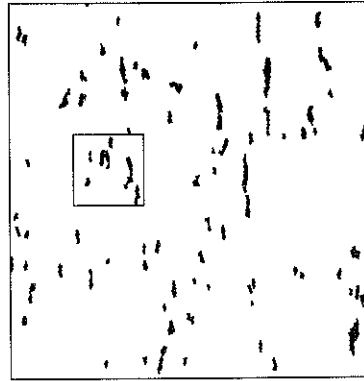
Sample 91OA133
(J= 19.8)

1 mm



Sample 91OA133

1 cm



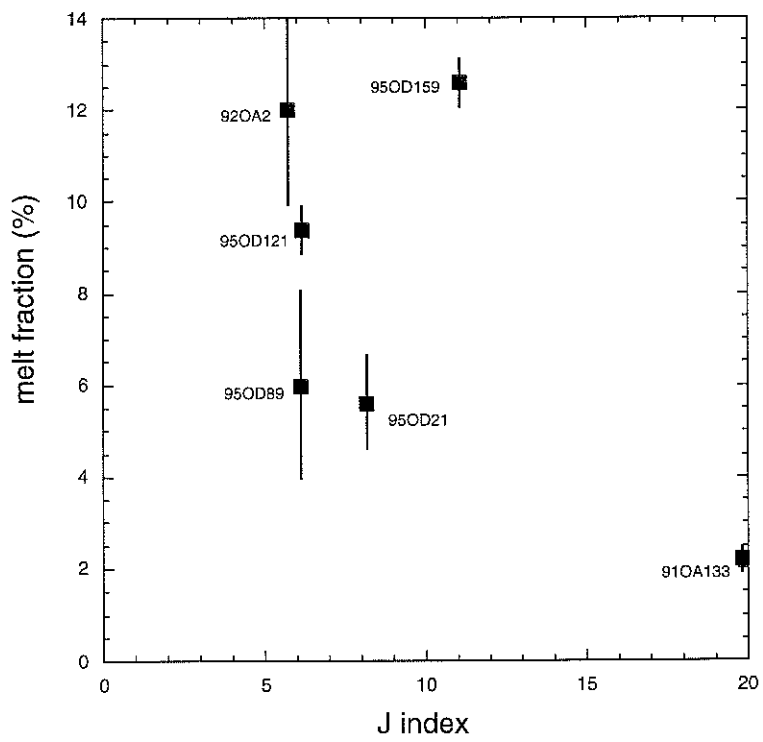
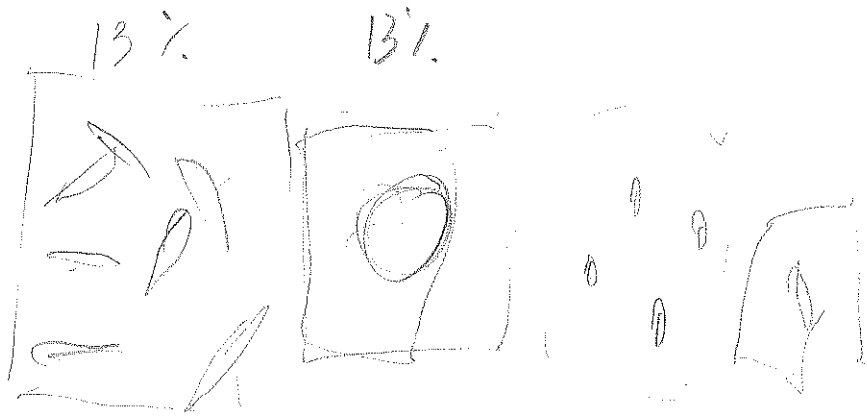
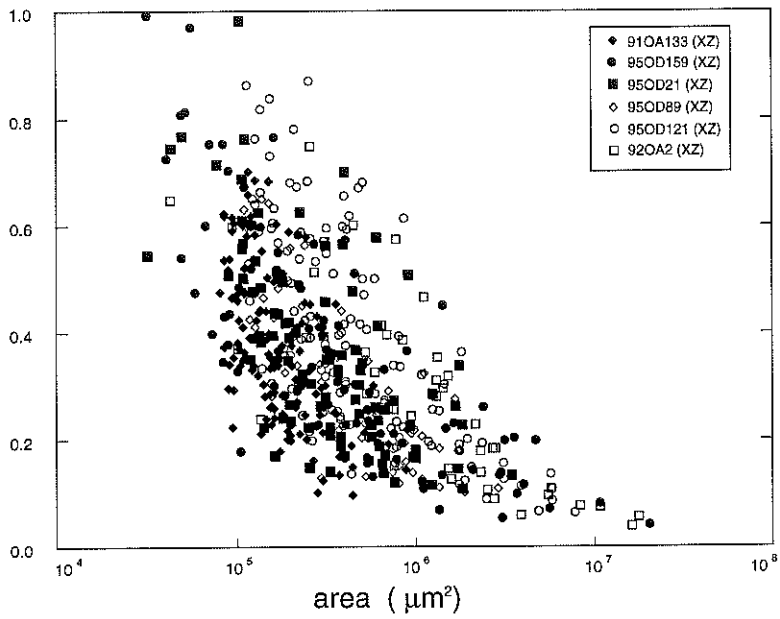


figure 3, Joussetin & Mainprice



$\alpha = w/f_l$



w/f_l

$\alpha = w/f_l$

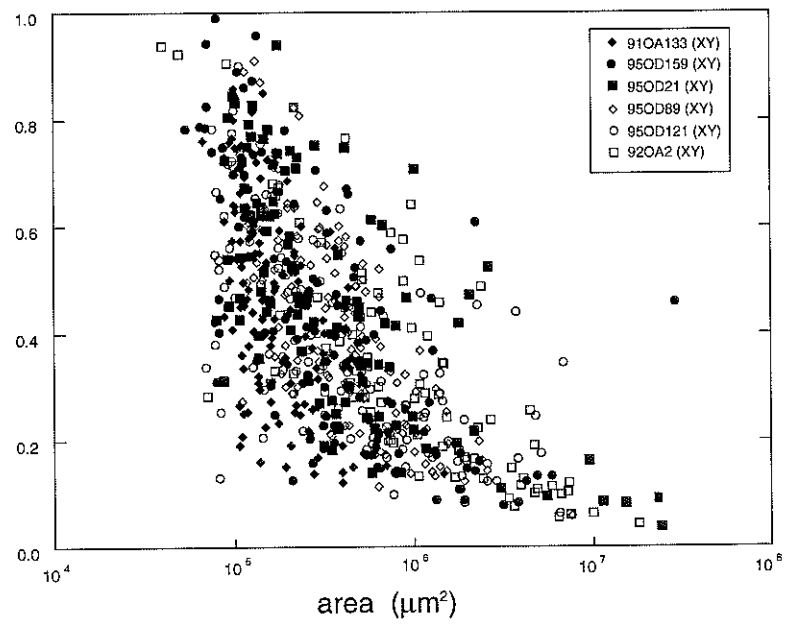


figure 4, Jousselin & Mainprice

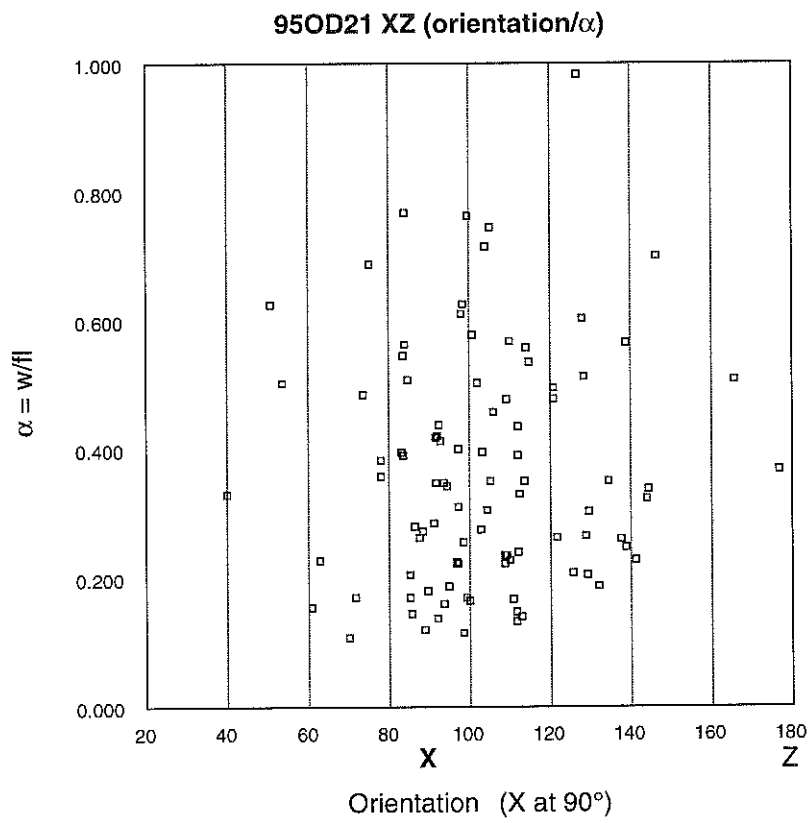


figure5, Joussetin & Mainprice

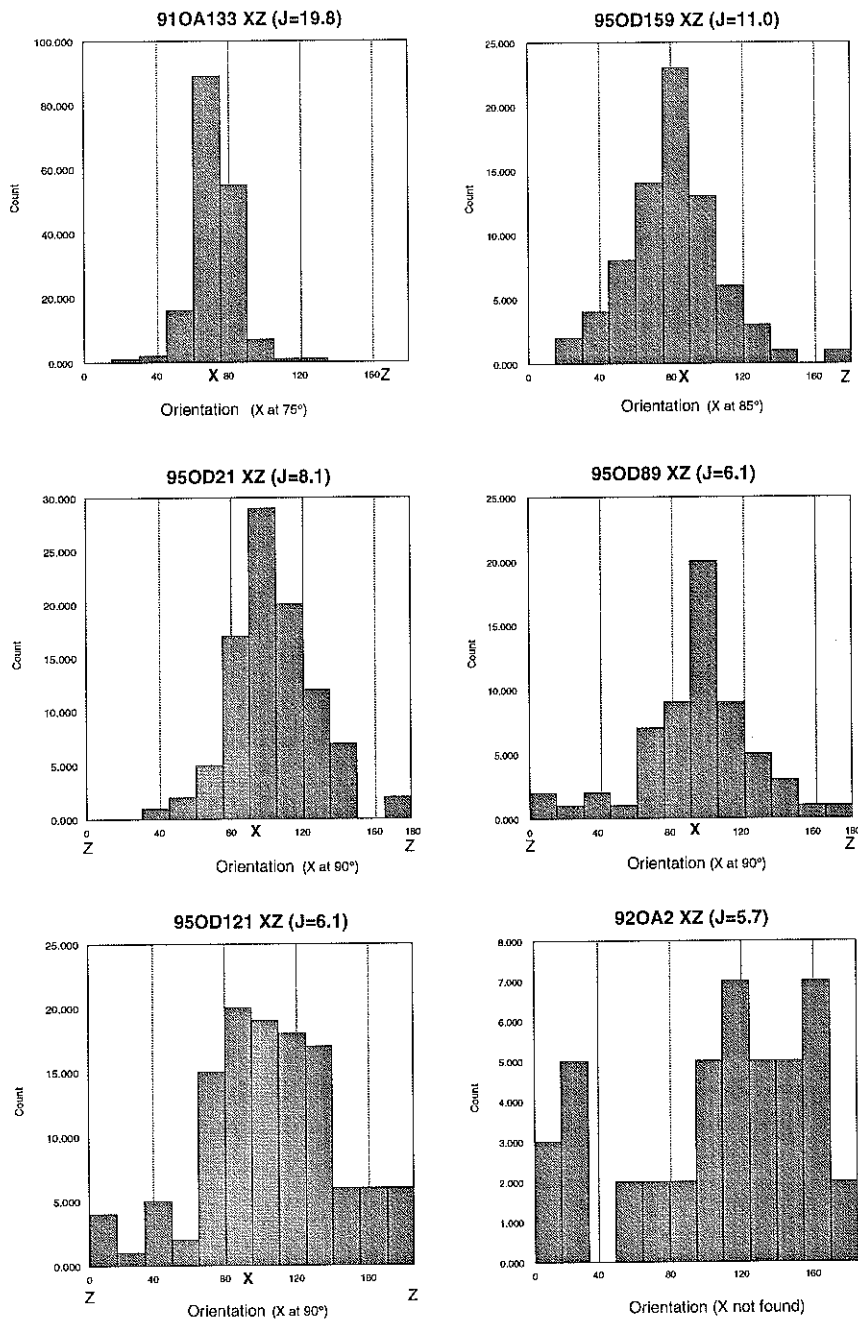


figure 6, Jusselin & Mainprice

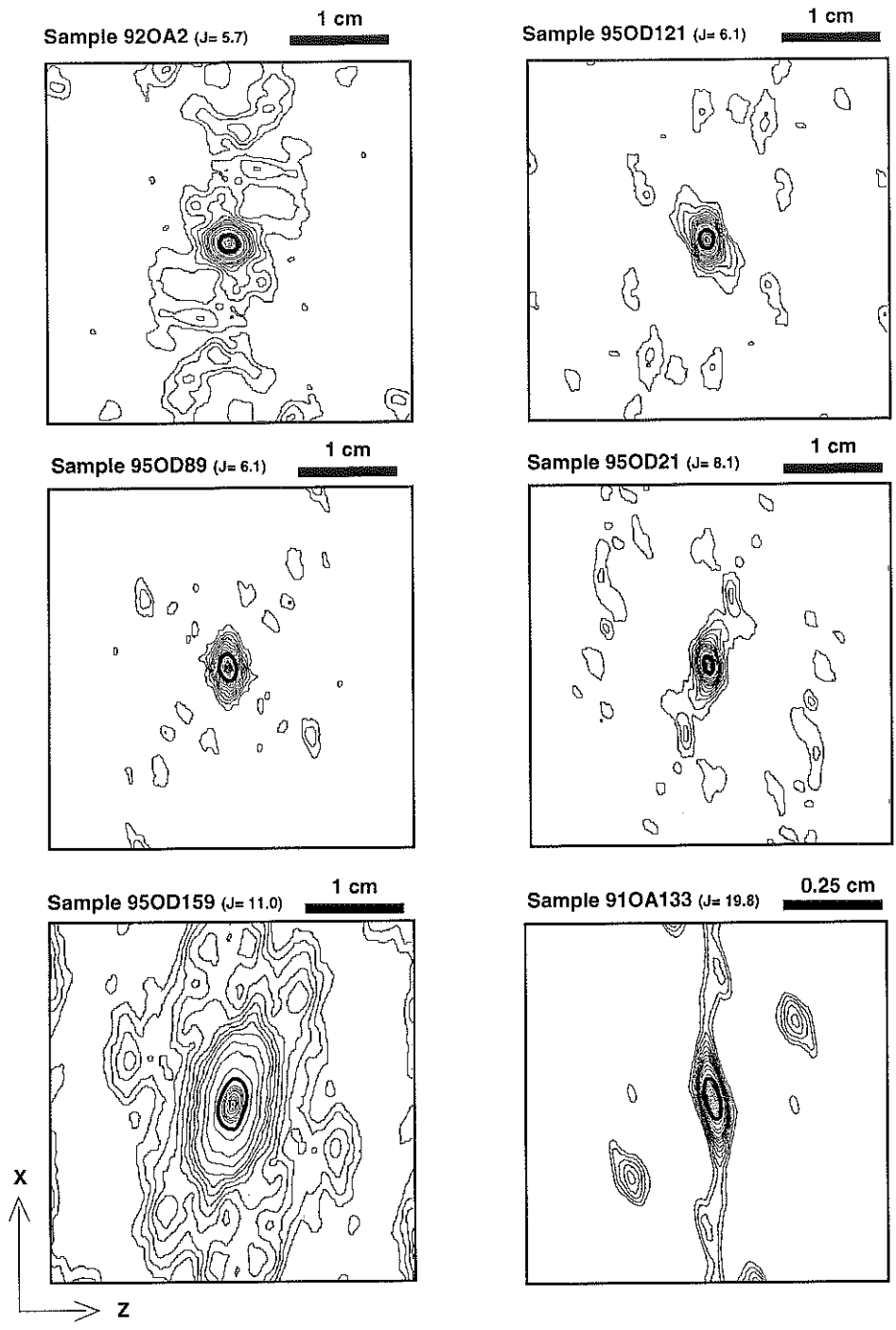


figure 7, Joussetin & Mainprice

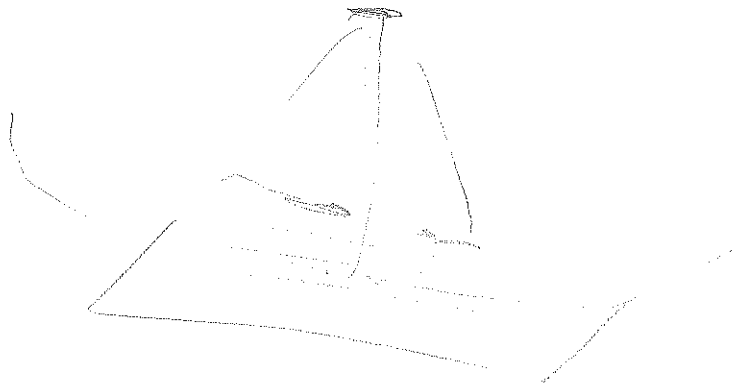
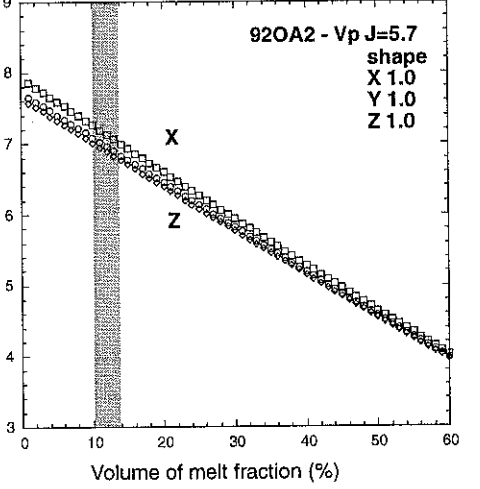
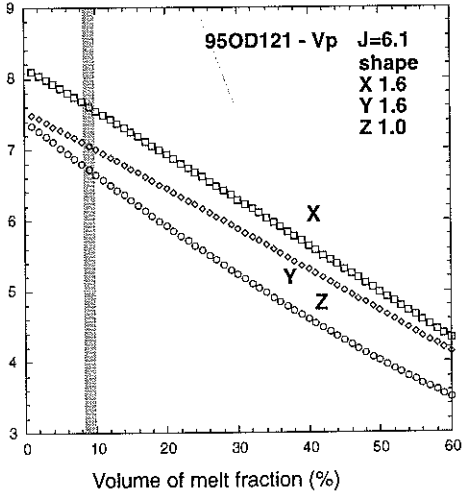
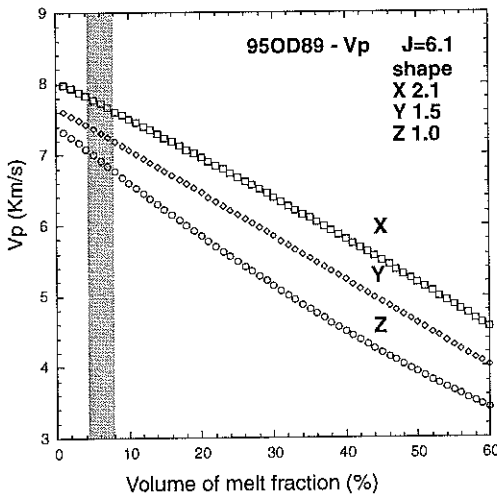
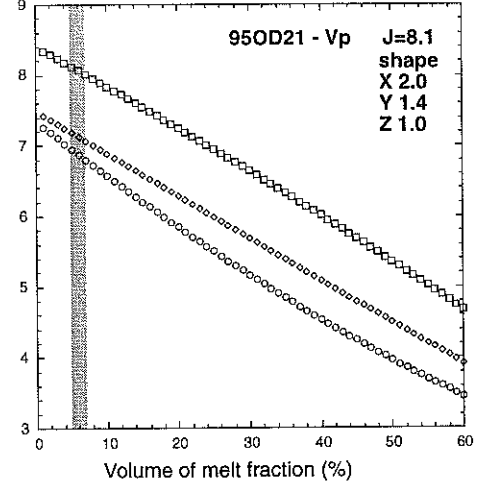
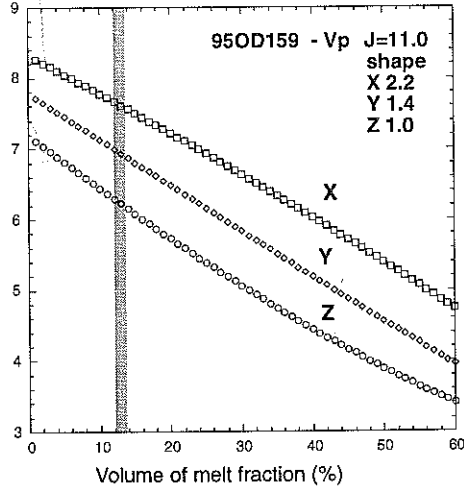
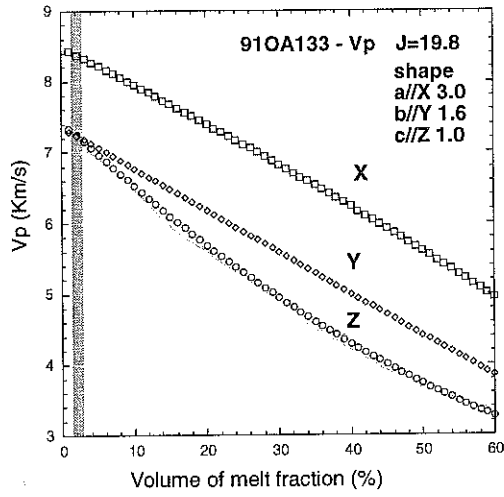


figure 8, Joussetin & Mainprice

	91OA133 (XZ)	95OD159 (XZ)	95OD21 (XZ)	95OD89 (XZ)	95OD121 (XZ)	92OA2 (XZ?)	91OA133 (XY)	95OD159 (XY)	95OD21 (XY)	95OD89 (XY)	95OD121 (XY)	92OA2 (XY?)
melt %	2.2 ± 0.3	12.6 ± 0.5	5.6 ± 1	6 ± 2	9.4 ± 0.5	12 ± 2						
J index	19.8	11.04	8.13	6.11	6.14	5.7						
Number of melt pockets	155	94	107	86	145	45	136	123	104	136	131	83
weighed mean aspect ratio	0.316	0.156	0.271	0.224	0.223	0.131	0.397	0.196	0.250	0.291	0.263	0.152
mean orientation	72.1	81.2	100.1	93.9	100.7	102.7	90.4	97.5	82.9	103.8	83.3	77.8
standard deviation	12.2	25.5	23.4	31.4	37.9	49.5	30.7	36	34.7	40.8	42.3	54
Lineation (X) orientation	75	85	90	90	90	?	90	90	90	95	90	?
c / a	0.33	0.45	0.5	0.48	0.62	1						
c / b							0.62	0.71	0.71	0.67	0.62	1
a, b, c	3;1.6;1	2.2;1.4;1	2;1.4;1	2.1;1.5;1	1.6;1.6;1	1;1;1						
VpX	8.35	7.75	8.1	7.85	7.6	7.18						
VpY	7.22	7.1	7.15	7.3	7.05	7						
VpZ	7.22	6.4	6.9	6.9	6.7	6.9						
A%	14.5	19.1	16	12.9	12.6	4						
opx %	6	1	4	1	0	0						

table, Joussetin & Mainprice

2ème partie

CHAPITRE III

III MODELISATION DE LA SIGNATURE SISMIQUE D'UN DIAPIR DE MANTEAU

III.1 Le modèle

Au cours d'un séjour à l'université d'Oregon, le programme utilisé dans les modèles directs présentés par Dunn et Toomey (1997) a été exploité pour modéliser les temps résiduels des ondes Pn à travers un diapir de manteau :

$$\Delta T_{\text{(temps résiduel)}} = T_{\text{mesuré}} - T_{\text{model isotrope uniforme}}$$

$$\text{ou} = T_{\text{model anisotrope}} - T_{\text{model isotrope uniforme}}$$

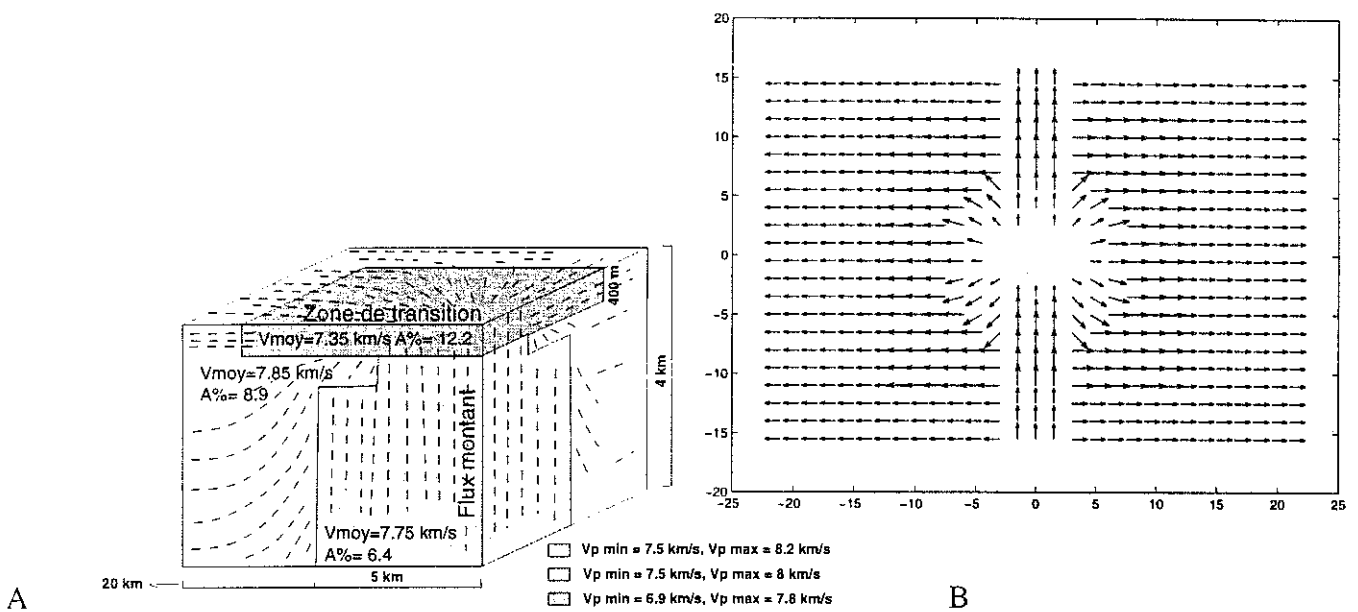


Figure III.1: vues simplifiées du « modèle Oman » pour calculer la signature sismique d'un diapir. Le bloc diagramme (a) représente un quart de la vue en carte (b). Les lignes dans (a) et les flèches dans (b) représentent la direction de l'anisotropie.

Les dimensions de ce « modèle Oman » (figure III.1) sont similaires à celles de la région explorée à l'EPR. Les dimensions et caractères du diapir sont schématisés à partir du diapir de Maqсад (le flux vertical s'étend sur 10 km de diamètre, le flux radial est actif jusqu'à 8 km du centre du diapir, le diapir génère un étroit (3 km) conduit de flux mantellaire horizontal le long de la

ride, le diapir vu en coupe forme un flux en éventail, une zone de transition, épaisse de 100 à 500 m coiffe le diapir et s'étend sur une douzaine de kilomètres au delà des limites du diapir). Dans le cas de Maqсад, la direction de dérive des plaques n'est pas perpendiculaire à l'axe de la dorsale (première partie, chapitre III) ; afin d'adapter le " modèle Oman " à la situation de l'EPR, l'axe de la ride a été tourné de façon à ce que le flux passif -éloigné du diapir- soit perpendiculaire à la dorsale. Les valeurs d'anisotropies du flux divergent semblent légèrement surestimées par rapport à celles du calcul (tableau). Le modèle comprend d'autant plus de liquide que les vitesses appliquées dans la zone de transition sont basses (II.4), avec une vitesse moyenne de 7,35 km/s, la zone de transition contient entre 5 et 10 % de liquide.

III.2 Résultats

Les temps résiduels sont calculés pour deux profils (figure III.2), l'un est tiré depuis le flanc ouest de la dorsale et génère des ondes d'azimut 50 à 130°, l'autre, sur le flanc est, génère des azimuts de 240 à 310° (figures III.2 et III.3). Les graphes de gauche dans les figures III.3a et III. 3b correspond aux tirs numérotés de 9 à 35, dirigés vers les OBS numérotés 13, 7, 14. Le point 14.10 au coin supérieur gauche de la figure III.3 correspond donc au temps résiduel pour le tir n°10 arrivé à l'OBS n°14.

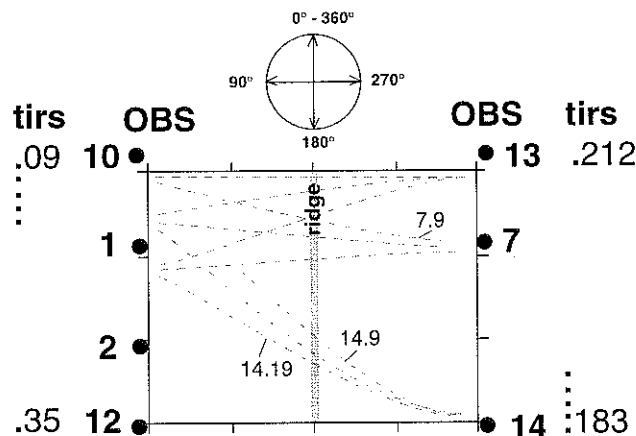


Figure III.2: dispositif de l'expérience en mer (vue en carte), réutilisé pour les calculs.

Comme le modèle 2D, le " modèle Oman " présente une amplitude des résiduels inférieure à celle observée (figure III.3), ce qui suggère qu'il existe plus de liquide à la dorsale que dans notre modèle. On retrouve la forme en " V ", commune au modèle 2D et aux observations. Au coeur de ce " V ", les points correspondant aux stations centrales (stations 1, 2 et 7) présentent des

résiduels moins élevés (temps de trajet plus lents). Contrairement aux données observées, les points au centre ont une organisation bien définie, avec des résiduels plus lents, qui semble liée au flux radial.

Ces résultats préliminaires montrent que le "modèle Oman" génère un signal qui n'est pas en totale contradiction avec les données de l'EPR, au contraire d'un modèle 3D tel qu'il est proposé dans la figure I.1. Une interprétation plus complète devrait prendre en compte la géométrie des rais modélisés et la façon dont ils échantillonnent la zone de transition. Il faudrait aussi calculer, dans une matrice isotrope, les résiduels pour différentes "composantes" du modèle, flux radial seul, flux vertical seul, flux 2D au loin du diapir, zone de transition sans anisotropie, afin de distinguer l'effet de chacun de ces flux et d'étudier si ils ont des influences additives ou non.

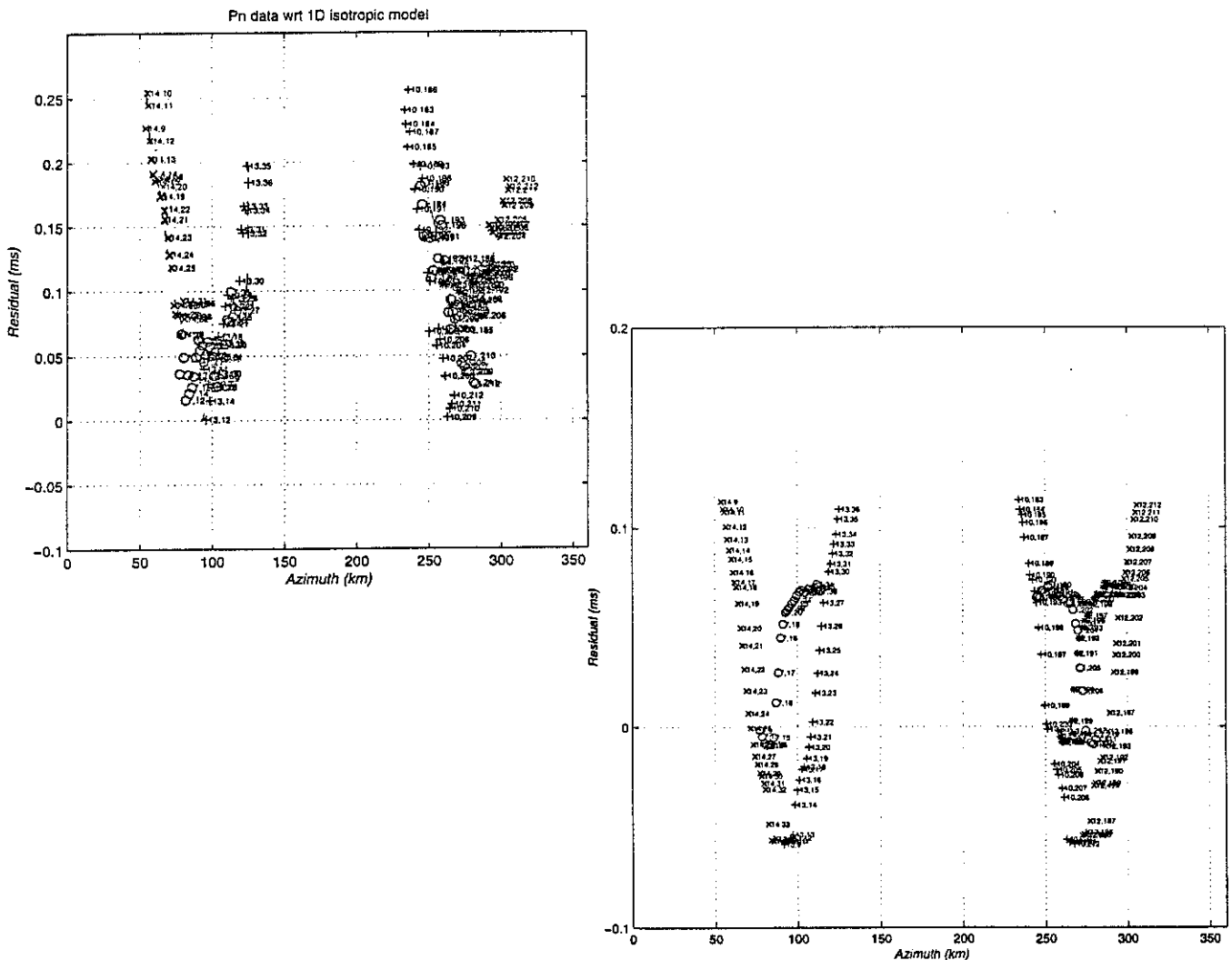


Figure III.3: graphe des temps résiduels des ondes Pn mesurés dans l'expérience à 9°30' à l'EPR (a) et temps résiduels calculés pour le modèle « Oman » (b).

CONCLUSION GENERALE

L'ophiolite d'Oman est issue d'une dorsale rapide qui contient, fossilisée dans les massifs du sud, une partie de l'axe de sa ride d'origine. Cette ride a fonctionné pendant un demi-million à un million d'années, en s'ouvrant dans une lithosphère à peine plus ancienne dont le complexe filonien est orienté perpendiculairement à la nouvelle ride. Cette géométrie, ainsi que les données paléomagnétiques qui indiquent une rotation de 10 à 40°/Ma pendant les derniers stades d'accrétion suggèrent que l'ophiolite est issu d'un environnement similaire à celui d'une paléo-microplaque (Boudier et al, 1997).

Afin de déterminer si l'écoulement vertical enregistré dans l'ophiolite est 3D, sous forme de diapirs, ou bien 2D comme proposé par Ceuleneer (1991), les structures pénétratives de l'écoulement du manteau ainsi que l'orientation des filons ont été mesurées à une maille hectométrique dans trois régions: Maqsad, Nakhl et Mansah. Dans les trois cas le flux mantellaire est ascendant jusqu'à 300 m sous le Moho, au sein de diapirs de diamètre inférieur à 10 km. Ces diapirs ont des formes variées et irrégulières à la manière des diapirs de sel.

La continuité des structures à Maqsad et Nakhl démontre que ces deux diapirs sont sous l'axe de la paléodorsale. Dans le cas de Maqsad, la cartographie précise du bombement du Moho, et la présence de linéations d'azimut parallèle à l'orientation du complexe filonien permet de mieux localiser l'axe de la paléodorsale que précédemment (Nicolas et Boudier, 1995). Les coupes à travers ce diapir montrent que l'écoulement vertical passe à l'horizontal en l'espace de 300 m sous le Moho. Cette rotation abrupte est rendue possible au sein d'une zone de transition épaisse, grâce à la présence d'une forte fraction de liquide qui abaisse la viscosité des péridotites. La conservation du flux mantellaire de la verticale à l'horizontale indique que l'écoulement sortant du diapir est forcé; on estime sa vitesse à plusieurs dizaine de centimètres par an. Cet écoulement forcé est illustré sur le terrain par la présence d'une inversion des sens de cisaillement, une intensité de fabrique généralement très forte dans les foliations horizontales autour du diapir, et le couplage entre les linéations des gabbros et des péridotites. Le calcul prédit qu'à une dizaine de kilomètres de la limite du diapir, la vitesse de l'écoulement sortant a décré jusqu'à être proche du taux d'expansion de la dorsale; c'est justement à cette distance que les linéations prennent une direction homogène et que l'écoulement passif semble dominer.

Le diapir de Nakhl ne dépasse guère les 5 km de diamètre à l'affleurement. Cette petite taille ne lui permet pas de développer une zone de transition épaisse sur une large étendue. En rapprochant les régions de Maqsad et Nakhl et de Samad au sud de Maqsad, on conclue que les segments de dorsale rapide longs de quelques dizaines de kilomètre, sont alimentés par un flux bidimensionnel de grande échelle au sein duquel se détachent plusieurs diapirs de taille variable, jusqu'à une dizaine de kilomètres de large, alignés le long de la ride, qui induisent un écoulement et une distribution du liquide 3D dans les niveaux les plus superficiels du manteau. Les différentes tailles des diapirs peuvent expliquer les variations de la structure sismique du

manteau supérieur enregistrées le long de l'EPR (Dunn et Toomey, 1997), les extrémités de segment correspondraient aux zones où les diapirs sont absents.

Le diapir de Mansah montre à sa périphérie plusieurs zones verticales de cisaillement intense, et de nombreuses injections de diabases. Cette structure, unique en Oman, est interprétée en terme de diapir intrusif dans une lithosphère préexistante, et pourrait correspondre à la racine d'un volcan hors axe par rapport à la dorsale.

Dans la deuxième partie de cette thèse, les vitesses sismiques anisotropes de dix sept échantillons de péridotites ont été calculées pour les conditions de température et de pression régnant sous une dorsale (1200°C, 200 Mpa). Ces calculs sont dérivés des mesures de fabriques cristallographiques, et des compositions modales des roches. Dans le cas des "dunités imprégnées", on considère aussi les données topologiques (mesure d'orientation et de forme) des agrégats plagioclase-clinopyroxène supposés représenter le liquide circulant dans la roche. Ces poches de liquide fossiles ont un allongement moyen parallèle à la linéation, avec un rapport de forme proportionnel à l'intensité de la fabrique. Cette géométrie augmente l'anisotropie sismique de la roche avec la fraction de liquide. La modélisation de la structure sismique des diapirs de manteau devra incorporer cet effet. On s'attend à ce que ces modélisations, en cours de développement, apportent des contraintes nouvelles quant à l'écoulement du manteau et les fractions de liquide magmatique sous les dorsales rapides.

BIBLIOGRAPHIE GENERALE

N.B.: Les premiers résultats de l'expérience MELT référencés dans la deuxième partie de la thèse ont été publiés ensuite dans un numéro spécial de la revue **Science** (vol 280, N° 5367, 1157-1312)

- Alabaster, T., Pearce, J.A., et Malpas, J., 1982.** The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. **Contr. Mineral. Petrol.**, 81, 168-183.
- Alleman, F. et Peters, T., 1972.** The ophiolite-radiolarite belt of the north Oman mountains. **Eclogae Geol. Helv.** 65. 657-698.
- Auzende, J.M., Bideau, D., Bonatti, E., Cannat, M., Honnorez, J., Malavieille, J., Mamaloukas-Frangoulis, V. et Mevel, C., 1989.** Direct observation of a section through slow-spreading oceanic crust, **Nature**, 337, 726-729.
- Barnoin-Jha, K., Parmentier, E.M. et Sparks, D.W., 1997.** Buoyant mantle upwelling and crustal production at oceanic spreading centers: On-axis segmentation and off-axis melting, **J. Geophys. Res.**, 102, 11.979-11.989.
- Barruol, G., 1993.** pétrophysique de la croûte inférieure. Rôle de l'anisotropie sismique sur la réflectivité et le déphasage des ondes S, *Thèse de doctorat*, Université Montpellier II, pp.
- Barruol, G. et Mainprice, D., 1993.** 3-D seismic velocities calculated from lattice-preferred orientation and reflectivity of a lower crustal section: example of the Val Sesia section (Ivrea zone, Northern Italy), **Geophys. J. Int.**, 115, 1169-1188.
- Barth, G.A. et Mutter, J.C., 1996.** Variability in oceanic crustal thickness and structure: Multichannel seismic reflection results from the northern East Pacific Rise, **Journal of Geophysical Research - Solid Earth**, 101, 17951-17975.
- Beurrier, M., 1987.** Géologie de la nappe ophiolitique de Semail dans les parties orientale et centrale de l'Oman, *PhD thesis*, Université Paris VI, pp.
- Bird, R.T. et Naar, D.F., 1994.** Intratransform Origins of Mid-Ocean Ridge Microplates, **Geology**, 22, 987-990.
- Bonatti, E. et Honnorez, J., 1976.** Sections of the Earth's crust in the equatorial Atlantic, **J. Geophys. Res.**, 81, 4104-4116.
- Boudier, F., Ceuleneer, G. et Nicolas, A., 1988.** Shear zones, thrusts and related magmatism in the Oman ophiolite : initiation of thrusting on an oceanic ridge, **Tectonophysics**, 151, 275-296.
- Boudier, F., MacLeod, C.J. et Bolou, L., 1996.** Structures in peridotites from site 895, Hess Deep: implications for the geometry of mantle flow beneath the East Pacific Rise, **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, 147, 347-356.
- Boudier, F. et Nicolas, A., 1985.** Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments, **Earth Planet. Sci. Lett.**, 76, 84-92.
- Boudier, F. et Nicolas, A., 1995.** Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite, **J. Petrol.**, 36, 777-796.
- Boudier, F., Nicolas, A., Ildefonse, B. et Jousset, D., 1997.** EPR microplates, a model for the Oman ophiolite, **Terra Nova**, 9, 79-82.
- Boulier, A.M., and Nicolas, A., 1975.** Classification of textures and fabrics of peridotites xenoliths from south african kimberlites. **Phys. Chim. earth**, 467-475.
- Brown, R.J.S., and Korringa, J. 1975.** On the dependence of the elastic properties of a porous rock on the compressibility of the pore fluid. **Geophysics**, 40: 608-616.
- Buck, W.R. et Su, W., 1989.** Focused mantle upwelling below mid-ocean ridges due to feedback between viscosity and melting, **Geophys. Res. Lett.**, 16, 641-644.
- Bunge, H.J., 1982.** *Texture analysis in materials science.*, Butterworths, London.
- Bussod, G.Y., and Christie, J.M., 1991.** Textural development and melt topology in spinel lherzolite experimentally deformed at hypersolidus conditions. **J. Petrol.**, *Special Lherzolite Issue*, 17-39.
- Cannat, M., Bideau, D. et Hébert, R., 1990.** Plastic deformation and magmatic impregnation in serpentinized ultramafic rocks from the Garret transform fault (East Pacific Rise), **Earth Planet. Sci. Lett.**, 101, 216-232.

Boudier et al 87

- Carter, H.J., 1850.** Geological observations on the igneous rocks of Muscat and its neighbourhood, and on limestone formation at their circumference. **J. Bombay Branch Roy. Asiat. Soc.**, III, 2, 118-129.
- Cassard, D., Nivolas, A., Rabinowicz, M., Moutte, M., Leblanc, M. et Prinzhofer, A., 1981.** Structural classification of chromite pods in southern New Caledonia, **Economical Geology**, 76, 805-831.
- Ceuleneer, G., 1986.** Structure des ophiolites d' Oman : flux mantellaire sous un centre d'expansion océanique et charriage à la dorsale., *Thèse de doctorat*, Nantes, 217 pp.
- Ceuleneer, G., 1991.** Evidence for a paleo-spreading center in the Oman ophiolite: mantle structures in the Maqсад area, in *Ophiolite Genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, Ed. Peters, T., Nicolas, A. et Coleman, R. G., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 147-173.
- Ceuleneer, G., Monnereau, M. et Amri, I., 1996.** Thermal structure of a fossil diapir inferred from the distribution of mafic cumulates, **Nature**, 379, 149-153.
- Ceuleneer, G., Nicolas, A. et Boudier, F., 1988.** Mantle flow patterns at an oceanic spreading centre : the Oman peridotites record, **Tectonophysics**, 151, 1-26.
- Ceuleneer, G. et Rabinowicz, M., 1992.** Mantle flow and melt migration beneath oceanic ridges : models derived from observations in ophiolites, in Ed. pp. 123-154.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M. et Bokun, A.N., 1996.** Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman, **Earth Planet. Sci. Lett.**, 143, 173-182.
- Chen, Y.J., 1996.** Dynamics of the mid-ocean ridge plate boundary: Recent observations and theory, **Pure and Applied Geophysics**, 146, 621-648.
- Chenevez, J., 1996.** Modélisation numérique des chambres magmatiques sous les dorsales océaniques rapides à partir de données ophiolitiques et marines, *Thèse de Doctorat*, Université Montpellier II, 131 pp.
- Chenevez, J., Machetel, P. et Nicolas, A., soumis.** Numerical models of magma chambers in the Oman ophiolite, **J. Geophys. Res.**,
- Cobbold, P.R., Cosgrove, J.W. et Summers, J.M., 1971.** Development of internal structures in deformed anisotropic rocks, **Tectonophysics**, 12, 23-53.
- Coleman, R.G. et Hopson, C.A., 1981.** Oman ophiolite special issue, **J. Geophys. Res.**, 86, B4,
- Cormier, M.H., Macdonald, K.C. et Wilson, D.S., 1995.** A three-dimensional gravity analysis of the East Pacific Rise from 18 degrees to 21 degrees 30'S, **Journal of Geophysical Research - Solid Earth**, 100, 8063-8082.
- Crane, K., 1985.** The spacing of rift axis highs : dependence upon diapiric processes in the underlying asthenosphere ?, **Earth Planet. Sci. Letters**, 72, 405-414.
- Daines, M.J. and Kohlstedt, D.L., 1997.** Influence of deformation on melt topology in peridotites. **J. Geophys. Res.**, 102: 10,257-10,271.
- Detrick, R.S., Buhl, P., Vera, E., Mutter, J., Orcutt, J., Madsen, J. et Brocher, T., 1987.** Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise, **Nature**, 326, 35-41.
- Dunn, R.A. et Toomey, D.R., 1997.** Seismological evidence for three-dimensional melt migration beneath the East-Pacific Rise, **Nature**, 388, 259-262.
- Ernewein, M., Pflumio, C. et Whitechurch, H., ed. *The death of an accretion zone as evidenced by the magmatic history of the Sumail ophiolite*, 151: 1988.
- Faul U.H., Toomey D.R. and Waff H.S., 1994.** Intergranular basaltic melt is distributed in thin, elongated inclusions, **Geophysical Research Letters** 21(1), 29-32.
- Forsyth, D., 1997.** Lateral Variations in Mantle Structure beneath the East Pacific Rise in the MELT Study Area from Rayleigh Wave Dispersion. **MELT workshop**.
- Gassmann, F. 1951.** Über die elastizität poroser medien. Vier. der Natur Gesellschaft, 96:1-23.
- Girardeau, J. et Francheteau, J., 1993.** Plagioclase-wherlites and peridotites on the East Pacific Rise (Hess Deep) and the Mid-Atlantic Ridge (DSDP site 334) : evidence for magma percolation in the oceanic upper mantle, **Earth Planet. Sci. Lett.**, 115, 137-149.

Document
 ch 23

- Girardeau, J. et Nicolas, A., 1981.** Structures in two of the Bay of Islands (Newfoundland) ophiolite massifs: a model for oceanic crust and uppermantle, **Tectonophysics**, 77, 1-34.
- Glennie, K.W., Boeuf, M.G.A., Hughes Clarke, M.W., Moody-Stuart, M., Pilaar, W.F.H. et Reinhardt, B.M., 1974.** *Geology of the Oman mountains*, Pilaar, W.F.H. et Reinhardt, B.M., 1974. *Geology of the Oman mountains*, Goetze, C., 1975. Sheared lherzolites: from the point of view of rock mechanics. **Geology**, 3, 172-173.
- Hacker, B.R., 1994.** Rapid emplacement of young oceanic lithosphere: argon geochronology of the oman ophiolite, **Science**, 265, 1563-1565.
- Hacker, B.R., McWilliams, M.O. et Mosenfelder, J.L.** Rapid emplacement of the Oman ophiolite. *Ancient volcanism and modern analogues*. Ed. Abstracts, I. Canberra, Australia.: 1993. 44.
- Helgason, J. et Zentilli, M., 1985.** Field characteristics of laterally emplaced dikes: anatomy of an exhumed miocene dike swarm in Reydarfjörður, eastern Iceland, **Tectonophysics**, 115, 247-274.
- Hey, R.N., Johnson, P.D., Martinez, F., Korenaga, J., Somers, M.L., Huggett, Q.J., LeBas, T.P., Rusby, R.I. et Naar, D.F., 1995.** Plate boundary reorganization at a large-offset, rapidly propagating rift, **Nature**, 378, 167-170.
- Hirth, G. et Kohlstedt, D.L., 1995.** Experimental constraints on the dynamics of the partially molten upper mantle: Deformation in the diffusion creep regime, **Journal of Geophysical Research - Solid Earth**, 100, 1981-2001.
- Hooft, E., Kleinrock, M. et Ruppel, C., 1995.** Rifting of oceanic crust at Endeavor Deep on the Juan Fernandez microplate, **Mar. Geophys. Res.**, 17, 251-273.
- Hoxha, M., 1993.** Etude structurale et pétrologique de l'ophiolite de Kukes (Albanie): cinématique de la déformation et géométrie de la ride, *Thèse INPL*, Université de Nancy, pp.
- Ildefonse, B., Billiau, S. et Nicolas, A., 1995.** A detailed study of mantle flow away from diapirs in the Oman ophiolite, in *mantle and lower crust exposed in oceanic ridges and in ophiolites*, Ed. Vissers, R. L. M. et Nicolas, A., Kluwer, Dordrecht, pp. 163-177.
- Ildefonse, B., Nicolas, A. et Boudier, F., 1993.** Evidence from the Oman ophiolite for sudden stress changes during melt injection at oceanic spreading centres, **Nature**, 366, 673-675.
- Jousselin, D., Mainprice, D. et Boudier, F., 1996.** Structure, seismic velocities and anisotropy of the mantle in an oceanic fast spreading ridge, **Eos Trans. AGU**, 77, 665.
- Karato, S.I., Toriumi, M. et Fujii, T., 1980.** Dynamic recrystallization of olivine single crystals during high temperature creep. **Geophys. Res. Lett.**, 7, 649-652.
- Karpoff, A.M., Walter, A.V. et Pflumio, C., 1988.** Metalliferous sediments within lava sequences of the Sumail ophiolite (Oman): mineralogical and geochemical characterization, origin and evolution. **Tectonophysics**, 151, 223-245.
- Kelemen, P., Simizu, N. et Salters, V.J.M., 1995.** Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels, **Nature**, 375, 747-753.
- Kelemen, P.B., 1990.** Reaction between ultramafic rock and fractionating magma 1. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite, **J. Petrol.**, 31, 51-98.
- Kelemen, P.B., Joyce, D.B., Webster, J.D. et Holloway, J.R., 1990.** Reaction between ultramafic rock and fractionating magma 2. Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150-1050°C and 5kb, **J. Petrol.**, 31, 99-134.
- Kidd, R.G.W. et Cann, J.R., 1974.** Chilling statistics indicate an ocean-floor origin for the Troodos complex, Cyprus. **Earth and Planet. Sci. Lett.**, 24, 151-155.
- Klein, E.M. et Langmuir, C.H., 1987.** Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness, **J. Geophys. Res.**, 92, 8089-8115.
- Kumazawa, M. and Anderson, O.L., 1969.** Elastic moduli, pressure derivatives, and temperature derivatives of single-crystal olivine and single-crystal forsterite. **J. Geophys. Res.**, 74: 5961-5972.
- Kuo, B.Y. et Forsyth, D.W., 1988.** Gravity anomalies of the ridge-transform system in the south Atlantic between 31 and 34.5°S : Upwelling centers and variations in crustal thickness, **Mar. Geophys. Res.**, 10, 205-232.

+ Hacker of
Cann 97

Kameshima S & Silver PG 1992 A search for source
side mantle anisotropy - Geophys. Res. Lett. 19 1049-1052

- Larson, R.L., Searle, R.C., Kleinrock, M.C., Schouten, H., Bird, R.T., Naar, D.F., Rusby, R.I., Hooft, E.E. et Lasthiotakis, H., 1992. Roller-bearing tectonic evolution of the Juan Fernandez microplate, *Nature*, 356, 571-576.
- Lee G.M. 1928. The geology and tectonics of Oman and of parts of southeastern Arabia. *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, 84, 336, 585-670.
- Lin, J. et Parmentier, E.M., 1989. Mechanisms of lithosphere extension at mid-ocean ridges, *Geophys. J. Int.*, 96, 1-22.
- Lin, J. et Phipps Morgan, J., 1992. The spreading rate dependence of three-dimensional mid-ocean ridge gravity structure, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 13-16.
- Lin, J., Purdy, G.M., Schouten, H., Sempéré, J.C. et Zervas, C., 1990. Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic Ridge, *Nature*, 344, 627-632.
- Lippard, S.J., Shelton, A.W. et Gass, I.G., 1986. The ophiolite of northern Oman, *Geol. Soc. Mem.*, 11,
- Loomis, T.P. et Gottschalk, R.R., 1981. Hydrothermal origin of mafic layers in Alpinotype peridotites : evidence from the Seiad Ultramafic complex, California, U.S.A., *Contr. Miner. Petrol.*, 76, 1-11.
- MacDonald, K.C., 1982. Mid-ocean ridges: fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10, 155-190.
- MacDonald, K.C., Scheirer, D.S. et Carbotte, S.M., 1991. Mid-ocean ridges: discontinuities, segments and giant cracks, *Science*, 253, 986-994.
- MacLeod, C.J. et Rothery, D.A., ed. *Ridge axial segmentation in the Oman ophiolite: evidence from along-strike variations in the sheeted dyke complex*, 60: 1992.
- Madsen, J., Detrick, R.S., Mutter, J.C., Buhl, P. et Orcutt, J.A., 1990. A two- and three-dimensional analysis of gravity anomalies associated with the East Pacific Rise at 9°N and 13°N, *J. Geophys. Res.*, 95, 4967-4987.
- Magde, L.S., Detrick, R.S. et Group, T., 1995. Crustal and upper mantle contribution to the axial gravity anomaly at the southern East Pacific Rise, *J. Geophys. Res.*, 100, 3747-3766.
- Magde, L.S., Sparks, D.W. et Detrick, R.S., 1997. The relationship between buoyant mantle flow, melt migration, and gravity bull's eye at the Mid-Atlantic Ridge between 33°N and 35°N, *EPSL.*, 148, 59-67
- Mainprice, D., 1990. A FORTRAN program to calculate seismic anisotropy from the lattice preferred orientation of minerals, *Computers and Geosciences*, 16, 385-393.
- Mainprice, D., 1997. Modelling the anisotropic seismic properties of partially molten rocks found at mid-ocean ridges, *Tectonophysics*, 279, 161-179.
- Mainprice, D. et Humbert, M., 1994. Methods of calculating petrophysical properties from lattice preferred orientation data, *Surveys in Geophysics*, 15, 575-592.
- Mainprice, D. et Silver, P.G., 1993. Interpretation of SKS-waves using samples from the subcontinental lithosphere, *Phys. Earth Planet. Int.*, 78, 257-280.
- Manghnani, M. H. et Coleman, R. G., 1981. Gravity profiles across the Samail ophiolite, Oman, *J. Geophys. res.*, 86: 2509-2525.
- Mattauer, M., et Ritz, J.F., 1996. Arguments géologiques en faveur d'un modèle de subduction continentale pour l'exhumation du métamorphisme haute-pression d'Oman. *C.R. Acad. Sci.*, t322, S.IIa, 869-876.
- Mavko, G.M. 1980. Velocity and attenuation in partially molten rocks. *J. Geophys. Res.* 85: 5173-5189.
- Mavko, G.M. and Nur, A. 1975. Melt squirt in the asthenosphere. *J. Geophys. Res.* 80: 1444-1448.
- McKenzie, D.K., 1984. The generation and compaction of partially molten rock, *J. Petrol.*, 25, 713-765.
- Mercier, J.C. and Nicolas, A., 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalt xenoliths. *J. Petrol.*, 16, 454-487.

of the lead
4/10/92

- Mercier, J.C., Anderson, D.A., et Carter, N.L., 1977. Stress in the lithosphere: inferences from steady-state flow of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 115, 199-226.
- Michard, A., Goffé, B., Saddiqi, O., Obrhänsli, R. et Wendt, A.S., 1994. Late cretaceous exhumation of the Oman blueschists and eclogites : a two stage extensional mechanism, *Terra Nova*, 6, 404-413.
- Montigny, R., Le Mer, O., Thuizat, R. et Whitechurch, H., 1988. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of metamorphic rocks associated with the Oman ophiolite: tectonic implications, *Tectonophysics*, 151, 345-362.
- Murase, T., and McBirney, A.R., 1973. Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 3563-3592.
- Naar, D.F. et Hey, R.N., 1991. Tectonic evolution of the Easter Microplate, *J. Geophys. Res.*, 96, 7961-7993.
- Nicolas, A., 1978. Stress estimates from structural studies in some mantle peridotites. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 288, 49-57
- Nicolas, A., 1989. *Structures in ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*, Dordrecht.
- Nicolas, A., 1990. *Les montagnes sous la mer*, Orléans.
- Nicolas, A. et Boudier, F., 1995. Mapping oceanic ridge segments in Oman ophiolites, *J. Geophys. Res.*, 100, 6179-6197.
- Nicolas, A., Boudier, F. et Ildefonse, B., 1994. Dike patterns in diapirs beneath oceanic ridges : the Oman ophiolite, in *Magmatic systems*, Ed. Ryan, M. P., Academic Press, Orlando, pp. 77-95.
- Nicolas, A., Boudier, F. et 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. et Ildefonse, B., 1996. Variable crustal thickness in the Oman ophiolite: Implication for oceanic crust, *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 101, 17941-17950.
- Nicolas, A., Ceuleneer, G., Boudier, F. et Misseri, M., 1988. Structural mapping in the Oman ophiolites : mantle diapirism along an oceanic ridge, *Tectonophysics*, 151, 27-56.
- Nicolas, A. et Ildefonse, B., 1996. Flow mechanism and viscosity in basaltic magma chambers, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2013-2016.
- Nicolas, A. et Poirier, J.P., 1976. *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*, Wiley, London.
- Nicolas, A. et Prinzhofer, A., 1983. Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites : structural evidence, *Journal of Petrology*, 24, 188-206.
- Nicolas, A. et Violette, J.F., 1982. Mantle flow at oceanic spreading centers: models derived from ophiolites, *Tectonophysics*, 81, 319-339.
- Nishimura, C.E. et Forsyth, D.W., 1989. The anisotropic structure of the upper mantle in the Pacific, *J. Geophys. Res.*, 94, 96, 203-229.
- Pallister, J.S. et Hopson, C.A., 1981. Semail ophiolite plutonic suite ; field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber, *J. Geophys. Res.*, 86, 2593-2644.
- Panozzo Heilbronner, R., 1992. The autocorrelation function : an image processing tool for fabric analysis, *Tectonophysics*, 212, 351-370.
- Parmentier, E.M. et Phipps Morgan, J., 1990. Spreading rate dependence of three-dimensional structure in oceanic spreading centres, *Nature*, 348, 325-328.
- Parson, B. et Sclater, J.G., 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. geophys. Res.*, 82, 803-827.
- Pearce, J.A., Alabaster, T., Shelton, A.W. et Searle, M.P., 1981. The Oman ophiolite as a cretaceous arc-basin complex: evidence and implications, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A*, 300, 299-317.
- Pelayo, A.M., Stein, S. et Stein, C.A., 1994. Estimation of oceanic hydrothermal heat flux from heat flow and depths of midocean ridge seismicity and magma chambers, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 713-716.

- Perrin, M., Prevot, M. et Bruere, F., 1994. Rotation of the Oman ophiolite and initial location of the Ridge in the hotspot reference frame, **Tectonophysics**, 229, 31-42.
- Peters, T., Nicolas, A. et Coleman, R.G., 1991. *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, Dordrecht.
- Phipps Morgan, J., Parmentier, E.M. et Lin, J., 1987. Mechanisms for the origin of mid-ocean ridge axial topography: implications for the thermal and mechanical structure of accreting plate boundaries, **J. Geophys. Res.**, 92, 12823-12836.
- Pilgrim G., 1908. Geology of the Persian Gulf and adjoining portions of Persia and Arabia. **Geol. Inst. India Mem.**, 34. 4.
- Presnall, D.C., Dixon, J.R., O'Donnell, T.H. et Dixon, S.A., 1979. Generation of Mid-ocean ridge tholeiites, **J. Petrol.**, 20, 3-35.
- Prinzhofer, A., Nicolas, A., Cassard, D., Moutte, J., Leblanc, M., Paris, P. et Rabinowitch, M., 1980. Structures in the New Caledonia peridotite-gabbros : implications for oceanic mantle and crust, **Tectonophysics**, 69, 85-112.
- Rabinowicz, M., Ceuleneer, G. et Nicolas, A., 1987. Melt segregation and flow in mantle diapirs below spreading centers : evidence from the Oman ophiolite, **J. Geoph. Res.**, 92, 3475-3486.
- Rabinowicz, M., Nicolas, A. et Vigneresse, J.L., 1984. A rolling mill effect in asthenosphere beneath oceanic spreading centers, **Earth Planet. Sci. Letters**, 67, 97-108.
- Raitt, R.W., Shor, G.G.Jr, Francis, T.J.G. et Morris, G.B., 1969. Anisotropy of the Pacific upper mantle., **J. Geophys. Res.**, 74, 12.
- Ravaut, P., Bayer, R., Hassani, R., Rousset, D. et Al Yahya'ey, A., in press. Structure and evolution of the northern Oman margin: gravity and seismic constraints over the Zagros-Makran-Oman collision zone, **Tectonophysics**.
- Reinhardt, B.M., 1970, On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman geosyncline. *Geologie en Mijnbouw*, 49-2, 161-163.
- 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.
- Reuber, I., Nehlig, P. et Juteau, T., 1991. Axial segmentation at a fossil oceanic spreading centre in the Haylayn block (Semail nappe, Oman): off-axis mantle diapir and advancing ridge tip, **J. Geodyn.**, 13, 253-278.
- Schouten, H., Klitgord, K.D. et Gallo, D.G., 1993. Edge-driven microplate kinematics, **J. Geophys. Res.**, 98, 6689-6701.
- Schmeling, H., 1985. Numerical models on the influence of partial melt on elastic, anelastic and electrical properties of rocks. Part I: elasticity and anelasticity. **Phys. Earth Planet. Inter.**, 41 : 34-57.
- Scott, D.R. et Stevenson, D.J., 1989. A self-consistent model of melting, magma migration and buoyancy-driven circulation beneath mid-ocean ridges, **J. Geophys. Res.**, 94, 2973-2988.
- Searle, R.C., Bird, R.T., Rusby, R.I. et Naar, D.F., 1993. The development of two oceanic microplates : Easter and Juan Fernandez microplates, East Pacific Rise, **J. Geol. Soc. London**, 150, 965-976.
- Shelton, A.W., 1984. Geophysical studies on the northern Oman ophiolite, *PhD thesis*, Open University, 353 pp.
- Sinton, J., 1977. Equilibration history of the basal alpine-type peridotite, Red Mountain, New Zealand, **J. Petrol.**, 18, 216-246.
- Solomon, S.C. et Toomey, D.R., 1992. The structure of mid-ocean ridges, **Annu. Rev. Earth Planet. Sci.**, 20, 329-364.
- Sotin, C. et Parmentier, E.M., 1989. Dynamical consequences of compositional and thermal density stratification beneath spreading centers, **Geophys. Res. Lett.**, 16, 835-838.
- Sparks, D.W., Parmentier, E.M. et Phipps Morgan, J., 1993. Three-dimensional mantle convection beneath a segmented spreading center: implications for along-axis variations in crustal thickness and gravity, **J. Geophys. Res.**, 98, 21977-21995.

- Spiegelman, M. et McKenzie, D.P., 1987.** Simple 2-D models for melt extraction at mid-ocean ridges and island arcs, **Earth Planet. Sci. Lett.**, 83, 137-152.
- Su, W. et Buck, R., 1993.** Buoyancy effects on mantle flow under mid-ocean ridges, **J. Geophys. Res.**, 98, 12191-12205.
- Thomas, V., Pozzi, J.P. et Nicolas, A., 1988.** Paleomagnetic results from Oman ophiolites related to their emplacement, **Tectonophysics**, 151, 297-321.
- Tippit, P.R., Pessagno, E.A., et Smewing, J.D., 1981.** Uranium-lead isotopic ages of the Samail ophiolite, Oman, with applications to Tethyan Ocean. **J. Geophys. Res.**, 86, 2756-2762.
- Tilton, G.R., Hopson, C.A. et Wright, J.E., 1981.** Uranium-lead isotopic ages of the Samail ophiolite, Oman, with applications to Tethyan ocean, **J. Geophys. Res.**, 86, 2763-2775.
- Tolstoy, M., Harding, A.J. et Orcutt, J.A., 1993.** Crustal thickness on the Mid-Atlantic Ridge: Bull's eye gravity anomalies and focused accretion, **Science**, 262, 726-729.
- Toomey, D.R., Purdy, G.M., Solomon, S.C. et Wilcock, W.S.D., 1990.** The three-dimensional seismic velocity structure of the East Pacific Rise near latitude 9°30'N, **Nature**, 347, 639-645.
- Toomey, D.R., Solomon, S.C. et Purdy, G.M., 1994.** Tomographic imaging of the shallow crustal structure of the East Pacific Rise at 9 degrees 30'N, **Journal of Geophysical Research - Solid Earth**, 99, 24135-24157.
- Toomey, D.R., 1997.** Tomographic Constraints on Upper Mantle Structure Beneath the MELT Region of the East Pacific Rise. **MELT workshop.**
- Van der Wal, D. et Bodinier, J.L., 1996.** Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow, **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 122, 387-405.
- Vera, E., Mutter, J.C., Buhl, P., Orcutt, J.A., Harding, A.J., Kappus, M.E., Detrick, R.S. et Brocher, T.M., 1990.** The structure of 0- to 0.2- m.y.- old oceanic crust at 9°N on the East Pacific Rise from expanded spread profiles, **J. Geophys. Res.**, 95, 15529-15556.
- Von Bagen, N., and Waff, H.S. 1986.** Permeabilities, interfacial areas and curvature of partially molten systems: results of numerical computations of equilibrium microstructures. **J. Geophys. Res.**, 91: 9261-9276.
- Waff, H.S., and Bulau, J.R. 1982.** Experimental studies of near-equilibrium textures in partially molten silicates at high pressure, in High Pressure Research in Geophysics, **Adv. Earth and Planet. Sci.**, 12.
- Waff, H.S., and Faul, U.H., 1992.** effects of crystalline anisotropy on fluid distribution in ultramafic partial melts. **J. Geophys. Res.**, 97: 9003-9014.
- Wang, X. et Cochran, J.R., 1993.** Gravity anomalies, Isostasy, and mantle flow at the East Pacific Rise Crest, **J. Geophys. Res.**, 98, 19505-19531.
- Wang, X.J., Cochran, J.R. et Barth, G.A., 1996.** Gravity anomalies, crustal thickness, and the pattern of mantle flow at the fast spreading East Pacific Rise, 9 degrees-10 degrees N: Evidence for three-dimensional upwelling, **Journal of Geophysical Research - Solid Earth**, 101, 17927-17940.
- Whitehead, J.A.J., Dick, H.J.B. et Schouten, H., 1984.** A mechanism for magmatic accretion under spreading centres, **Nature**, 312, 146-148.
- Wilcock, W.S.D., Solomon, S.C., Purdy, G.M. et Toomey, D.R., 1995.** Seismic attenuation structure of the East Pacific Rise near 9 degrees 30'N, **Journal of Geophysical Research - Solid Earth**, 100, 24147-24165.
- Wilson, D.S., 1992.** Focused upwelling beneath mid-ocean ridges : Evidence from seamount formation and isostatic compensation of topography, **Earth Planet. Sci. Lett.**, 113, 41-55.
- Wolfe, C.J., 1997.** Upper Mantle Anisotropy Beneath the MELT Region: Shear-Wave Splitting Measurements and Implications for Mantle Flow at a Superfast-Spreading Center. **MELT workshop.**

Liste des figures

1ere partie

figure 1.1: carte générale de situation

figure 1.2: Oman/EPR

figure 1.3 figure 1.3a: carte de l'ophiolite avec limites lithologiques
figure 1.3b: log de l'ophiolite

figure 1.4: déformation magmatique (a) et plastique (b) dans les gabbros

figure 1.5: harzburgite imprégnée (illustre la minéralogie et la foliation)

figure 1.6: bloc diagramme illustrant la relation entre X, Y, Z et la foliation et la linéation

figure 1.7: évolution de la fabrique de forme pendant la déformation, et pétrofabrique correspondante.

figure 1.8 (a et b): microstructures dans les péridotites d'Oman

figure 1.9: coupe dans une zone de transition épaisse

figure 1.10: photographie d'une zone de transition fine

figure 1.11: schéma illustrant l'obduction de l'ophiolite d'Oman

figure 2.1 a: schéma d'un écoulement 2D passif à une dorsale rapide

b: schéma d'un écoulement 3D actif à une dorsale rapide

figure 2.2: différences entre l'écoulement à l'axe et un diapir « hors axe ».

EPR microplates, a model for the Oman ophiolite

Figure 1: carte simplifiée (a) et schéma interprétatif (b) des massifs du Sud de l'ophiolite d'Oman

Figure 2: Schéma simplifié de la microplaque de Juan Fernandez

Figure 3.1: Carte des noms et stations de mesures de la région de Maqсад

Detailed mapping of a mantle diapir below a paleo spreading center in the Oman ophiolite

Figure 1: carte simplifiée de l'ophiolite d'Oman

Figure 2: affleurement de gabbros déformés à l'état magmatique

Figure 3: projection stéréographique des orientations des filons

Figure 4: carte des filons

Figure 5: carte des foliations (a), carte des linéations (b), carte du Moho (c)

Figure 6: projection stéréographique des orientations des structures

Figure 7: coupes géologiques

Figure 8: carte des fabriques et localisation des coupes (a), 2 exemples de fabriques (b)

Figure 9: schéma simplifié du diapir de Maqsad

Figure 10: modèle d'écoulement mantellaire à la dorsale

Figure 3.2: carte « brute » des foliations

Figure 3.3: carte « brute » des linéations

Figure 3.4: carte des sens de cisaillement

Figure 3.5: « facies 1 » de l'enstatite

Figure 3.6: « facies2 » de l'enstatite

Figure 3.7: « facies3 et 4 » de l'enstatite

Figure 3.8: carte et histogramme des facies de l'enstatite

Figure 3.9: recristallisation du spinel au passage harzburgite/dunite

Figure 3.10: répartition des échantillons analysés en géochimie

Figure 3.11: profils de terres rares de 23 péridotites de Maqsad

Figure 4.1: carte des noms et stations de mesures de la région de Nakh

Figure 4.2: projection stéréographique des orientations de filons dans le complexe filonien

Figure 4.3: carte structurale du massif de Nakh-Rustaq

Figure 4.4: cartes des isodips de foliations (a) et linéation (b) (Nakh)

Figure 4.5: cartes des trajectoires de foliations (a) et linéations (b) (Nakh)

Figure 4.6: carte des sens de cisaillement (Nakh)

Figure 4.7: carte des filons (Nakh)

Figure 5.1: carte des noms et stations de mesures de la région de Mansah

Figure 5.2: zone de transition à clinopyroxènes

Figure 5.3: cartes des trajectoires de foliations (a) et linéations (b) (Mansah)

Figure 5.4: cartes des isodips de foliations (a) et linéation (b) (Mansah)

Figure 5.5: zone de cisaillement HT

Figure 5.6: carte des sens de cisaillement (Mansah)

Figure 5.7: carte des filons (Mansah)

Figure 5.8: filons « type Nidab »

Figure 5.9: filons « type Wasit »

Figure 5.10: répartition des zones de cisaillement, des clinopyroxénites et des filons « types Wasit et Nidab »

Figure 5.11: scénario possible pour la formation de la région de Mansah.

2eme partie

Figure I.1: échelle de l'expérience MELT/ophiolite d'Oman

Figure I.2: temps résiduels mesurés et calculés pour 2 modeles théoriques

Figure I.3: image tomographique de l'EPR à 9°30'N

Figure II.1: répartition des fabriques cristallographiques mesurées dans la région de Maqsad

Figure II.2: fabriques cristallographiques mesurées

Figure II.3: vitesses sismiques calculées

Melt topology and seismic anisotropy in mantle peridotites of the Oman ophiolite

Figure 1: fabrique cristallographique des échantillons étudiés

Figure 2: dessins et photographies des plagioclases et clinopyroxenes représentant la phase liquide dans les péridotites imprégnées

Figure 3: force de fabrique/ pourcentage de « poches liquide »

Figure 4: surface des « poches liquide »/ rapport d'allongement

Figure 5: orientation des « poches liquides »/ rapport d'allongement

Figure 6: histogrammes des orientations des « poches liquide »

Figure 7: contours de l'ACF des « poches liquide » sur les lames XZ

Figure 8: vitesses sismiques calculées pour les différents axes structuraux de chaque échantillon.

Figure III.1: géométrie du modèle « Oman »

Figure III.2: géométrie et dispositif de l'expérience sismique en mer

Figure III.3: temps résiduels calculés pour le modele « Oman »/données EPR

